

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

РОССИЙСКАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА

К 100-летнему юбилею Михаила Владимировича Гзовского



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ОНЗ РАН

РОССИЙСКАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА

К 100-летнему юбилею Михаила Владимировича Гзовского

Ответственный редактор
Ю. А. Морозов, член-корреспондент РАН

Издательство Кольского научного центра
2019

DOI: 10.37614/978.5.91137.415.0
УДК 551.2.3
ББК 26.324
Р 68

Печатается по решению Редакционного совета по книжным изданиям ФИЦ КНЦ РАН

Рецензенты:
А. К. Худолей, д-р геол.-минерал. наук, проф., СПбГУ, Санкт-Петербург;
Л. М. Богомолов, д-р физ.-мат. наук, проф., директор ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск;
Р. А. Умурзаков, д-р геол.-минерал. наук, проф., ТашГТУ, Ташкент (Узбекистан)

Редакторы:
Ю. Л. Ребецкий, д-р физ.-мат. наук;
А. В. Маринин, канд. геол.-минерал. наук;
Д. В. Жиров

Р 68 Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею Михаила Владимировича Гзовского : сборник статей / ответственный редактор член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов. — Апатиты : ФИЦ КНЦ РАН, 2019. — 359 с.: ил.

ISBN 978-5-91137-415-0

Сборник посвящен 100-летнему юбилею М.В. Гзовского и представляет статьи ведущих российских ученых, работающих в области тектонофизики, тектоники, структурной и рудной геологии. Объединяющей тематикой сборника служит использование данных о природных напряжениях для решения как фундаментальных проблем геодинамики и физики очага землетрясений, так и для обеспечения безопасного проведения горных работ и решения других прикладных задач рудной геологии. Статьи сгруппированы в три основных направления исследований современной тектонофизики: изучение природных напряжений, механизмов формирования складок и решение прикладных задач в рудной геологии. В совокупности материалы сборника дают срез современного состояния и достижений тектонофизики и формулируют новый круг задач, требующих своего решения.

Издание рассчитано на геологов, специалистов в геомеханике, структурной геологии, геотектонике и геодинамике.

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Сборник издается в соответствии с оригиналом, подготовленным редакционной коллегией, при участии издательства ФИЦ КНЦ РАН.

Научное издание
Редактор С. А. Шарам
Технический редактор В. Ю. Жиганов
Подписано в печать 01.02.2019. Формат бумаги 60×84 1/8.
Усл. печ. л. 41.73. Заказ № 1. Тираж 500 экз.

ISBN 978-5-91137-415-0

© Коллектив авторов, 2019
© Отделение наук о Земле РАН, 2019
© Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 2019
© Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр Российской академии наук», 2019
© Геологический институт КНЦ РАН, 2019
© Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики ОНЗ РАН, 2019

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION OF THE RUSSIAN FEDERATION
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

EARTH SCIENCES DEPARTMENT OF RAS

SHMIDT INSTITUTE OF PHYSICS OF THE EARTH

FEDERAL RESEARCH CENTRE
"KOLA SCIENCE CENTRE OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES"

GEOLOGICAL INSTITUTE OF THE KOLA SCIENCE CENTRE

SCIENTIFIC COUNCIL OF TECTONICS AND GEODYNAMICS ESD RAS

RUSSIAN TECTONOPHYSICS

To the 100th anniversary of Mikhail Vladimirovich Gzovsky

Managing Editor
Corresp. Member RAS Yu. A. Morozov

Publishing House of the Kola Science Center
2019

DOI: 10.37614/978.5.91137.415.0
UDC 551.2.3
BBC 26.324
R 88

Published by decision of the Editorial board of the Federal Research Sentre
"Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences"

Reviewers:
Khudoley A. K. — Doctor in Geology and Mineralogy, Professor, StPSU;
Bogomolov L. M. — Doctor in Physics, Professor, Director of IMGG FEB RAS;
Umurzakov R. A. — Doctor in Geology and Mineralogy, Professor, TashSTU

Editors:
Dr. Sci. (Phys.-math.). *Yu. L. Rebetsky*;
Ph. D. (Geol.-min.) *A. V. Marinin*;
D. V. Zhirov

R 88 Russian tectonophysics. To the 100th anniversary of Mikhail Vladimirovich Gzovsky : collected papers / Edited by Corresp. Member RAS Yu. A. Morozov. — Apatity : FRC KSC RAS, 2019. — 359 p.: ill.

ISBN 978-5-91137-415-0

The collected papers are dedicated to the 100th anniversary of M.V. Gzovsky and comprise articles of lead Russian experts in tectonophysics, tectonics, structural and ore geology. Thematically, the papers are unified by the application of data on natural tensions to solve both fundamental issues of geodynamics and physics of the earthquake focus, as well as to ensure safe mining and adopt application-driven tasks in ore geology. In synthesis, the data in the collected papers provide a comprehensive view at the up-to-date state and achievements of tectonophysics and set forth a new scope of tasks to be immediately solved.

The volume is intended for geologists, specialists in geomechanics, structural geology and geodynamics is intended for geologists, specialists in geomechanics, structural geology, geotectonics and geodynamics.

UDC 551.2.3
BBC 26.324

This collection of articles are published according to the original manuscripts, combined by Editorial Board with the assistance of the Federal Research Centre "Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences"

ISBN 978-5-91137-415-0

© Authors, 2019
© Earth Sciences Department of RAS, 2019
© Shmidt Institute of Physics of the Earth, 2019
© Federal Research Centre
"Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences", 2019
© Geological Institute of the Kola Science Centre, 2019
© Scientific Council of Tectonics and Geodynamics ESD RAS, 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ…… 7

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ…..……. 9

Ребецкий Ю. Л. Достижения и перспективные задачи тектонофизических исследований в России…….…….. 10

2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ……...…….…… 59

Маринин А. В., Сим Л. А., Сычева Н. А. Тектонические стресс-индикаторы и напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня.…..…… 60

Маринин А. В., Деев Е. В., Тверитинова Т. Ю., Поречная Е. В. Первые данные реконструкции палеонапряжений в долине реки Катунь (Горный Алтай)…….. 87

Ребецкий Ю. Л. Механизмы генерации коровых напряжений. Роль вертикальных движений, экзогенных процессов и изостазии…….…….. 98

Сим Л. А. История развития полевых методов реконструкции тектонических напряжений..... 117

Сим Л. А., Маринин А. В., Брянцева Г. В., Гордеев Н. А., Бондарь И. В. Особенности неотектонических напряжений Северной Евразии и их взаимосвязь с глобальным тектогенезом.……...…….……. 125

Тверитинова Т. Ю. Парагенетический анализ зеркал скольжения рифейских метаморфитов Гурбейского рудного поля (Восточный Саян)…….……..…. 150

3. РАЗРЫВЫ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ…….……... 167

Колодяжный С. Ю., Полещук А. В., Зыков Д. С. Аномальные складчатые и разрывные структуры юго-восточной окраины Балтийского щита…….. 168

Ребецкий Ю. Л. Тектонофизика в разломообразовании, геологические и сейсмические опасности…..…….……... 185

Ребецкий Ю. Л. Неустойчивость слоистых сред и проблемы складкообразования…….. 215

Семинский К. Ж., Бобров А. А. Вопросы методологии изучения разломной структуры разноранговых зон растяжения земной коры: тектонофизическая интерпретация результатов геолого-геофизических исследований центральной части Байкальского рифта…….……... 237

Яковлев Ф. Л. Предварительный обзор возможностей распознавания механизмов формирования структур в масштабах складчатого чехла и всей литосферы на примере Большого Кавказа……... 250

4. ТЕКТОНОФИЗИКА В РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГОРНОМ ДЕЛЕ……...….. 269

Васильев Н. Ю., Мострюков А. О., Петров В. А., Тверитинова Т. Ю., Тверитинов А. Ю. Оценка вероятности рудолокализующей роли объемного разуплотнения горных пород в развитии Гурбейского месторождения золота (В. Саян)……. 270

Жиров Д. В. Информативность трещиноватости для прикладных аспектов геологии и горного дела: геометрия и строение трещин…….…….. 294

Петров В. А., Минаев В. А., Устинов С. А., Полуэктов В. В. Реконструкция параметров палеотектонических полей напряжений-деформаций на различных масштабных уровнях в связи с задачами рудной геологии…….…….. 329

Читалин А. Ф. Структурные парагенезы и рудная минерализация Баимской сдвиговой зоны, Западная Чукотка……... 343

CONTENTS

Pages

PREFACE……. 7

1. THEORETICAL ISSUES OF TECTONOPHYSICS…..……... 9

Rebetsky Yu. L. Achieve Long-Term Objectives Tectonophysical Research in Russia.…… 10

2. TECTONIC STRESS……...……...……...……...…….……... 59

Marinin A. V., Sim L. A., Sycheva N. A. Tectonic Stress Indicators and Stress-and-Strain State of the Northern Tien Shan…… 60

Marinin A. V., Deev E. V., Tveritinova T. Yu., Porechnaya E. V. The First Data of Paleostress Reconstructions in the Katun River Valley (Gorny Altai) …… 87

Rebetsky Yu. L. Mechanisms of Crustal Stress Generation. Role of Vertical Movements, Exogenous Processes and Isostasy…..……. 98

Sim L. A. History of development of field methods for reconstruction of tectonic stresses....…… 117

Sim L. A., Marinin A. V., Bryanceva G. V., Gordeev N. A., Bondar' I. V. Features of Neotectonic Stresses of Northern Eurasia and their Interrelation with Global Tectogenesis……... 125

Tveritinova T. Yu. Paragenetic Analysis of Slickensides of Riphean Metamorphites on Gurbey Ore Field (East Sayan)……. 150

3. FAULTS AND FOLDING…....……...…….……... 167

Kolodyazhnyj S. Yu., Poleshchuk A. V., Zykov D. S. Anomalous Fold and Fault Structures South-Eastern Margin of the Baltic Shield……... 168

Rebetsky Yu. L. Tectonophysics of Faulting, Geological and Seismic Hazards.…..……..... 185

Rebetsky Yu. L. Instability of Layered Media and Problems of Folding……...……... 215

Seminsky K. Zh., Bobrov A. A. Fault Structure of Crustal Extension Zones of Different Ranks: Tectonophysical Interpretation of the Geological and Geophysical Data on the Central Part of the Baikal Rift……... 237

Yakovlev F. L. A Prior Summary of the Possibilities of Recognizing of the Structures Formation Mechanisms on Scales of the Folded Sedimentary Cover and the Entire Lithosphere on the Example of the Greater Caucasus…….. 250

4. TECTONOPHYSICS IN ORE GEOLOGY AND MINING……..……..... 269

Vasilyev N. Yu., Mostryukov A. O., Petrov V. A., Tveritinova T. Yu., Tveritinov A. Yu. Estimate of the Ore-Localizing Role Probability of Rock Volumetric Softening in the Development of the Gurbeyskoye Gold Deposit (East Sayan)..……..…... 270

Zhirov D. V. Information Capacity of Jointing for Applied Aspects of Geology and Mining Industry: Geometry and Structure of Cracks…….…….... 294

Petrov V. A., Minaev V. A., Ustinov S. A., Poluektov V. V. Reconstruction of Paleotectonic Stress-Strain Fields Parameters at Various Scale Levels..…….…….. 329

Chitalin A. F. Structural Paragenesis and Ore Mineralization of the Baimskaya Shear Zone, Western Chukotka…….…… 343

ПРЕДИСЛОВИЕ

17 декабря 2019 г. исполнилось 100 лет со дня рождения Михаила Владимировича Гзовского, выдающегося советского тектонофизика, внесшего громадный вклад в развитие этого направления в России и странах бывшего СССР. Он вместе с Владимиром Владимировичем Белоусовым являлся основоположником российской тектонофизики и создателем многих направлений этой новой ветви большого и активно развивающегося древа наук о Земле. Очень хорошие слова о нем были сказаны в статье, открывающей сборник статей 2002 г. «Тектонофизика сегодня», которая была написана его ученицами и сотрудницами А.В. Михайловой и Д.Н. Осокиной. В нескольких предложениях так тепло о нем могли сказать только те, кто непосредственно от М.В. Гзовского принял эстафету научного поиска. Мы повторим здесь ее начало:

«М.В. Гзовский был ученым необычно многомерного плана. Сумев преодолеть противоречия в восприятии природы геологом и физиком-математиком, он проявлял способности как интуитивного, так и детерминистского мышления, способности одновременно геолога-тектониста, геофизика и механика. Он сочетал в себе качества отличного полевого исследователя, серьезного экспериментатора, теоретика, способного к широким обобщениям, и ученого-практика, который всегда стремился к практическому воплощению полученных результатов. Большой научный талант исследователя совмещался в нем с поистине исключительными работоспособностью и энергией, благодаря которым, выстроив логику исследований, он проводил их с блеском, а осмыслив результаты, пропагандировал наработанное с ясностью философа, точностью математика и доказательностью экспериментатора. Он жил наукой и для науки. Творчество М. В. Гзовского всегда представляло собой комплекс, сплав, состоящий из двух слагаемых: региональных или практических работ и опирающихся на них фундаментальных исследований. В его научной деятельности можно выделить три основных этапа: на первом этапе (1941–1950 гг.) он вел региональные геотектонические исследования складчатых областей (Приэльбрусье, Малый Кавказ, Венгрия, Австрия, Шотландия) и на их основе — исследования общих вопросов геотектоники; на втором этапе (1950–1962 гг.) проводил разработку основных проблем тектонофизики, сочетая ее со структурно-геологическими и тектонофизическими исследованиями в Байджансайском антиклинории (хребет Каратау, Казахстан); на третьем этапе (1963–1971 гг) работал над развитием общей тектонофизики и созданием тектонофизики специализированной (предназначенной для использования при решении практических и теоретических задач геологии и геофизики, в том числе задач сейсморайонирования, прогноза землетрясений, поиска и разведки полезных ископаемых) и в связи с этими задачами вел исследования тектонических движений, неотектоники и сейсмотектоники ряда областей Памира и Тянь-Шаня».

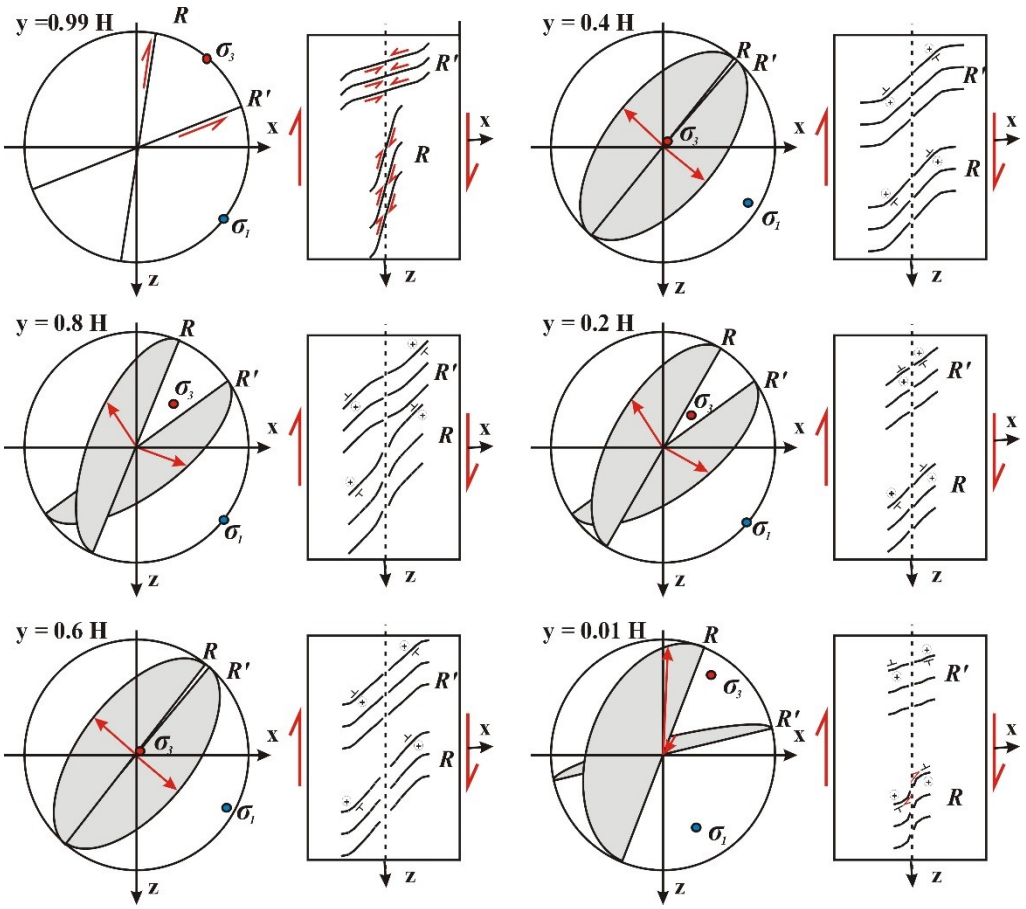
С высоты сегодняшнего дня мы понимаем, что научный путь М. В. Гзовского в тектонофизике был очень короткий, всего около двадцати лет. Тем более поразительно, какой мощный импульс в этом новом направлении науки им был создан.

В этом сборнике статей мы хотели показать, как далеко продвинулась тектонофизика за постгзовский период. В первой статье сборника, помещенной в раздел «Теоретические вопросы тектонофизики», фактически анализируется общее состояние современной тектонофизики в России и делается обзор достижений в двух наиглавнейших ее направлениях — тектонофизическое моделирование и изучение природных напряжений. Здесь также сформулированы новые задачи тектонофизики, вытекающие из полученных в последние два-три десятилетия результатов. Это специальная обзорно-аналитическая статья, которая готовилась именно к юбилейному сборнику. Статьи в следующих трех разделах в большей степени соответствуют стандартным журнальным публикациям, в которых их авторы прежде всего представляют свои самые последние научные достижения в тектонофизике.

В сборнике еще три раздела: «Тектонические напряжения», «Разрывы и складкообразование» и «Тектонофизика в рудной геологии и горном деле», которые, вместе с отмеченным выше направлением по тектонофизическому моделированию, определяют четыре главных направления тектонофизики. Важно отметить, что ключевым элементом трех из этих направлений является использование данных о природных напряжениях. Именно они позволяют получать решения как фундаментальных проблем геодинамики и физики очага землетрясений, так и обеспечивать безопасное проведение горных работ, поиска коллекторов при прогнозе рудных залежей и нетрадиционных месторождений углеводородов, а также создавать подходы количественной оценки сейсмических рисков и опасностей на активных разломах.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

1. THEORETICAL ISSUES OF TECTONOPHYSICS



Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О. Ю.Шмидта РАН, г. Москва, reb@ifz.ru

ДОСТИЖЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЗАДАЧИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ

Аннотация

Достижения мировой и российской тектонофизики, полученные за последние 40–50 лет, позволяют заключить, что она фактически выполнила тот круг задач, который наметил М.В. Гзовский в начале 70-х годов прошлого века. Полученные результаты в области тектонофизического моделирования и в области изучения закономерностей природного напряженного состояния позволяют сформулировать новый круг задач, которые требуют своего решения. Выделено 8 направлений исследований, из которых первые два отвечают задачам изучения природного напряженного состояния в рамках решения фундаментальных проблем геодинамики. Следующие два направления отвечают проблемам формирования структур масштаба осадочного бассейна и связаны с решением теоретических вопросов генезиса напряжений. Решение этих вопросов имеет большое прикладное значение. Комплексу исследований механизмов формирования мегарегиональных структур и изучению роли планетарных процессов посвящены еще два пункта в сформулированном перечне задач, стоящих перед тектонофизикой. Их решение видится с использованием современных методов численного моделирования при одновременном решении ряда теоретических вопросов механики и планетарной физики. Две важных темы, требующие решения как фундаментальных, так и прикладных проблем состоят в развитии методов оценки геологических и сейсмических опасностей разломов, а также в создании методов прогноза открытой трещиноватости (коллекторов) для поисковой геологии. Эти исследования в первую очередь должны опираться на самые последние достижения экспериментальной геомеханики.

Yu. L. Rebetsky

Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, reb@ifz.ru

ACHIEVE LONG-TERM OBJECTIVES TECTONOPHYSICAL RESEARCH IN RUSSIA

Annotation

The achievements of world and russian tectonophysics obtained over the last 40–50 years allow us to conclude that it actually fulfilled the range of tasks that M.V. Gzovsky outlined in the early 70-ies of the last century. The results obtained in the field of tectonophysical modeling and in the field of studying the laws of the natural stress state allow us to outline a new range of problems that need to be solved. There are 8 research areas, of which the first two meet the tasks of studying the natural stress state in the framework of solving fundamental problems of geodynamics. The following two directions meet the problems of formation of sedimentary basin scale structures, and are related to the solution of theoretical questions of stress genesis. Addressing these issues is of great practical importance. A set of studies of the mechanisms of formation of mega-regional systems and the study of the role of planetary processes are devoted to two more items in the formulated list of tasks facing Tectonophysics. Their solution is seen with the use of modern methods of numerical modeling while solving a number of theoretical problems of mechanics and planetary physics. Two important topics requiring solutions to both fundamental and applied problems are the development of methods for assessing geological and seismic hazards of faults, as well as the creation of methods for predicting open fractures (reservoirs) for prospecting Geology. These studies should primarily draw on the most recent advances in experimental geomechanics.

Введение

С момента формирования в России тектонофизики как отдельного научного направления структурной геологии (середина 50-х годов XX века) ее основоположниками В.В. Белоусовым [Белоусов, 1954] и М.В. Гзовским [Гзовский, 1954а] ставилась задача объяснения с позиций механики и физики *механизмов формирования* в геологических объектах разномасштабных деформационных структурных элементов. Таким образом, под ***тектонофизическими методами*** мы понимаем комплекс подходов, опирающихся на методы структурной геологии, базис геомеханических данных о поведении горных пород при их деформировании вплоть до разрушения, теоретические методы механики сплошной среды и сопротивления материалов (инженерная механика), а также результаты физических экспериментов по изучению фундаментальных свойств и поведения горных пород в различных PT-условиях.

К изучаемым геологическим объектам прежде всего относятся разрывы и складки, которые геолог наблюдает непосредственно в обнажениях. С этих объектов тектонофизика начиналась. Масштаб таких структур — от десятков сантиметров (макроскопический) до сотен и даже тысяч метров (мегаскопические масштабы). Природа сил, деформирующих эти объекты, связана либо с внутренним объемом самого исследуемого объекта, либо с движениями соседних блоков, вляиние которых геолог-тектонофизик также может изучать, опираясь на геологические и тектонофизические методы.

Другой линейный размер объектов — протяженностью в десятки, сотни километров, которые выделяются только на картах и аэро- и космо-фотоснимках, это крупные деформационные структуры земной коры и ее осадочного чехла. Они глубоко проникают в кору, а наиболее крупные характеризуют деформирование коры в целом. Для изучения таких структур уже недостаточно геологических методов, и исследователю — тектонофизику необходимо привлекать геофизические и сейсмологические данные, а следовательно осваивать геофизические и сейсмологические методы. Здесь конкуренцию тектонофизику составляют геомеханики, геофизики и сейсмологи, которые такого масштаба объекты изучают своими методами и при интепретации получаемых результатов привлекают тектонофизическую терминологию для описания взаимосвязи деформационных структур и силовых факторов, ответственных за их формирование.

Геологические структуры в тысячи километров, сопоставимые с размерами тектонических плит, также часто вовлекаются в предмет исследования тектонофизиков, но такие объекты в первую очередь изучаются в рамках развития вопросов *геодинамики*, где их формирование связывается с действием глубинных мантийных сил и планетарных процессов.

Под термином «***механизм формирования»*** структуры понимается широкий спектр *физических*, *механических и геологических* параметров, включающих свойства пород, главные структурные особенности строения, условия нагружения, а также поля различных компонент напряжений, деформаций и мелких вторичных структурных форм, в которых проявляется результат деформационных изменений геосреды. Понятие «***поле***» компонент напряжений — «***поля напряжений***» определяет закономерности пространственного распределения напряжений, которые можно получить на основе множества «замеров» напряжений в разных пунктах наблюдений.

Особо следует отметить, что в 1957 г. В.В. Белоусовым и М.В. Гзовским было проведено первое Всесоюзное тектонофизическое совещание, существенно повлиявшее на развитие отечественной тектонофизики [Проблемы тектонофизики, 1958]. Оно дало мощный импульс развития тектонофизики не только в рамках фундаментальных вопросов структурной геологии и тектоники, но и в области горного дела, поисковой геологии, сейсмических опасностей, а также фундаментальных проблем геодинамики.

Какой был общий геофон в период создания тектонофизики? В это время теория литосферных плит А. Венегера только начинала завоевывать популярность у геологов и геофизиков. Уже появлялись первые данные морских геофизических исследований, но еще не были обоснованы механизмы, ответственные за движения плит. Прошло всего 50 лет после начала создания инструментальной базы фиксации сейсмических волн, порождаемых землетрясениями, отсутствовали наблюдения за движениями поверхности, но еще не было полигонов с качественными геодезическими данными о вертикальных смещениях. Внутреннее строение коры представлялось в самых общих чертах — границы Конрада, Мохоровичича. Нижняя мантия считалась твердой, общая тепловая конвекция в мантии еще не рассматривалась как механизм, определяющий движения литосфреных плит.

Гзовский и достижения первого этапа развития тектонофизики в СССР

Основным, дополняющим геологические данные геофизическим базисом тектонофизики в период ее создания являлись данные горного дела, которые позволяли на основе методов in situ оценивать тектонические напряжения в шахтах и штольнях для глубин до 1–2 км. Опираясь на эти первые данные, М.В. Гзовский считал, что ключевым элементом тектонофизики в решении поставленных задач является классификация и изучение различных ***механизмов генерации напряжений*** (девиаторной компоненты тензора) в литосфере, а также реологических свойств горных пород. Большое число теоретических представлений на генезис напряжений в земной коре (расширяющаяся или сжимающаяся Земля, влияние вращения Земли, вертикальная тектоника геосинклиналей, тектоника океанических литосферных плит и др.) требовало разработки собственных — тектонофизических ***методов изучения природных напряжений в горных массивах в их естественном состоянии***.

Первым из таких методов ***реконструкции напряжений*** (восстановление из данных о геологических трещинах) стал метод М.В. Гзовского — *метод сопряженных пар сколов.* В западной научной литературе такие методы стали именовать методами ***инверсии напряжений*** из данных о разрывах.

Другим геомеханическим базисом тектонофизики были эксперименты по моделированию тектонических деформаций геологических объектов, проводившиеся уже более 100 лет (Hall, 1815; Cadell, 1858; Favre, 1878; Willis, 1893; Reier, 1892–1894 и др.). М.В. Гзовский внес большой вклад в развитие инструментария ***тектонофизического моделирования***, включавшего в себя не только физический эксперимент, но и математический расчет краевых задач механики. М.В. Гзовский понимал важность соблюдения условий подобия в физическом эксперименте и поэтому он также уделял большое внимание изучению механических свойств горных пород и теоретическим аспектам этой проблемы.

Следует специально отметить, что в области изучения генезиса напряженного состояния земных недр М.В. Гзовский [1954б, 1956] отдавал приоритет именно данным полевых наблюдений о напряжениях и деформациях, получаемых непосредственно в природном объекте.

Важным для оценки современного состояния тектонофизики является понимание того, какой большой путь она прошла с момента ее формирования в России. Для этого напомним основные достижения тектонофизики, полученные к началу 70-х годов прошлого века, которые М.В. Гзовский [1975] перечислил в своем фундаментальном обобщающем труде:

1. Построение новой физической теории тектонических разрывов взамен господствовавшей в геологии гипотезы Г. Беккера.
2. Разработка первого метода восстановления «полей напряжений», действовавших в отдельных участках земной коры в течение прошлых геологических периодов.
3. Разработка новой теории подобия для моделирования тектонических процессов на основе анализа реологических уравнений, а не одной лишь размерности физических величин.
4. Создание первых пластических материалов для изучения напряжений в моделях поляризационно-оптическим методом.
5. Конструирование первых приборов для изучения физических свойств материалов моделей.
6. Создание новых материалов для моделирования тектонических процессов с соблюдением условий физического подобия.
7. Использование тектонофизических исследований при рассмотрении крупных теоретических проблем, например выяснения причин образования магм различного химического состава, установления тектонической обстановки возникновения землетрясений различной энергии и др.
8. Использование результатов тектонофизических исследований при решении практических задач — поисках, разведке и разработке месторождений угля, нефти, металлов, а также при оценках сейсмической опасности на участках крупного строительства.

Опираясь на эти достижения тектонофизики, М.В. Гзовский в начале 70-х годов прошлого века выдвинул для нее новые задачи ближайших исследований:

I. Разработка количественной характеристики тектонических движений различных типов структурных элементов земной коры и стадий их развития.

II. Создание методов оценки величины и скорости деформации отдельных участков земной коры путем интерпретации данных о структуре и движениях поверхности этих участков.

III. Углубление физической теории возникновения и развития тектонических разрывов различных типов, развитие представлений об очагах землетрясений и о влиянии разрывов на формирование месторождений полезных ископаемых.

IV. Изучение реологических свойств массивов горных пород в природных условиях залегания и установление корреляционных связей между различными их свойствами, использование геоакустики.

V. Усовершенствование теории и техники моделирования тектонических процессов.

VI. Выделение главных типов тектонических полей напряжений в земной коре, выяснение зависимости полей напряжений от различных неоднородностей коры, особенно древних разрывов и глыбовой структуры.

VII. Всестороннее изучение и количественное описание физических закономерностей, свойственных главным механизмам тектонических преобразований структуры земной коры, установление соотношений между регистрируемыми на поверхности тектоническими геофизическими явлениями и физическими процессами на глубине.

VIII. Систематическое изучение энергетики тектонических процессов.

IX. Развитие методов использования тектонофизики при решении важных комплексных теоретических и практических проблем.

Михаил Владимирович полагал, что решение сформулированных перспективных задач позволит «…количественно изучать в земной коре: общую интегральную величину длительно развивавшихся пластических деформаций, дифференциальную и среднюю величину скорости пластической деформации, реологические свойства (прежде всего вязкости) больших масс горных пород в естественных условиях залегания, направление главных нормальных и касательных напряжений и отчасти их величину, энергию, потребляемую при тектонических процессах. Тектонофизика сможет выяснить, как изменялись все эти явления в течение геологического развития Земли и дать много ценных сведений, дополняющих результаты геофизического изучения современного состояния Земли. Сочетание полевых исследований, моделирования и математического решения тектонофизических вопросов обеспечит достоверное знание физических закономерностей тектонических процессов. Эти закономерности имеют большое значение для познания глубинного развития Земли и для совершенствования методов решения важнейших инженерных вопросов» [Гзовский, 1975, с. 502].

Обратим внимание на тот факт, что по мере развития тектонофизики М.В. Гзовский расширял спектр решаемых ею задач. Так, в первый период ее развития (1945–1965 гг) основными являлись исследования механизмов формирования (тектонические и геодинамические обстановки) разрывов и складок не только в связи с решением фундаментальных задач геологии и геодинамики, но и для решения практических задач поиска, разведки и безопасной разработки горных выработок. Другой важной задачей этого периода развития тетонофизики являлась проблема сейсмической опасности, в рамках который в 60-х годах прошлого века М.В. Гзовский разрабатывал геологические критерии сейсмической опасности. Во второй половине 60-х годов М.В. Гзовский сформулировал новые задачи тектонофизики, связанные с изучением энергетики тектонических процессов; установлением соотношений между регистрируемыми на поверхности тектоническими геофизическими явлениями и физическими процессами на глубине, что прямо говорило о расширении области применения тектонофизических методов.

Таким образом, советская тектонофизика хотя и зарождалась в минимальном прямом контакте с мировой тектонофизикой, прошла те же этапы эволюции своего развития. Она начиналась как расширение методов структурной геологии в изучении высокого и среднего ранга мегаскопических геологических объектов (десятки сантиметов, сотни метров, первые километры), затем фактически включила в объекты своего изучения все масштабы геологических структур. В настоящее время в европейском журнале Tectonophysics публикуются работы, связанные как с методами структурной геологии, так и с методами геомеханики и сейсмологии, а сама тектонофизика при применении своих методов и подходов использует геофизические данные о глубинном строении районов месторождений рудных и углеводородных залежей, а также коры и верхней мантии.

Ученики и последователи Гзовского

Учениками и соратниками М.В. Гзовского, конечно же, можно называть только первых сотрудников лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН, его аспирантов и студентов, которым он читал лекции в Геологоразведочном институте. Имеенно они стояли у истоков тектонофизики в СССР, помогали сбору, систематизации и анализу геологических данных, проведению физических экспериментов, начинали создавать инструмент математического моделирования в тектонофизике. Это прежде всего Е.И. Черткова, И.М. Кузнецова, Ма Цзинь, Д.Н. Осокина, А.В. Михайлова, Т.Ю. Цветкова (здесь соблюдена временная последовательность работы с М.В. Гзовским этих исследователей), с которыми он создавал первые свои физические модели складок и разрывов. Конечно же это механики А.С. Григорьев и З.Е. Шахмурадова, которые пришли в лабораторию после известной дискуссии Михаила Владимировича с Г.И. Гуревичем, произошедшей на полях журналов Известия АН СССР (серия геофиз.) и Природа в 1954–1957 гг. Это геологи Н.Н. Леонов, Ю.Г. Леонов, А.А. Никонов, непосредственно участвовавшие в геологических работах с М.В. Гзовским и создававшие первую тектонофизическую базу полевых наблюдений. Это его бывшие студенты, которым он читал лекции в МГРИ и которые потом стали его учениками: О.И. Гущенко, П.Н. Николаев, В.Д. Парфенов, Л.А Сим В.В. Степанов, Н.Ю. Васильев. Каждый из них потом внес большой вклад в разработку и развитие методов реконструкции напряжений из данных о геологических разрывах. Прямыми последователями М.В. Гзовского, обсуждавшими с ним свои, тогда только начинавшиеся исследования, также являлись А.В. Вихерт, О.Б. Гинтов, В.И. Громин, В.Г. Гутерман, А.М. Бокун, П.М. Бондаренко, Д.М. Казикаев, В.А. Корчемагин, А.В. Лукьянов, В.С. Милеев, Е.И. Паталаха, Л.М. Расцветаев, Г.И. Рэйснер, Ш.Д. Фатхулаев, Я.М. Хазан, К.П. Шкурина.

Большинство ученых, работавших в то время и принявших тектонофизику как инструмент своих исследований или использовавших в своих исследованиях тектонофизические данные, — это прямые последователи Гзовского. Понять, насколько широк был их круг, можно из переченя соавторов важнейших исследований тех лет, которые проводились при фактическом руководстве М.В. Гзовского:

30 лет советской геологии. — Вестник инж. и техн., № 9, 1947 (совм. с ***Н.И. Николаевым***).

Основные этапы развития Эльбруса как вулкана. Труды МГРИ, 23, 75, 1948 (совм. с ***М.В. Муратовым***).

О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, вып. 1, 46, 1951 (совм. с ***В.В. Белоусовым и А.В. Горячевым***).

Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (измерение наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1147, 1959 (совм. с ***В.Н. Крестниковым и Г.И. Рейснером***).

Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1168, 1960 (совм. с ***В. П. Крестниковым, Н.Н. Леоновым, И.А. Резановым, Г.И. Рейснером***).

Методы детального изучения сейсмичности.— Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960 (совм. с ***В.И. Бунэ, К.К. Запольским, В.И. Кейлис-Бороком, В.Н. Крестниковым, Л.Н. Малиновской, И.Л. Нерсесовым, Г.И. Павловой, Т.Г. Раутиан, Ю.В. Ризничснко, В.И. Халтуриным***).

Вариант сопоставления сейсмичности с тектоникой Венгрии. — Ann. Univers Scient Budapestinensis. Sect. Geologica (Budapest). 5, 55, 1962 (совм. с ***Г.П. Горшковым и Г.А. Шенкаревой***).

Исследование поглощающих и упругих свойств горных пород акустическим методом. Труды VI Всесоюз. акустической конф., секция М., IV 7, М., 1968 (совм. с ***М.П. Воларовичем, А.И. Левыкипым, Д.Н. Осокиной***)

Методические основы обзорного сейсмического районирования. — В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., Наука, 26, 1968 (совм. с ***В.И. Бунэ, Н.А. Введенской***).

Медленные деформации земной коры и их связь с землетрясениями на территории СССР. Тезисы доклада на XV Генеральной Ассамблее МГГС. М., 1971 (совм. с ***Л.А. Латыниной, А.Е. Островским, А.К. Певневым***).

Оценка сейсмической опасности по сейсмологическим данным. Гл. 11. Узбекистан. — В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., Наука, 315, 1968 (совм. с ***Х.А. Атабаевым, Е.М. Бутовской, А.И. Захаровой, В.К. Иодко, Н.Н. Леоновым, П.Н. Николаевым, О.А. Рыжковым, Ю.П. Фленовым, М.Г. Фленовой***).

Напряженное состояние земной коры в горных выработках по данным измерений и тектонофизического анализа. Доклад на XV Генеральной Ассамблее МГГС. — В сб. «Напряженное состояние земной коры». М., Наука, 1973 (совм. с ***И.А. Турчаниновым, Г.А. Марковым, С.А. Батугиным, Н.П. Влох, Ю.К. Френзе, Ю.И. Чабдаровой, Д.М. Казикаевым***).

Это далеко не полный список совместных работ М.В. Гзовского с геологами, сейсмологами, геофизиками, геомеханиками, и горняками. Говоря о соратниках М.В. Гзовского, конечно, надо вспомнить о том, что он сам являлся учеником выдающегося советского геолога В.В. Белоусова. Именно В.В. Белоусов направил первые работы Михаила Владимировича на количественное изучение деформаций геологической среды. Но переход от использования методов структурной геологии к привлечению физического эксперимента было сделан самим Гзовским. В 1953 г. появилась первая его совместная работа с Е.И. Чертковой (Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 481, 1953). И практически сразу после этой работы появились две его основополагающие для тектонофизики статьи:

1) *О задачах и содержании тектонофизики*. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 244, 1954.
2) *Тектонические поля напряжений*. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954.

В них фактически была сформулирована «дорожная карта» в области тектонофизики на ближайшие 50 лет. Судя по темам исследований М.В. Гзовского тех лет, его переход от использования только геологических методов к тектонофизике произошел буквально за пять лет. И практически сразу после представления на семинарах Геофизическом Институте АН СССР (ГЕОФИАН с 1956 г. Институт физики Земли АН — ИФЗ АН СССР) первых результатов физического эксперимента по моделированию разрывов возникла упомянутая выше дискуссия с работавшим в ИФЗАН известным механиком Г.И. Гуревичем. Далее в этой статье будут сделаны акценты только на двух направлениях исследований, развивавшихся в последние 40–45 лет, т.е. в «постгзовский период».

Это тектонофизическое моделирование геологических структур и методы и результаты исследования природных напряжений. Это два ключевых направления, определяющих уникальность подходов тектонофизики в изучении природных геологических объектов. Там будет обсуждаться не только дискуссия, возникшая у М.В. Гзовского с Г.И. Гуревичем, но и новые претензии к тектонофизическим методам исследования, высказанные в работе Ш.А. Мухамедиева [Мухамедиев, 2018].

Громадный вклад в развитие тектонофизического направления в СССР внес В. В. Белоусов, учеником которого был М.В. Гзовский. Предтечей тектонофизических лабораторий в СССР была лаборатория экспериментальной тектоники, созданная В.В. Белоусовым в отделе геодинамики ГЕОФИАН в 1944 г. в связи с проблемой прогноза землетрясений. Им же в 1949 г. в МГУ была организована первая тектонофизическая лаборатория. В это время в западных странах тектонофизика уже бурно развивалась и в 1940 г. в составе Американского геофизического союза уже была образована секция тектонофизики.

В СССР в 50–70-х годах прошлого века появилось несколько крупных тектонофизических центров. В 1953 г. была сформирована лаборатория тектонофизики во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом нефтяном институте, а И.В. Лучицким в 1962 г. в Институте Геологии и Геофизики Новосибирска была создана лаборатория экспериментальной тектоники. Хотя в ИФЗАН (с 1992 г. ИФЗ РАН) первая лаборатория тектонофизики была создана М.В. Гзовским только в 1968 г., его тектонофизическая группа уже с 1964 г. работала в отделе геодинамики, возглавляемым В.В. Белоусовым. Позднее С.И. Шерманом в Институте земной коры в Иркутске (1978 г.) и В.Г. Гутерманом в Институте геофизики в Киеве также были созданы тектонофизические лаборатории.

Кроме этих крупных тектонофизических центров в России существовали также небольшие группы и отдельные исследователи, использовавшие в своей научной деятельности тектонофизические методы. Сюда можно отнести прежде всего группу физического эксперимента структур в масштабе литосферы (моделирование областей субдукции и рифтинга) под руководством А.И. Шеменды в Геологическом музее МГУ; группу А.В. Лукъянова в Геологическом институте, использовавшую в своих исследованиях методы структурной геологии и аналогового моделирования, и обобщавшие результаты своих исследований в контексте тектонофизических задач; А.Н. Бокуна, занимавшегося в Геофизическом Институте во Львове моделированием на влажных глинах; группу геологов и геофизиков в Сейсмологическом институте Ташкента (Ш.Д. Фатхулаев, Р.А. Умурзаков) и М.К. Турапов Ташкентский Технический институт (Узбекистан); группу геологов под руководством Е.И. Паталахи, развивавшую в Институте Геологических наук АН КазССР Алма-Аты в основном полевые методы изучения деформационных структур (метод тектонофациального анализа).

Объединяющим элементом большинства из указанных лабораторий тектонофизики являлось применение при изучении природных геологических объектов физического и математического моделирования. При этом в ИФЗ РАН, кроме моделирования, включающего в себя не только физическое, но и математическое, интенсивно развивались методы определения параметров природного напряженного состояния на основе анализа совокупностей разрывных нарушений, а также методы изучения прочностных и физико-механических свойств горных пород. В МГУ в дополнение к физическому моделированию активно использовались методы структурной геологии, а основными объектами исследования являлись складки и структуры течения. В созданной в 1978 г. С.И. Шерманом лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН основным объектом исследования являются крупные разломы земной коры, что предопределило развитие широкого спектра методов по изучению закономерности внутреннего строения разломных зон.

Сотрудничество тектонофизиков с горняками развивалось уже с самых первых работ М.В. Гзовского. Здесь обязательно надо вспомнить о работах геомехаников и горняков кольского Горного института и новосибирского Института горного дела и др.: И.А. Турчининова, Г.А Маркова и А.А. Козырева (ГоИ КНЦ РАН, Апатиты), М.В. Курлени, А.В. Леонтьева и др. (ИГД СО РАН, Новосибирск), Н.А. Елисеева (лаборатория геологии докембрия ГИ Ленинграда). Данные, получаемые горняками in-situ методами, являлись первыми массовыми замерами напряжений, которые позволили выполнить картирование изменений напряженного состояния уже в конце 50-х годов прошлого века. Лишь позднее в шестидесятых годах после работ А.В. Введенской [1961] и Л.М. Балакиной [1962] для этого стали привлекать сейсмологические данные о фокальных механизмах.

За рубежом импульс развитию тектонофизики создали работы Андерсона [Anderson, 1952]. После его работ возникло большое количество исследовательских центров, занимавшихся изучением тектонических процессов с позиции тектонофизики. Довольно часто эти научные центры и группы не имели в своем названии слова «тектонофизика». Например, известная лаборатория Ж. Анжелье,

с которым автор этой работы имел счастье длительного сотрудничества, именовалась как «Лаборатория количественной тектоники». Но методы и результаты работы этих исследовательских центров и групп являлись тектонофизическими. Известны фундаментальные работы: Ма Дзинь (Китай), Ф. Азауд, Е. Кэри-Гальпхардис, Р. Лайл, Ф. Бержерат, О. Лакомб, А. Этчекопар, Ж. Девершер (Франция); Д. Дельво (Бельгия); А. Гудманссон, Н. Фрай, (Англия); Дж. Гефард, А. Майкл, З. Речез (США); К. Сато, А. Ямадзи (Япония); В. Лии, Ж. Ху (Тайвань), которые внесли большой вклад в развитие идей Андерсона.

Говоря о зарубежных тектонофизических центрах, особо следует отметить лабораторию тектонофизики, созданную в Геологическом бюро Китая (фото 1). Создавала ее академик Ма Дзинь, которая была одной из первых иностранных учениц М.В. Гзовского. Она прихала в Москву в 1960 г. и занималась физическим моделированием складок, защитила кандидатскую диссертацию. Позднее Ма Дзинь также работала в лаборатории Байерли (США), где проводила эксперименты по разрушению горных пород. В результате в лаборатории тектонофизики в Пекине занимаются моделированием хрупкого разрушения на крупноразмерных образцах в целях решения задачи прогноза землетрясений.



Фото 1. Сотрудники двух лабораторий тектонофизики Пекина и Москвы. Слева направо: Лю Лчиань, Ю.Л. Ребецкий, акад. Ма Дзинь, Ф.Л. Яковлев, дир. отд. Шингли Ма

Photo 1. Employees of two Tectonophysics laboratories in Beijing and Moscow. Left to right Liu Lchian, Y.L. Rebetsky, Acad. MA Jin, F.L. Yakovlev, Shingli MA

Следует специально отметить, что тектонофизика в Китае началась именно благодаря учебе Ма Дзинь в Москве. На фото 2 обложка монографии М.В. Гзовского «Основы тектонофизики», переведенная и изданная в Китае в 1989 г.

В 2008 г. Ма Дзинь приезжала в Москву на вторую тектонофизическую конфренцию в ИФЗ РАН. С этого момента мы восстановили научные связи с китайскими коллегами и в настоящее время ведем совместный проект по изучению напряженного состояния двух наиболее сейсмоопасных провинций Китая — Юннань и Сичуань.



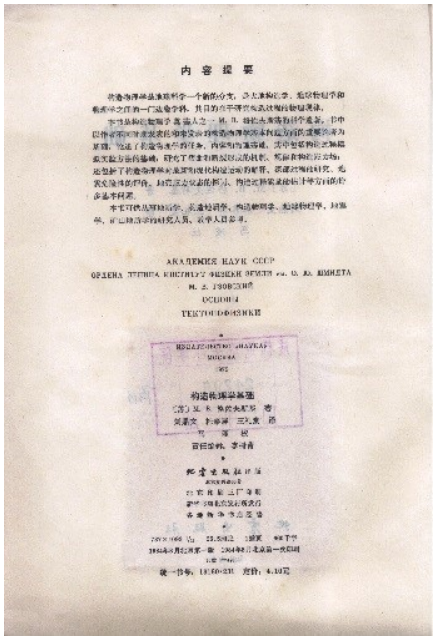


Фото 2. Перевод на китайский язык монографии М.В. Гзовского «Основы тектонофизики», изданной в 1984 г. — обложка и первая информационная страничка

Photo 2. Translation into Chinese of M. V. Gzovsky's monograph "Fundamentals of Tectonophysics", printed in 1984 — cover and first information page

Тектонофизическое моделирование

За последние десятилетия физический эксперимент особенно активно развивался в исследованиях западных коллег. В этих экспериментах использовались не только новые материлы и типы приборов, реализующих нагружения модели, но и новые наблюдательные приборы [Dooley, Schreurs, 2012]. Здесь приводится ссылка только на одну из таких работ, но она обобщает результаты большого числа исследований в области моделирования зоны горизонтального сдвигания.

Физический эксперимент и математическое моделирование. В России лабораторный эксперимент на влажных глинах и песках с первых работ М.В. Гзовского [Гзовский, Черткова, 1953] выполнялся в стремлении максимально возможного соблюдения условий подобия. В ИФЗ РАН Дальнейшее развитие эти эксперименты получили в работах А.В. Михайловой и Д.Н. Осокиной. Следует отметить, что Д.Н. Осокина первоначально в экспериментах на оптически-активных упругих материалах [Осокина 1960, 1963; Осокина и др., 1960; Осокина и Цветкова, 1979], а затем путем математического аналитического моделирования [Осокина и Фридман, 1987; Osokina, 1988; Осокина, 2000] получила данные о распределении напряжений в окрестности двумерной плоской трещины сдвига с трением на ее берегах. Эти результаты следует рассматривать как существенное продвижение в изучении напряженного состояния, формирующегося вблизи трещины скалывания после ее возникновения или активизации, в сравнении с известными работами Чинари [Chinnery, 1963].

В работах Д.Н. Осокиной [1987, 2000] удалось установить несколько важнейших закономерностей напряженного состояния в окрестности трещины, которые в настоящее время широко используются геологами и горняками при изучении природных объектов (рис. 1). Это прежде всего резкий разворот ориентации осей главных напряжений по мере приближения к окончанию трещины, так что в двух соседних ее бортах ориентация главных напряжений становится практически противоположной, определяя здесь формирования вторичных разрывов разной морфологии.

По результатам моделирования Д.Н. Осокиной (см. рис. 1) было установлено, что концевые области трещины имеют сопряженные сектора локальных максимумов и минимумов всестороннего давления (рис. 2). В окрестности средней части трещины формируются области пониженной интенсивности максимальных касательных напряжений, а максимумы значений этого параметра возникают вблизи окончаний трещины. При этом в зависимости от угла наклона оси максимального сжатия исходного (до активизации трещины) однородного поля напряжений к плоскости трещины этот максимум может располагаться симметрично (45^{o}) или смещаться в сторону оси максимального сжатия при больших углах (рис. 1, *б*) и в сторону оси минимального сжатия при малых углах (рис. 1, *а*).

В работах П.М. Бондаренко [Бондаренко, 1989; Осокина, Бондаренко] исследования на оптически-активных материалах были выполнены для широкого класса задач складкообразования. В настоящее время в ИЗК СО РАН А.И. Мирошниченко для изучения региональных особенностей напряженного состояния разломных зон использует метод физического моделирования на оптически-активных материалах.

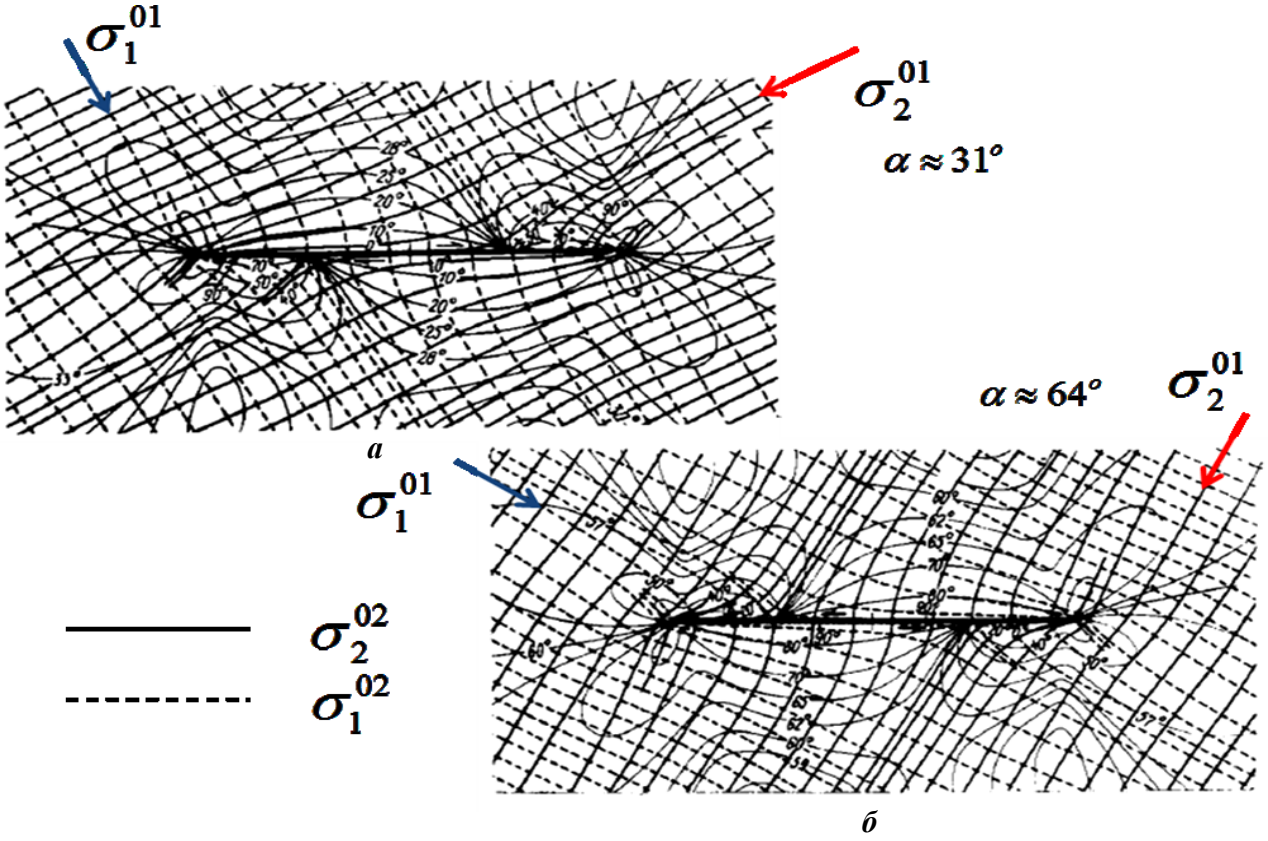


Рис. 1. Локальное 2D-поле напряжений около сдвигового разрыва для двух разных углов наклона оси максимального сжатия σ_2^0, 31° (*а*) и 64° (*б*)

Fig. 1. Local 2 D stress pattern near the rupture for two different angles of inclination of the axis of maximal compression 31° (*a*) and 64° (*b*)

Следует отметить, что в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН работы Д.Н. Осокиной продолжаются А.С. Лермонтовой [Лермонтова, Ребецкий, 2012; Ребецкий, Лермонтова, 2010], которая, развивая возможности аналитического приближения задачи механики трещин, изучает закономерности взимодействия множества трещин сдвига. Достоинством используемого ею приближенного подхода, предложенного в работе [Ребецкий и др., 2002], является простота решения задачи для совокупности трещин скалывания с трением, в котором вместо необходимости решения системы сингулярных интегральных уравнений (1) относительно неизвестных скачков смещения вдоль берегов трещин (классическое решение задачи механики), необходимо решить линейную алгебраическую систему уравнений относительно неизвестных средних значений напряжений, сброшенных на каждой трещине.

$$-\frac{2\mu}{(1+\kappa)\pi}\int_{-L_k}^{L_k}\frac{g_k'(r)}{r-z_k}dr = T_k - k_k N_k;\ \text{при}\ x_k \in L_k,\ k=1,\ 2,...M \qquad (1)$$

$$\Delta\bar{\tau}_n = sign\left\langle\sigma_{xy}^0\right\rangle_n\left[\begin{array}{l}\Delta\tau_n^0 + \\ +\dfrac{1}{2L_n}\displaystyle\sum_{m=1,...,M}^{m\neq n}\Delta\bar{\tau}_m\left\{\begin{array}{l}\mathrm{Re}\left[e^{2i\phi_{nm}}(2L_n - A_{nm}) - (B_{nm}+A_{nm})/2\right] - \\ k_k\ \mathrm{Im}\left[(1-e^{2i\phi_{nm}})(2L_n - A_{nm}) + (B_{nm}+A_{nm})/2\right]\end{array}\right\}\end{array}\right]. \qquad (2)$$

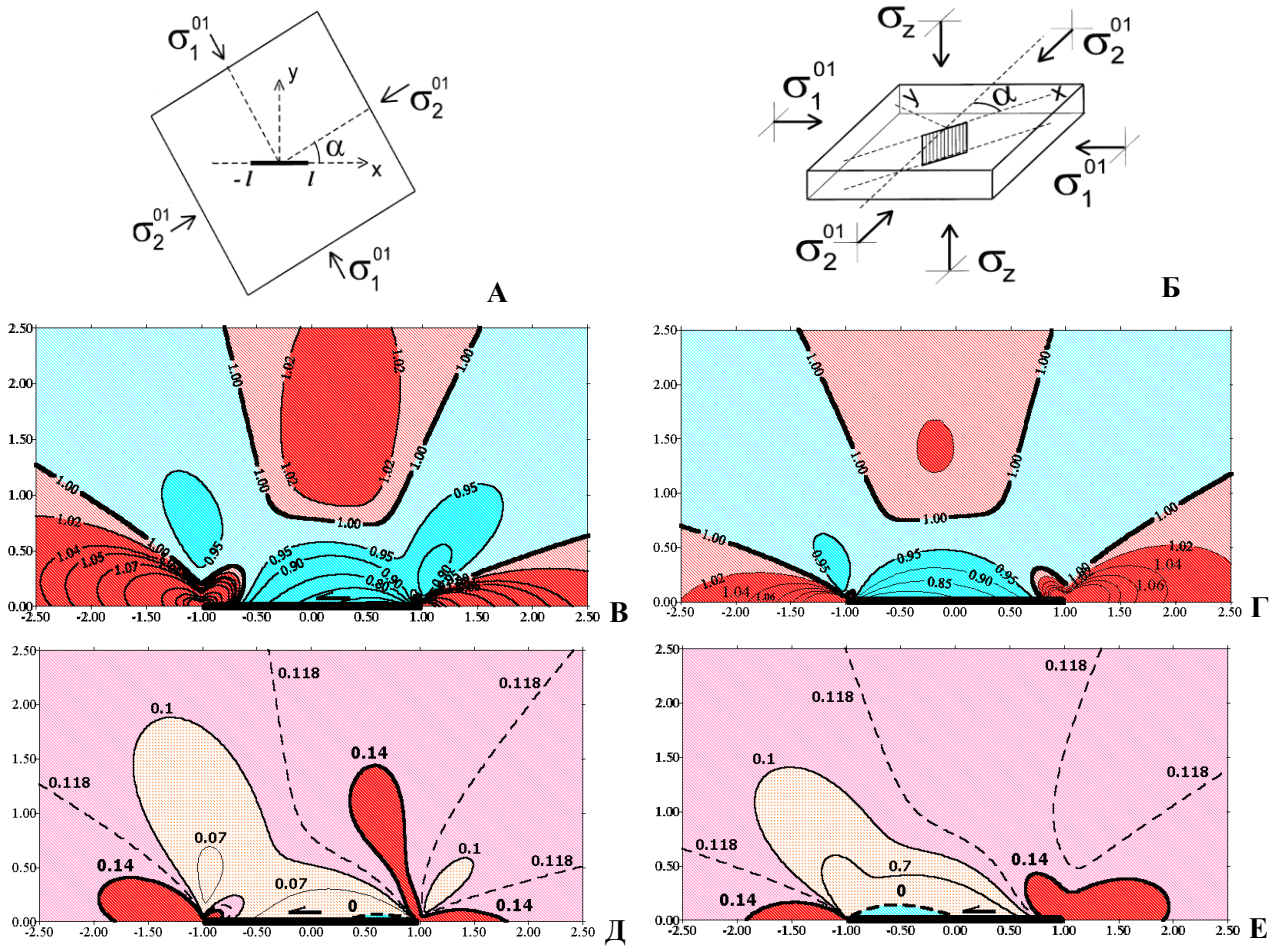


Рис. 2. Локальное поле напряжений 2D и 3D около сдвигового разрыва, нарушающего слой и нормального к нему, для варианта задачи **I** (σ_z = const). Случай левой подвижки (рисунки из работ [Осокина, 2000, 2002, 2008]). Плоскость рисунка совпадает с плоскостью слоя ***x y*** (план). Карты характеристик поля разрыва построены в координатах ***x/l, y/l, 2l*** — длина разрыва. **А, Б** — постановка задачи: **А** — двумерной, **Б** — трехмерной при σ_z = const; **В, Г** — изолинии напряжений τ_{max} и зависимость геометрии областей повышения τ_{max} от ориентации разрыва (угла α): **В** — α = 31.7°, **Г** — α = 55°. Параметры задачи: σ_1^{01}, σ_2^{01}, σ_z = -1, –3, –2, μ_σ = 0, k_k = 0.3–0.4, k_f = 0.5, τ_f =0.14. **Д, Е** — изолинии кулоновых напряжений τ_c и области разрушения ($\tau_c > \tau_f$), зависимость их геометрии от ориентации разрыва (угла α): **Д** — α =20°, **Е** — α = 50°. Параметры задачи: σ_1^{01}, σ_2^{01}, σ_z = –1, –3, –2, μ_σ = 0, k_k = 0.4, k_f = 0.5, τ_f =0.14

Fig. 2. The local stress pattern 2D and 3D near the shear discontinuity disturbing the layer and normal to it, for a variant of problem **I** (σ_z = const). The case of the left movement (drawings from the works [Osokina, 2000, 2002, 2008]). The plane of the drawing coincides with the plane of the layer ***x y*** (plan). Maps of field characteristics of the rupture was built in the coordinates ***x/l, y/l, 2l*** — the length of the fault. **А, Б —** statement of the problem: **А —** two-dimensional, B-three-dimensional σ_z = const; **В, Г** — stress isolines and the dependence of the geometry of the regions of increase τ_{max} on the orientation of the fault (angle α): **В** — α =31.7, **Г** — α = 55°. Task parameters: σ_1^{01}, σ_2^{01}, σ_z = –1, –3, –2, μ_σ = 0, k_k = 0.3–0.4, k_f = 0.5, τ_f =0.14. **D, E —** isolines of Coulomb stresses τ_c and fracture regions ($\tau_c > \tau_f$), dependence of their geometry on the orientation of the rupture (angle α): **D** — α =20°, **E** — α = 50°. Task parameters: σ_1^{01}, σ_2^{01}, σ_z = –1, –3, –2, μ_σ = 0, k_k = 0.4, k_f = 0.5, τ_f = 0.14

Здесь в (1) для нахождения неизвестных скачков смещений $g_k(x_k)$ вдоль трещин ($x_k \in L_k$) из совокупности $k = 1, 2,...M$ необходимо знать правую часть, которую определяет величина сброшенных напряжений на каждом из разрывов, которые зависят от скачков смещений по другим трещинам. В алгебраической системе (2) неизвестным является сброс напряжений на каждом из разрывов $\bar{\Delta\tau}_n$, а коэффициентами системы являются геометрические параметры трещин, определяющие величину сброса напряжений на каждой трещине в случае отсутствия других трещин $\Delta\tau_n^0$.

В лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН физическое моделирование деформационных структур земной коры опиралось на упругие оптические модели [Осокина и др., 1960; Осокина, Цветкова, 1979; Osokina, 1988] и физический эксперимент на влажных глинах [Михайлова, 1979, 1989, 2002, 2008; Михайлова, Осокина, 1973] (рис. 3, 4), также использовался метод математического расчета напряжений из решения краевых задач механики течения вязких сред [Ребецкий, 1987, 1988; Grigoryev et al., 1988].

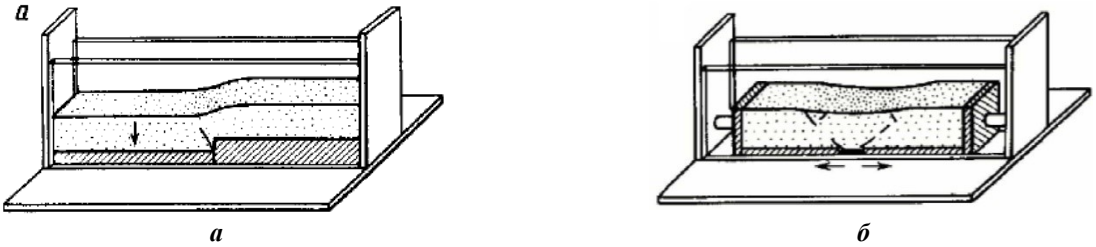


Рис. 3. Схемы моделей нагружения в физическом эксперименте для слоя над наклонным разломом фундамента (*а*) и для раздвига блоков фундамента (*б*). Из работы [Михайлова, 2008]

Fig. 3. Schemes of models of loading in physical experiment for a layer over an inclined fault of the base (*a*) and for expansion of blocks of the base (*б*). From work [Mikhailova, 2008]

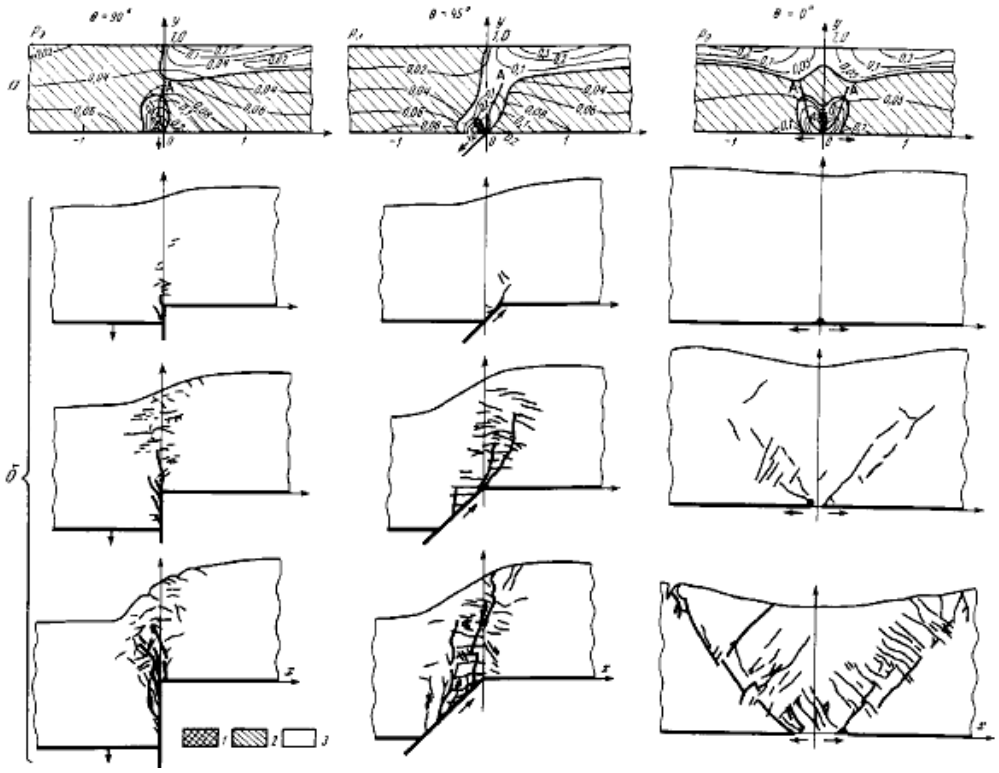


Рис. 4. Результаты математического рачета напряжений в вязком слое (*а*) и физических экспериментов на влажных глинах (*б*), определяющими деформированное состояние и морфологию структур разрушения осадочного чехла над активными разломами в кристаллическом фундамента. Из работ [Михайлова, 2008]

Fig. 4. The results of mathematical calculation of stresses in a viscous layer (*a*) and physical experiments on wet clays (*b*), determining the deformed state and morphology of the structures of destruction of the sedimentary cover over active faults in the crystalline basement. From works [Mikhailova, 2008]

А.В. Михайловой была разработана технология фиксации на поверхности моделей из влажных глин вязких деформаций, что позволило сопоставлять результаты физических экспериментов с математическими расчетами деформаций. Комплексные исследования физического эксперимента и математического моделирования позволили установить закономерности распределения напряжений, деформаций и структур разрушения в моделях, отвечающих состоянию в осадочном чехле над разломом кристаллического фундамента при различных типах его кинематики (взброс, сброс, сдвиг блоков фундамента и их сочетания).

Крайне актуальным и востребованным достижением математического моделирования следует считать получение аналитического решения задачи для напряженно-деформированного состояния зоны горизонтального сдвигания (рис. 5) [Ребецкий, 1987, 1988]. Хорошо известны результаты большого числа физических экспериментов, выполненных ранее в работах Г. Клооса, Э. Клооса, В. Риделя, М Гзовского, Дж. Чаленко, С. Стоянова, А. Михайловой, А. Бокуна, С. Борнякова, К. Семинского и др. исследователей.

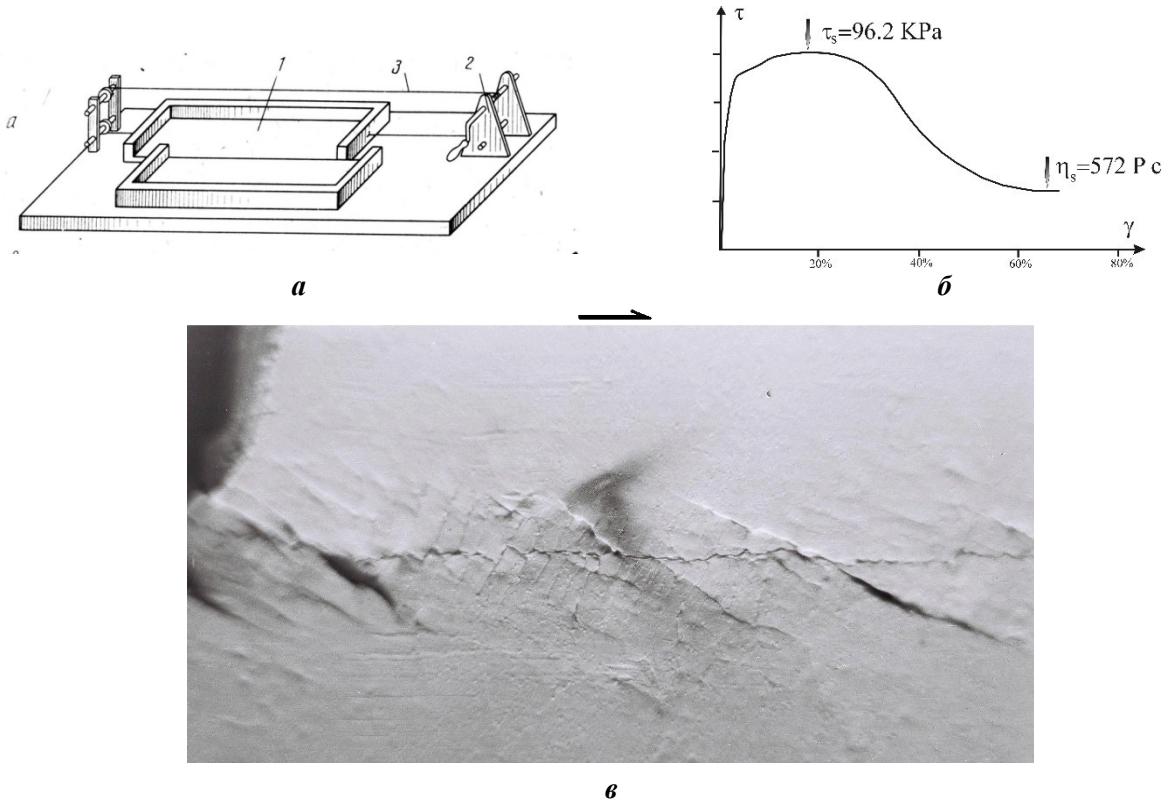


Рис. 5. Модели зоны горизонтального сдвигания:
а — схема условий нагружения в модели; *б* — реологическая кривая модельного материала (карборунд, аэросил; вазелиновое масло), *в* — система сколов R и R' (R' развернуты в процессе развития деформации сдвига). Из работы [Бокун, 2009]

Fig. 5. Models of horizontal shear zone:
а — scheme of loading conditions in the model; *б* — rheological curve of the model material (carborundum, Aerosil; vaseline oil); *в* — is the chipping system R and R' (R' are decomposed in the process of shear deformation development). By [Bokun, 2009]

Уникальные по качеству и детальности физические эксперименты на пластических материалах (влажные глины, песок и карборунд на вазелиновом масле и аэросиле) были выполнены А.Н. Бокуном [1991, 2009]. Для каждого эксперимента им предварительно проводились отдельные исследования свойств модельного материала, что позволяло понять механизм, определяющий различие результатов моделирования при одинаковых условиях нагружения. На рис. 5 представлены результаты моделирования механизма горизонтального сдвига. На поверхности модели хорошо видны две системы сколов Риделя (*R, R*’), одна из которых (*R*) имеет ярко выраженную пропеллеровидность. Направление угла погружения изменяется при переходе через осевую часть зоны сдвигания, при этом погружение разрывов направлено от оси сдвигания. Хорошо видно, что вдоль проявленных на поверхностни сдвигов Риделя имеет место развитие также и сбросовых смещений. Вероятно, впервые этот характер смещений был установлен в работе [Борняков, 1981]

Но в этих работах возможности проведения физического моделирования позволяли изучать только деформации на поверхности модели. В то же время математическое моделирование позволило впервые увидеть характер деформаций и ориентации главных осей напряжений в глубине модели (рис. 6).

Согласно полученному решению выражение для смещения вдоль оси *Z* (вдоль простирания разлома фундамента) имеет следующий вид:

$$w = \frac{w_0}{\pi} arctg \frac{sh(\pi X / 2H)}{\sin(\pi Y / 2H)}, \tag{3}$$

где w_0 — относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента); H — мощность осадочного слоя над блоками кристаллического фундамента. Замечу, что характер деформаций/скоростей деформаций и смещений/скоростей смещений не зависит от свойств модели в случае линейно-упругого и линейно-вязкого тела.

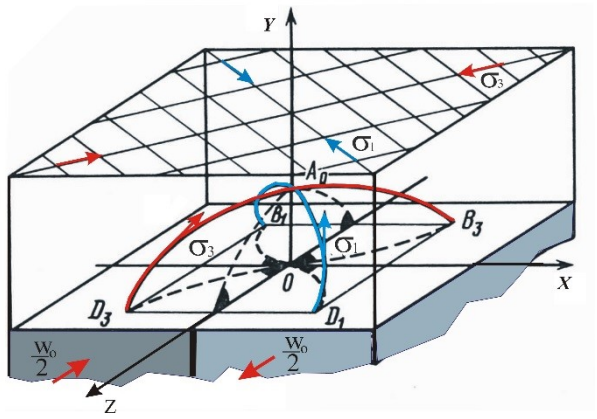


Рис. 6. Траектории осей главных напряжений минимального (σ_1) и максимального (σ_3) сжатия (сплошные линии) внутри слоя без учета начального гравитационного напряженного состояния (ГНС) (точки D_i, B_i i = 1, 3 — точки входа и выхода осей из подошвы слоя, а точка A_0 — точка пересечения траекторий с осевой плоскостью сдвига), пунктир — проекции траекторий главных напряжений на вертикальную и горизонтальные плоскости. На поверхности траектории осей главных напряжений вырождаются в два семейства ортогональных линий, составляющих с осью сдвига угол в 45°, из работы [Ребецкий, 1988]

Fig. 6. The trajectory of the axes of principal stresses minimum (σ_1) and maximal (σ_3) compression (solid lines) within the layer without taking into account the initial gravitation stresses (GS) points (D_i, B_i, i = 1, 3 — point entry and exit of axles from the base of the layer, and the point A_0 — the intersection of the trajectories with axial plane shear), the dashed line represents the projection of trajectories of the principal stresses on vertical and horizontal planes. On the surface, the trajectories of the principal stress axes degenerate into two families of orthogonal lines that make up the angle of 45° by the shear axis, by [Rebetsky, 1988]

Решение первоначально было получено для реологии линейно-вязкого слоя. Ниже представлены выражения для напряжений для случая упругого слоя. Если анализировать напряженное состояние в идеальной упругой среде, обусловленное только движениями блоков основания (рассматривается задача при отсутствии влияния силы тяжести), то оно определяется касательными напряжениями σ^s_{xz} и σ^s_{yz}:

$$\sigma^{ss}_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{w_0 \mu}{H} \frac{\sin(\pi Y / 2H)\ ch(\pi X / 2H)}{ch(\pi X / H) - \cos(\pi Y / H)},$$

$$\sigma^{ss}_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{H} \frac{\cos(\pi Y / 2H)\ sh(\pi X / 2H)}{ch(\pi X / H) - \cos(\pi Y / H)}, \tag{4}$$

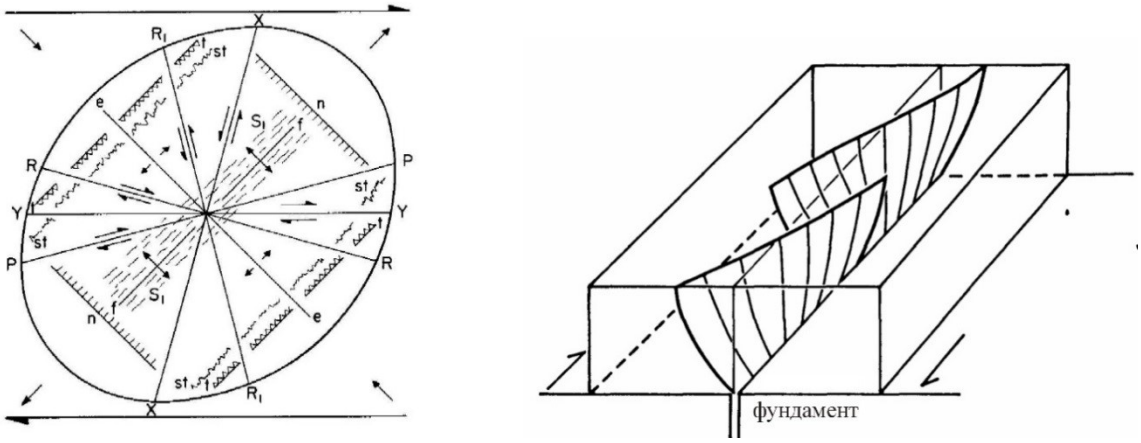
где μ — модуль упругого сдвига. Выражения для напряжений для случая линейно-вязкого тела модели отличаются коэффициентами.

Представленные выше выражения определяют вклад в общее напряженное состояние участка коры от горизонтального сдвигания блоков его кристаллического фундамента. Другие компоненты тензора напряжений для этого типа нагружения слоя над фундаментом нулевые. На рис. 6 показана ориентация осей главных напряжений, которая очень хорошо соответствует известным натурным наблюдениям [Skempton, 1966; Hancock, 1985; Sylvester. 1988] морфологии глубинного строения зон горизонтального сдвигания (рис. 7).

В обзоре, выполненном в работе [Dooley, Schreurs, 2012] по результатам физического моделирования на моделях зон горизонтального сдвигания, дается прогноз изменения ориентации осей главных напряжений по глубине модели (рис. 8). Как можно видеть, он достаточно хорошо соответствует результатам созданной математической модели (3) – (4), представленной на рис. 6.

Результаты численного моделирования зоны горизонтального сдвига [Стефанов, 2008; Стефанов и др., 2013], которые выполнялись в рамках модели нагружения, представленной на рис. 5, позволили изучить морфологию зон локализации пластических деформаций (рис. 9). В этих расчетах, с одной стороны, удалось получить структуры разрывов, морфология которых вблизи поверхности

соответствовала результатам физических экспериментов, а с другой — было получено хорошее соответствие прогнозной схеме разрывов рис. 6. Полученные в численных расчетах структуры локализации дилатансионного сдвига могут рассматриваться как коллектора — зоны формирования рудных и углеводородных залежей.



а *б*

Рис. 7. Прогноз вторичных структур по Ханкоку [Hancock, 1985] (*а*) и формы поверхности *R*-сколов в глубине модели, данный в работе [Sylvester. 1988] (*б*). *R* и R_1 — сопряженные сколы-сдвиги Риделя, *Y* — магистральные сдвиги, *X*, *P* — вторичные сдвиги, *e* — отрывы, *n* — сбросы, *t* — взбросы, *f* — складки, S_1 — кливаж

Fig. 7. Prediction of secondary structures by Hancock [1985] (*a*) and the shape of the surface of R-chips in the depth of the model, given in [Sylvester. 1988] (*b*). *R* and R_1 — conjugate Riedel chips, *Y* — mainline shifts, *X*, *P* — secondary shifts, *e* — joints, *n* — normal faults, *t* — thrust faults, *f* —folds, S_1 — cleavage

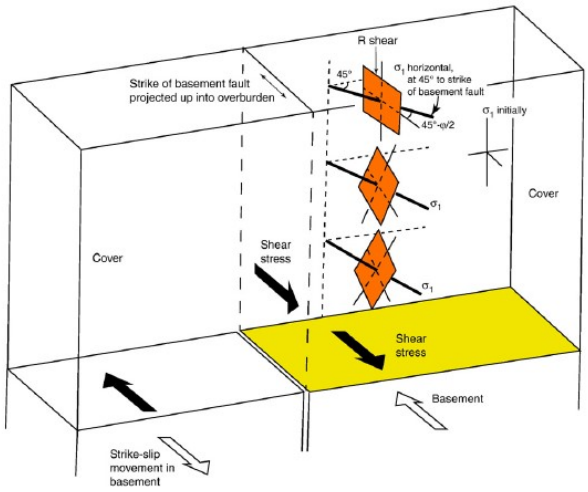


Рис. 8. Прогноз изменения ориентации оси максимального сжатия по глубине зоны горизонтального сдвига (левый сдвиг) по работе [Dooley, Schreurs, 2012]

Fig. 8. Prediction of the maximum compression axis orientation change by the depth of the horizontal shift zone (left shift) according to [Dooley, Schreurs, 2012]

Приведенное в (3)–(4) решение для перемещений и напряжений отвечает случаю, когда зона сдвига формируется за счет смещения блоков кристаллического фундамента, что приводит к формированию локализованной узкой зоны сдвига, развивающейся из глубины слоя. Это неоднородный по латерали и глубине сдвиг. В нем не учитывается вклад в напряженно-деформированное состояние силы тяжести. Позднее было показано, что в случае учета влияния силы тяжести характер напряженного состояния в зоне горизонтального сдвигания изменяется и эти изменения по глубине проявляются крайне неравномерно (рис. 10) [Ребецкий, Михайлова, Сим, 2008; Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014].

Было установлено, что наиболее сильно влияние горизонтального сдвига проявляется в верхней и нижней частях осадочного чехла. Вблизи поверхности (первые сотни метров) сила тяжести еще не успевает создать значимые напряжения, а у подошвы (первые сотни метров) влияние сдвига столь велико, что превосходит влияние силы тяжести. В бо́льшей части мощности слоя роль силы тяжести

доминирующая, а вклад сдвига связан только с определенным разворотом осей главных напряжений. Эти дополнительные исследования позволили не только объяснить формирование структур разрушения в виде проппеллеровидных грабенообразных кулисных сбросов [Sylvester, 1988] (рис. 6), но и показать кинематику смещений по разрывам. Как следует из рис. 10, сдвиговые деформации в том виде, как они реализуются в разрывах на поверхности модели в физических экспериментах в глубине модели изменяются. Если вверху разрывы имеют практически чисто сдвиговую кинематику (амплитуды сбросов, отмеченные в работах [Борняков, 1981; Бокун, 2009] очень малы), то в глубине на пропеллеровидных разрывах сдвиго-сбросы достаточно быстро переходят в сбросо-сдвиги, а затем и в нормальные сбросы (диапазон глубин от 0.3 до 0.7 от мощности слоя). При больших глубинах, ближе к подошве модели сдвиговая компонента вновь начинает преобладать над сбросами, а непосредственно у фундамента она становится доминирующей. Полученный в работах [Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014] результат впервые показал характер кинематики разрывообразования в глубине зон сдвигания.

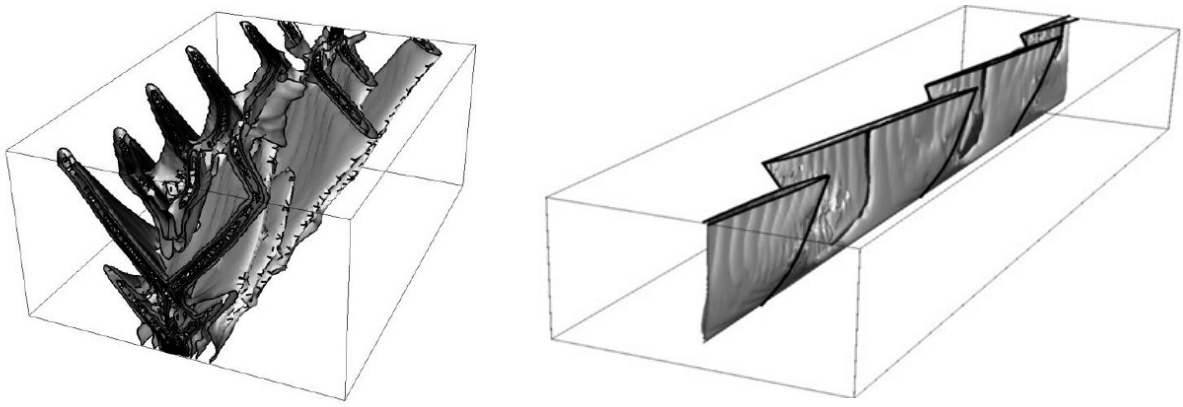


Рис. 9. Полосы локализации пластических деформаций в глубине зоны горизонтального сдвигания для двух моделей численных расчетов с разными механическими параметрами слоя по работе [Бакеев, Стефанов, 2016]

Fig. 9. Localization bands of plastic deformations in the depth of the shear zone for two models with different mechanical parameters of the layer [Bakeev, Stefanov, 2016]

При представлении тектонофизических групп, использующих в своих работах методы физического моделирования тектонических процессов, отметим работы Гутермана [1987]. В исследованиях он опирался на эксперимент на центрифугах, что позволяет для маловязких материалов получать модели, в которых роль гравитационных сил является ведущей [Рамберг, 1970]. Им получен ряд уникальных моделей не только для областей осадконакопления, но и также для региональных сейсмоактивных структур, таких как область Курило-Камчатской субдукции. Российская школа тектонофизического моделирования сегодня известна также работами А.И. Шеменды, который занимался изучением механизмов деформирования зон субдукции и рифта [Шеменда, Горохольский, 1986; Shemenda, 1994]. Свои исследования он выполнял на специально созданной установке, используя низкомодульные пластические материалы типа паст и гелей. В настоящее время после отъезда А.И. Шеменды в Университет Ницы (Франция) работы по моделированию на установке, созданной А.И. Шемендой, продолжаются в Геологическом музее МГУ его учениками и последователями [Дубинин и др., 1999].

В ИЗК СО РАН С.А. Борняковым [1980, 1981, 1988] и К.Ж. Семинским [1986, 2003] в результате многочисленных физических экспериментов на влажных глинах установлены закономерности формирования разрывной структуры разломных зон. Выделены три стадии ее формирования, включающие в себя:

1) начальную — в процессе которой происходит зарождение отдельных малых трещинок, расположенных достаточно периодично, но удаленно друг от друга;

2) продвинутую стадию — здесь присходит резкое увеличение плотности трещинок с их объединением и слиянием; и завершающую стадию, для которой характерно сужение полосы разрушения и формирование магистральной трещины.

Следует заметить, что в работах этой группы главным объектом исследований всегда являлась Байкальская рифтовая область, изучению особенностей формирования которой был посвящен ряд физических экспериментов [Логачев и др., 2000].

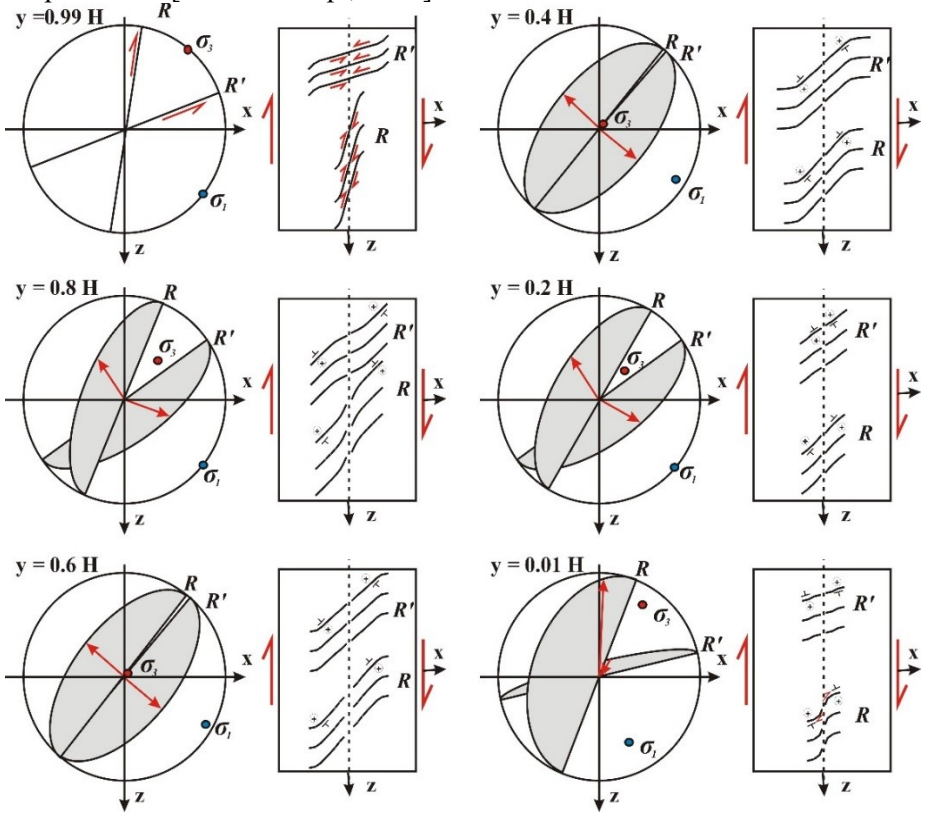


Рис. 10. Ориентация (на нижней полусфере — слева и в плане — справа) главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвигания (X = 0.1 H) для разных глубин (ось Y ортогональна плоскости рисунка) в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвигания (поднятое крыло скола обозначено +, а направление погружения плоскости — ⊥) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил и горизонтального движения блоков основания (из работы [Ребецкий, Михайлова, 2014])

Fig. 10. Orientation of the principal stresses (lower hemisphere) and fault plans (right scheme) near the shear zone axis (X = 0.1 H) for different depths in projections to the lower hemisphere and the forecast of the change in the position of the fault planes at a distance from the shear axis (the raised wing of the fault is indicated by+, and the direction of immersion of the plane — ⊥) for the total stress state from the action of mass forces and horizontal movement of the base blocks (by [Rebetsky, Mikhailova, 2014])

Выделяя важную роль физического эксперимента, не следует забывать известную дискуссию между М.В. Гзовским [1956] и Г.И. Гуревичем [1954, 1956], в которой обращалось внимание на сложности выполнения в полной мере условия подобия в лабораторных условиях. В работах [Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014] еще раз было обращено на это внимание. Далее коротко эта проблема будет освещена.

Проблемы подобия при тектонофизическом моделировании. Проблема подобия тектонофизического моделирования на влажном песке и глинах прежде всего связана с тем, что в природе в большем числе исследуемых геологических объектов действуют два фактора нагружения: 1) силы тяжести; 2) внешние силы со стороны соседних латеральных блоков и со стороны подошвы коры — обычно в моделях внешние силы задаются через скорости движения соответствующих границ. При моделировании структур течения коэффициент подобия по напряжениям (Cτ) связывается с другими коэффициентами подобия через два соотношения

$$C_\tau = C_\eta / C_t\,,\; C_\tau = C_g C_\rho C_L\,, \tag{5}$$

где C_g, C_p, C_L, C_t, C_η — коэффициенты подобия по ускорению силы тяжести, плотности, линейному размеру, времени и вязкости (обычно $C_L = 10^{-5}$, $C_g \approx 1$, $C_p \approx 1$, $C_t = 10^{-9}$, для влажных глин и пород осадочного чехла $C_\eta = 10^{-14}$). Эти соотношения позволяют получать разумные значения коэффициентов подобия скорости нагружения

$$C_v = C_L / C_t, \tag{6}$$

равное 10^4 для размеров модели в десятки сантиметров.

Представленные выше значения коэффициентов подобия хорошо соответствуют условиям моделирования деформаций течения без формирования крупных неоднородностей вертикального рельефа. В тех случаях, когда в моделях начинают изучать морфологию трещиноватости и внутренние взаимосвязи трещинной структуры, для напряжений кроме соотношений (5) необходимо выполнить еще и соотношение по пределу текучести или хрупкой прочности

$$C_\tau = \tau^{\text{мод}} / \tau^{\text{прир}} \tag{7}$$

Причем это соотношение будет определяющим на значения коэффициентов в соотношениях (5).

Предел хрупкой прочности пород осадочного чехла ($\tau^{\text{прир}}$) с учетом сил сухого — кулоновского трения и влияния флюидного давления можно определить 5–20 МПа, для глин предел текучести ($\tau^{\text{мод}}$) составляет 0.5–2 КПа, что дает значение коэффициента $C_\tau \approx 10^{-4}$. Подставляя его во второе соотношение (5), используя $C_p \approx 1$ и сохраняя условия стандартного лабораторного моделирования $C_g \approx 1$, находим, что коэффициент подобия по геометрическим размерам должен быть большим, чем для изучения структур течения $C_L = 10^{-4}$. Таким образом, размер модели должен быть в этом случае увеличен на порядок. Тогда, согласно (6), при сохранении времени лабораторного моделирования и значения коэффициента C_t должны быть понижены скорости нагружения на порядок. Поскольку из первого выражения (5) следует, что коэффициент подобия по вязкости должен увеличиться, то это означает увеличение вязкости модели.

Одновременное повышение вязкости модельного материала при одновременном снижении скорости нагружения приводит к сохранению уровня напряжений, возникающих из-за течения вещества модели. При этом из-за увеличения размеров модели увеличится вклад в напряжения, вызываемые действием силы тяжести. Для влажных глин эти напряжения, по сути, создают одинаковое во все (изотропные) стороны давление.

Другой вариант условий моделирования возникает, если во втором соотношении (5) сохранить размеры модели $C_L = 10^{-5}$. В этом случае $C_g \approx 10$. Это фактически означает необходимость использования центрифугирования при тектонофизическом моделировании. В таком случае возникает необходимость использования материалов с очень низкими вязкостями $C_\eta = 10^{-15}$, а из первого соотношения (5) следует $C_t = 10^{-11}$. Таким образом, время моделирования в центрифуге сокращается до десятков минут при увеличении скорости нагружения на два порядка.

Поскольку при центрифугировании существует сильное ограничение на размеры модели, то возникает необходимость снижения коэффициента подобия по геометрическим размерам C_L. Это создает трудности выполнения условий подобия. Таким образом, более предпочтительным является путь увеличения размеров модели. Если этого не делать, то вклад в общее напряженное состояние силы тяжести будет занижен на порядок.

Однако более внимательный анализ показывает, что только изменение размеров модели не достаточно для правильного учета роли силы тяжести в экспериментах, где изучается характер и морфология хрупкого разрушения.

Выше уже говорилось, что для влажных глин в начальном напряженном состоянии (до внешнего нагружения через задание движения границ модели), создаваемом только силой тяжести, практически отсутствует девиаторная составляющая. Это означает, что коэффициент Пуассона влажной глины близок к 0.5. Для осадочных пород изменение значений коэффициента Пуассона лежит в диапазоне от 0.25 до 0.4. При таких его значениях в верхних слоях (для глубин 1–2 км) часто имеет место упругое напряженное состояние или с небольшим вкладом пластичности, и в этом случае уровень максимального касательного напряжения будет составлять 20–30 % от литостатического давления, т.е. он будет достаточно большим.

Что произойдет, если в моделях, ориентированных на изучение закономерности и морфологии разрывообразования, значение коэффициента Пуассона будут существенно выше, чем в природном объекте, приближаясь к 0.5? В этом случае девиаторная компонента начального напряженного

состояния, вызываемого только массовыми силами, будет близка к нулю, и влияние силы тяжести на морфологические параметры хрупких разрывов будет отсутствовать.

Вероятно, лучшим решением изучения морфологии хрупкого разрушения следует признать моделирование на влажном песке, который обладает значением коэффициента Пуассона, отличным от 0.5. Но здесь возникают проблемы другого порядка. Модули упругости смеси песка с водой или маслами будут определяться самим песком, в то время как предельные значения напряжений хрупкого разрушения зависят от вязкости жидкого заполнителя с песком и контактными свойствами песчинок.

Все рассмотренные обстоятельства свидетельствуют о серьезных проблемах, возникающих на пути физического моделирования структур разрушения. Широкие возможности исследования закономерности поля напряжений и структур разрушения для различных механизмов деформирования пород осадочного чехла над активными разломами фундамента создает только ***математическое моделирование***.

К дискуссии М.В. Гзовского и Г.И. Гуревича

Выше упоминалось о дискуссии М.В. Гзовского и Г.И. Гуревича. Она произошла после выхода первых работ М.В. Гзовского по физическому моделированию тектонических деформаций. При чтении коротких статей и комментариев к ним, вышедшими в рамках этой дискуссии, понимаешь, что она была скорее субъективной, чем объективной [Елисеев, 1956].

Речь в ней шла о первых физических моделях, когда еще был узок спектр материалов, которые можно было для них использовать. Поэтому при моделировании напряжений для структур (складки), где имело место развитие больших пластических деформаций, использовались упругие оптические материалы. На это обращал внимание Г.И. Гуревич. М.В. Гзовский при интерпретации своих экспериментов все эти несоответствия комментирует, говоря даже в каких-то случаях о качественном моделировании деформационного процесса. Позднее, когда в тектонофизической группе М.В. Гзовского были созданы оптические материалы с упругопластическими свойствами, все главные закономерности, выделенные в упругих моделях, подтвердились.

Даже сейчас при существенном продвижении аппаратурной базы в геофизике и сейсмологии ошибка определения гипоцентров землетрясений по данным глобальной сети может составлять первые десятки километров. Например, в известном проекте Word Stress Map второй приемлемый класс точности определения ориентации осей главных напряжений допускает ошибку 20°, т.е. около 22 % от угла в 90°, что отвечало бы ориентации оси другого главного напряжения. Для динамических параметров очагов землетрясений (сброшенные напряжения) ошибка в 2–3 раза вполне допустима (главное, не на порядок). Поэтому следует согласиться с М.В. Гзовским, что тектонофизика, используя количественные параметры для описания деформационного процесса, конечно же, не претендует на точность оценок этих параметров. Важно, чтобы полученное в моделях расположение максимумов деформаций и напряжений совпадало с природным.

К сожалению, в запале дискуссии с Г.И. Гуревичем искажались тезисы М.В. Гзовского, определявшие условия физического моделирования. Так, в частности, Г.И. Гуревичем утверждалось, что в моделях предполагается автоматическое выполнение подобия по упругим модулям на основании того факта, что в первых работах М.В. Гзовского при выводе условий подобия использовалась теория размерности. В какой-то момент Г.И. Гуревич даже начал утверждать, что можно и не выполнять условия подобия, приводя в качестве примера изгиб пачек пластин. Буквально здесь же у Г.И. Гуревича можно прочитать, что разрывы совпадают с плоскостью действия максимальных касательных напряжений (?).

Если первое из рассмотренных выше замечаний Г.И. Гуревича о роли больших необратимых деформаций можно все же считать полезным советом, так как он являлся механиком, а М.В. Гзовский был геологом, то утверждение о достаточности для качественного моделирования создания самой результирующей модели, похожей на моделируемый объект, без анализа условий подобия вызывает удивление. Приведенный им пример в виде изгиба пачки пластин показывает, что Г.И. Гуревич скорее являлся механиком в области конструкций, чем геомехаником. Он прошел мимо того факта, что пачка слоев, изгибаемая внешней нагрузкой, испытывает еще и влияние силы тяжести, создающей в ней уровень всестороннего давления, как правило, выше, чем внешняя нагрузка, а уровень девиаторных напряжений в некоторых случаях сопоставимы, либо немного ниже, чем от внешних сил. Этот приводит к тому, что месторасположения областей разрушения будет определяться характером внешнего

нагружения, а тип хрупкого разрушения (взбросы, сбросы или сдвиги) будет зависеть от соотношения вклада силы тяжести и внешнего нагружения в девиатор напряжений.

В качестве примера такого влияния силы тяжести можно привести модель горизонтального сдвига, реализуемого в смещениях блоков фундамента (рис. 5, *а*). Если в модели полагать, что сила тяжести создает только равные нормальные напряжения при нулевом девиаторе (физическая модель из влажных глин), то поле траекторий главных напряжений будет таким, как это изображено на рис. 6. Если все-таки учитывать реальное природное состояния осадочных бассейнов, где имеет место режим горизонтального растяжения при уровне напряжений горизонтального сжатия меньшем, чем вертикальное на 10–100 бар, то характер изменения ориентации осей главных напряжений будет таким, как это разобрано в работах [Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014]. Т.е. в верхней части слоя будет режим горизонтального сдвига с субгоризонтальной ориентацией осей напряжений наибольшего и наименьшего сжатия (рис. 10), а уже с глубин 10 % от общей мощности осадочного чехла будет происходить быстрый разворот оси напряжения наибольшего сжатия от горизонтального положения к субвертикальному.

Замечу, что рассмотренная в этой статье проблема формирования вторичных разрывов над сдвиговым разломом фундамента является классической физической моделью. В большинстве таких экспериментов единственным источником информации за деформационным процессом является поверхность модели (рис. 5, *в*). На ней экспериментаторы четко видят трещины сдвига (сколы — Риделя), которые на начальных стадиях сочетаются с трещинками отрыва и сжатия меньшей протяженности (более высокого ранга). Поэтому для некоторых исследователей представленные в работах [Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014] результаты выглядят «диковинкой», и они в них не очень-то верят. Но серии экспериментов, проведенных в последние два десятилетия (см. обзор в работе [Dooley, Schreurs, 2012]) на влажном песке, показали, что в разрезе модели в ядре зоны сдвигания формируются именно сбросы (рис. 11). Эту закономерность подтвердили и результаты численных расчетов, представленные в работах [Стефанов и др., 2013; Бакеев, Стефанов, 2016].

Рассмотренный выше пример подтверждает правильность утверждения М.В. Гзовского о необходимости выполнения условий подобия и количественного описания результатов физических экспериментов, хотя получаемые в них результаты могут иметь и недостаточно высокую с точки зрения механиков точность.

Утверждение Г.И. Гуревича о достаточности качественного моделирования расходится с его замечанием о том, что при физическом эксперименте практически невозможно выполнить подобие по значениям коэффициента Пуассона, определяющего уровень реактивных напряжений по отношению к активной нагрузке. Это очень важное замечание Г.И. Гуревича показывает, что в физическом эксперименте не только сложно выполнить соотношение давления, генерируемого силой тяжести, с давлением от внешнего нагружения, но и невозможно получить необходимое соотношение по девиаторным напряжениям этих двух условий нагружения.

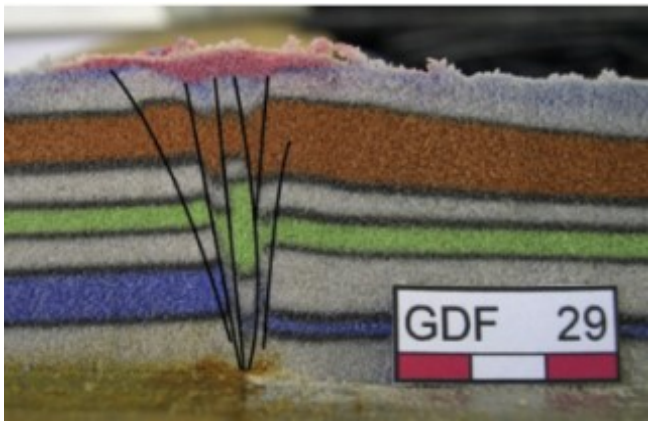


Рис. 11. Моделирование зон горизонтального сдвигания — вертикальный разрез модели вкрест оси сдвигания (рисунок из работы [Dufrechou et al., 2011])

Fig. 11. Modeling of horizontal shear zones-vertical section of the model across the shear axis (figure from [Dufrechou et al., 2011])

О роли напряженного состояния, связанного с силой тяжести. Показанная выше роль силы тяжести в трудности обеспечения условия подобия в физическом эксперименте подталкивает нас к переосмыслению пассивной роли гравитационного напряженного состояния (ГНС), отведенной ему в геодинамике. ГНС состояние является первичным, существующим всегда, задолго до начала действия других тектонических сил, формирующих на фоне этого состояния новые геологические структуры. С позиции механики и математического моделирования, выполняющегося в его рамках, ГНС следует

рассматривать как *начальное напряженное состояние*. Поскольку это состояние в реальных горных породах, начиная с некоторых глубин, приводит к появлению необратимых деформаций (катакластических, квазипластических, пластических) и изменению девиаторных напряжений в сравнении с чисто упругим состоянием [Давиденков, 1936; Джагер, 1975; Айтматов, 1987; Ребецкий, 2008а, б], то необходимо правильно оценить его характерные параметры.

Фактически любое внешнее нагружение горного массива является дополнительным к действию распределенных внутренних массовых сил и создает дополнительные деформации для среды, большая часть которой уже находится за пределом текучести (катакластической в верхних и средних слоях коры [Ребецкий, 2008а, б], квазипластической в нижних, истинно пластической ниже границы Мохо [Николаевский, 1979, 1996]). Поскольку процесс деформирования за пределом упругости существенно зависит от *пути нагружения* [Надаи, 1954], то неверная интерпретация начального состояния при математическом моделировании скажется на конечном результате. Естественно, что требование корректного учета начального ГНС относится и к физическому моделированию с тем дополнением, что для него сложнее выполнить условия подобия моделируемого процесса природному из-за ограниченности набора модельных материалов.

Когда выбирается модель среды, то мы во многом предопределяем не только характер распределения напряжений, но и сами величины напряжений в его девиаторной и изотропной составляющих. Так, выбор идеально вязкой (без упругости) реологии, подобной вязкой ньютоновской жидкости, сразу определяет, что начальное ГНС, действовавшее до приложения внешних воздействий к исследуемому объекту, имеет только изотропную составляющую в виде давления $\boldsymbol{p}$, изменяющегося с глубиной по закону литостатики ($\boldsymbol{p} = \boldsymbol{p}_{\mathrm{lt}} = \rho \boldsymbol{g} \boldsymbol{H}$ — *литостатическое давление*, $\rho \boldsymbol{g}$ — удельный вес пород, $\boldsymbol{H}$ — глубина). Подобные представления о ГНС коры господствовали в геологии до начала прошлого века [Heim, 1878]. По мере развития горных работ и получения данных о поведении пород и о напряжениях [Hast, 1969; Марков, 1972, 1977] в горных выработках горняки и геомеханики пришли к выводу, что это взгляды ошибочны, по крайней мере, для верхних горизонтов коры.

Здесь важно отметить, что идеализация реологии за счет выбрасывания упругой составляющей фактически означает, что мы будем рассматривать процесс деформирования для среды, не имеющей деформационной памяти. Если в процессе нагружения не создается значимый рельеф поверхности или границ внутренних слоев различной плотности, то такая среда создает определенный уровень девиаторных напряжений только в тот момент времени, когда действуют внешние силы или задана скорость деформирования. В такой среде не существует понятие *остаточных напряжений*.

В начале прошлого века в работах геомехаников [Динник, 1926; и др.] была высказана гипотеза об идеально упругом деформировании пород верхних горизонтов земной коры. В рамках этой гипотезы были выполнены оценки распределения по глубине напряжений, показавшие наличие существенной девиаторной компоненты ГНС, вызванной меньшим в 2–3 раза уровнем напряжений горизонтального сжатия в сравнении с вертикальными напряжениями — литостатическим давлением ($\boldsymbol{\sigma}_{zz} = -\boldsymbol{p}_{\mathrm{lt}}$). Согласно этой концепции значения максимальных касательных напряжений для горных пород с коэффициентом Пуассона 0.25 оставляют 1/3 от литостатического давления ($\boldsymbol{\tau} = 0.333\, \boldsymbol{p}_{\mathrm{lt}}$). Горные геологи использовали данные о напряжениях, следующие из той или иной теории (Хейма или Динника), в качестве начального состояния при расчетах возмущенного напряженного состояния горного массива, вызванного проходкой подземной выработки.

Поскольку наблюдались отклонения поведения породного массива вблизи горных выработок от того, что давали результаты таких горно-инженерных расчетов, предпринимались попытки развития теоретических представлений о генезисе напряжений. В частности, в работе Либермана [1962] существование в горном массиве напряжений горизонтального сжатия, повышенных относительно теории Динника, но меньших, чем это следовало из теории Хейма, связывалось с пластическим деформированием горных пород, возникающим после достижения в массиве на определенных глубинах предельного напряженного состояния.

Выбор моделей деформационных процессов в верхней коре в виде тела, обладающего упругостью и способностью к формированию необратимых деформаций (вязких или пластических — *мех*.), отражает наше понимание того факта, что ГНС может отличаться от простого всестороннего литостатического давления, и эти отличия связаны с возможностью сохранения в нем девиаторной составляющей напряжений. Уменьшение уровня девиатора гравитационных напряжений для реальных горных пород вызвано преодолением предела кулоновой прочности (критерии Кулон — Мора или Друккер — Прагера), формированием необратимых деформаций и повышением уровня горизонтального сжатия [Джагер,

1975; Ребецкий, 2008а, б]. Такое уменьшение девиаторных, т.е. касательных напряжений, в условиях действия ГНС приводит к повышению общего уровня нормальных напряжений. Это связано с тем, что вертикальные напряжения должны оставаться неизменными, так как обусловлены весом вышележащих пород. Поэтому уменьшение разности между вертикальными и горизонтальными напряжениями может быть достигнуто только повышением уровня горизонтальных. В настоящем сборнике [Ребецкий, 2019] более подробно описан генезис напряжений горизонтального сжатия, возникающих без дополнительного горизонтального сокращения пространства.

Следует отметить, что возможности физического эксперимента ограничены из-за сложности выполнения условия подобия гравитационного напряженного состояния [Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014], которое требует равенства упругого коэффициента Пуассона в модели и природном объекте. Невозможность выполнения этого требования для влажных глин и всевозможных паст и гелей, часто используемых при моделировании, предопределяет невыполнение подобия по девиаторной компоненте начального гравитационного напряженного состояния. Воссоздание в тектонофизическом эксперименте гравитационного напряженного состояния, подобного природному, критически важно при изучении морфологии хрупкого разрушения и запредельного деформирования. В работе [Ребецкий, Михайлова, 2011] рассмотрен механизм формирования структур разрушения в зоне горизонтального сдвигания над разломом кристаллического фундамента [Ребецкий, 1987, 1988] именно с учетом начального гравитационного напряженного состояния, имеющего девиаторную компоненту. В дальнейшем численное моделирование данной задачи, выполненное Стефановым [Стефанов и др., 2013], полностью подтвердило результаты упомянутых выше исследований.

Все вышесказанное имеет место тогда, когда мы можем твердо говорить о существовании девиаторных напряжений для начального ГНС или когда исследуются процессы, в которых важно влияние всестороннего давления (хрупкое разрушение). Иногда можно услышать утверждение, что за геологические времена девиаторная составляющая гравитационных напряжений релаксирует. В этой связи мы должны ответить на вопрос, может ли произойти полная релаксация девиаторной компоненты гравитационных напряжений как следствие вязкого течения горных пород. Для ответа на него необходимо рассмотреть возможные механизмы релаксации напряжений в породах коры. В этих механизмах определяющую роль играет механизм ползучести катакластического течения, для которого поверхностное трение на трещинах не даст возможности сбросить касательные напряжения до нулевых значений.

Вышесказанное предопределяет важную роль математического численного расчета с использованием конечно-элементных и конечно-разностных схем расчета. Современные методы численного моделирования позволяют не просто правильно выполнить условия подобие и наиболее адекватно учесть неоднородность механических и реологических свойств реальных горных пород, что практически невозможно сделать при аналитическом моделировании, но и реально получить области больших пластических — локализованных деформаций и трещины хрупкого разрушения.

Изучение природных напряжений

В настоящее время часто от экспертов различных научных фондов и рецензентов журналов (особенно зарубежных) можно услышать мнение, что данные о закономерности пространственного распределения коровых напряжений в глобальном масштабе вполне хорошо представлены на интернет ресурсах проекта World Stress Map (*WSM*) [Zoback, 1992; Heidbach, et al., 2007 2010]. Поэтому предварю содержание этого раздела критическим описанием состояния этого проекта.

О проекте World Stress Map. Работы по проекту *WSM* начинались в конце 80-х годов прошлого века под руководством М.-Л. Зобак [Zoback, 1989b, 1992]. В настоящее время руководит проектом Хейдбач из исследовательского центра Потсдама.

На сайте проекта *WSM* представлены как карты, показывающие ориентацию осей максимального сжатия (пользователь может самостоятельно их построить для интересующего его региона), так и исходные данные о главных напряжениях в виде файла данных формата Эксель. Однако внимательное рассмотрение содержания указанного интернет-ресурса показывает, что в нем около 26 % данных получены из ин-ситу методов, где напряжения определяются путем прямых измерений упругих деформаций или другими прямыми методами. Остальные определения напряжений (около 74 %) отвечают результатам интерпретации сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений.

Отметим несопоставимость масштаба данных о напряжениях, получаемых ин-ситу методов и из сейсмологических данных. В первом случае масштаб усреднения напряжений изменяется от десятков сантиметров (тензометрия) до первых метров (гидроразрыв). Во втором размер очага

землетрясения характеризует минимальный характерный размер усреднения напряжений. Поскольку в файлах проекта *WSM* минимальные магнитуды составляют около 3, то, соответственно, минимальный масштаб усреднения напряжений составляет минимум несколько сотен метров. Основное число данных о землетрясениях представлены каталогом Global CMT ($M_w > 4.0$), поэтому в большинстве своем эти данные отвечают масштабу усреднения от первых километров до десятков километров. Когда речь идет о приложении данных о природных напряжениях к решению фундаментальных проблем геодинамики и физики очага землетрясений, использоваться должны данные о напряжениях, получаемых из механизмов очагов землетрясений.

В базе данных *WSM* существует пять градаций точности определений ориентации осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия. Первые три (*A, B, C*) имеют, соответственно, точность 12, 20 и 25 градусов. Они связаны не с технологией перехода от ориентации осей главных напряжений к направлению действия напряжения наибольшего горизонтального сжатия, а с методом получения данных об осях главных напряжений. При этом наивысшей точности *A* в *WSM* отвечают данные о напряжениях, полученные из методов инверсии по совокупности механизмов очагов нескольких землетрясений (в базе данных *WSM* им соответствует аббревиатура *FMF*). К таким методам относятся методы Анжелье, Гущенко, Кари-Гальпхардис, Юнги, Гефарда, Майкла, Ляля, Ребецкого и др. К точности *B* относятся напряжения, полученные путем усреднения осей *P* и *T* для совокупности механизмов очагов землетрясений (в базе данных *WSM–FMA*) — средние механизмы по С.Л. Юнгу [1990]. Соответственно, к точности *C* относятся напряжения, полученные из данных об одиночных событиях (в базе данных *WSM–FMS*), т.е. оси *P* и *T* этих событий.

В руководстве [Barth et al., 2016] по использованию базы данных *WSM* отмечено, что только данные качества *A* и в некоторой мере качества *B* следует воспринимать как достоверные. В то время как *C* следует рассматривать как неуверенные определения, которые в случае получения для исследуемых регионов данных методом инверсии следует отбросить. Точность *Д* и *E* определений напряжений составляет более 30° (около 400 определений), и поэтому их не следует принимать в расчет.

Теперь самое главное! В базе данных *WSM* наивысшей точности *A* определения главных напряжений отвечает только 2.8 % данных (904 из 31768). Еще 0.3 % отвечает средним механизмам (точность *B*). Точности *C* отвечает 84.2 % определений, а низшей точности около 2.7 % определений.

Таким образом, заключаем, что база данных *WSM* мало информативна в случае использования данных качества *A* и *B* и поэтому работы по получению данных о природных напряжениях из методов инверсии должны рассматриваться как приоритетное направление в сейсмологии и тектонофизике. Этот вывод крайне важно осознать научной общественности, так как часто приходится отвечать на рецензии некоторых экспертов, которые искренне не понимают, зачем тратить время на получение данных о напряжениях в регионах, когда уже существуют карты *WSM*.

Еще одно замечание, относящееся к качеству данных *WSM* проекта. В версиях этого проекта 1992 и 2008 гг. за направление напряжений наибольшего горизонтального сжатия принималась проекция оси главного напряжения наибольшего сжатия на горизонтальную плоскость в топоцентрической системе координат, связанной с эпицентром определения напряжений (азимут оси наибольшего сжатия). Только в версии 2016 г. в руководстве *WSM* появилось указание на необходимость использовать правило тензорного анализа для расчета направления наибольшего горизонтального сжатия из данных об ориентации осей главных напряжений и формы эллипсоида напряжений (коэффициент Лоде — Надаи). При этом в самой базе данных до сих пор для этого напряжения указывается азимут оси главного напряжения наибольшего сжатия.

И последнее замечание. Обращаю внимание, что в базе данных *WSM* определения напряжений, полученные из каталога механизмов очагов Китая представлены в виде векторов восстания (верхняя полусфера), а не падения (нижняя полусфера), как это принято, например, в проекте *Global CMT* и в проекте *WSM* для других данных. Эта ошибка не отразится на направлении оси наибольшего горизонтального сжатия, но может оказаться принципиально важной в случае оценки других параметров тензора напряжений.

Методы инверсии природных напряжений и деформаций. После работ М.В. Гзовского в России получили интенсивное развитие методы реконструкции природных напряжений и деформаций по данным о разрывных смещениях. В этих методах базисом инверсии являются данные геологических или сейсмологических индикаторов разрывных смещений, соответственно — трещины, зеркала скольжения и механизмы очагов землетрясений. Сохраняя историческую хронологию развития

этих методов, прежде всего отметим методы структурного анализа трещин: сопряженных пар сколов Гзовского [1954б, 1956], поясов трещин Даниловича [1961] в его развитии Шерманом [Шерман, Плешаков, 1980], статистический и тектонодинамический метод Николаева [1977], квазиглавных напряжений Парфенова [1981], парагенетический метод анализа дизъюнктивных структур Расцветаева [1987], метод морфокинематического анализа Гинтова [Гинтов, Исай, 1984, Гинтов, 2005], структурно-геоморфологический метод анализа разномасштабных линеаментов Сим [1996], тройственного парагенеза трещин Семинского [1986]. Во всех этих методах инверсия напряжений производится по данным о трещинах без смещений.

Перечисленные методы пришли на смену методу, опиравшемуся на неверную гипотезу Беккера [Becker, 1883] о совпадении плоскости разрыва с плоскостью круговых сечений эллипсоида напряжений. В указанных методах структурного анализа, используя результаты экспериментов по разрушению горных пород в условиях однородного одноосного нагружения, а также в условиях локализованного сдвига (эксперименты Г. Клооса, В. Риделя и др.), были созданы алгоритмы определения ориентации осей главных напряжений, ответственных за формирование исследуемых трещин. Все перечисленные выше методы ориентировались на анализ геологических данных о трещинах и разрывах, формирующихся вблизи плоскости скалывания горных пород. В работах А.В. Введенской [1969] было предложен метод анализа осей главных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, использующий гипотезу о совпадении нодальных плоскостей с сопряженными плоскостями максимальных касательных напряжений. Позднее было показано [Костров, 1975], что данная гипотеза не отвечает природе хрупкого разрушения в горных породах, которое происходит прежде всего вдоль плоскостей, близких по ориентации к плоскости внутреннего трения [Byerlee, 1968,1978]. Заметим, что подход, подобный А.В. Введенской, в настоящее время в приложении к совокупности средне сильных землетрясений используется М.-Л. Зобак [1989а] и О. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Следует также отметить, что метод Гзовского близок к методу Андерсона [1951], графический метод Даниловича близок методу *M*-плоскостей Азауд [1969], а метод Зобак и Хардебек ранее рассматривался в работе В.Д. Парфенова [1981]. Важно напомнить, что все эти методы позволяют определять только ориентацию главных осей тензора напряжений.

Если указанные выше методы при создании алгоритмов реконструкции напряжений опирались на закономерности механики хрупкого разрушения, то группа методов, созданная исторически позднее, использовала в своих алгоритмах уже положения механики пластичности, в частности теории пластичности Батдорфа — Будянского [1961]. К подобным методам относятся: кинематический метод Гущенко [1975, 1979] и метод Юнги [1979]. В этих методах используются данные о трещинах со смещениями — зеркала скольжения или механизмы очагов землетрясений. В рамках графических и численных алгоритмов в этих методах рассчитывается не только ориентация осей главных напряжений, но и коэффициент Лоде — Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений и соотношения девиторных компонент главных напряжений. В это же время в западной Европе и США были созданы методы: Кэри [Carey, Bruneier, 1974], Анжелье [Angelier, 1975] (инверсии сколов), Эчекопара [Etchecopar et al., 1981], Рэчес [Reches, 1983], Гефарда [Gephart, Forsyth, 1984], Майкла [Michael, 1984], Лайла [Lisle, 1987]. Из представленных здесь методов в мире сейчас наибольшее распространение получили подходы Ж. Анжелье, которые реализованы в ряде известных программных кодов [Delvaux, 1997].

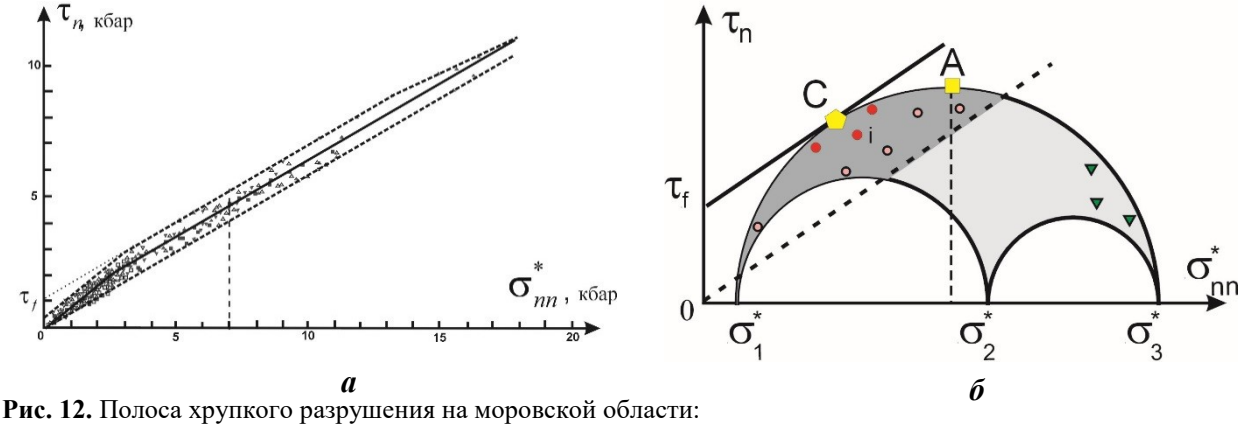
Другое направление, опирающееся на представления теории пластичности и ориентированное на расчет тензора необратимых — остаточных трещинных деформаций, развивалось в работах Ю.В. Ризниченко [1965, 1977], В.В. Степанова [1979], С.Л. Юнги [1979]. В этих работах созданы численные алгоритмы расчета главных осей и коэффициента Лоде — Надаи тензора приращений сейсмотектонических деформаций, формирующихся за счет смещений по совокупностям сколовых трещин. Данное направление исследований практически в это же время начало развиваться также в работе Дж. Брюна [1968]. Заметим, что вышеперечисленные работы опирались в расчетах на сейсмологические каталоги механизмов очагов землетрясений.

В настоящее время наиболее перспективным из всех указанных методов следует рассматривать метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 1997, 2001, 2003а, б, 2007], развиваемый в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, который соединил в себе основные положения расчета параметров напряжений и необратимых деформаций, следующих из положений теории пластичности. Этот метод, состоящий из четырех этапов реконструкции, последовательно определяет компоненты полного тензора напряжений и нормированный тензор приращений сейсмотектонических деформаций. Основу алгоритма метода составляют энергетические представления теории

пластичности, определяющие нахождение компонент тензора напряжений, которые доставляют максимум разгрузки (упругой диссипации) внутренней энергии упругих деформаций для тензора сейсмотектонических деформаций. Эти положения определяют необходимость совместного расчета тензора напряжений и необратимых деформаций, чего нет ни в одном из рассматривавшихся выше методов.

Отмечу, что только в МКА и в кинематическом методе Гущенко создан алгоритм формирования однородных выборок данных о разрывных смещениях. Он базируется на требовании снижения внутренней упругой энергии массива после каждого смещения на разрыве. Это означает наличие острого угла между направлением смещения и касательным напряжением на плоскости разрыва для искомого тензора напряжений. Замечу, что ранее в методах инверсии напряжений часто упоминалось положение Ботта и Валеса [Wallace, 1951; Bott, 1959] о совпадении направления смещения и касательного напряжения как базиса расчета. Но на самом деле ни в одном из этих методов это требование не выполнялось. В каких-то методах максимальный угол между смещением и касательным напряжением ограничивался директивно, а в каких-то он вообще не ограничивался (методы Юнги, Гефарда, Майкла и др.), что могло приводить к появлению в одной выборке, по которой определялись параметры тензора напряжений или сейсмотектонических деформаций, диаметрально противопложных механизмов очагов землетрясений.

В МКА возможность определения не только ориентации осей главных напряжений, но и величин напряжений основана на использовании кроме механизмов очагов землетрясений еще и дополнительных сейсмологических данных о сброшенных напряжениях, геофизических данных о рельефе поверхности и плотности пород коры, а также об общающих положений экспериментальной геомеханики и теории хрупкого разрушения. Так, на втором этапе метода возможность определения нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления связана с использованием полосы хрупкого разрушения на диаграмме Мора (рис. 12). Математический алгоритм этого этапа реализует замеченный и хорошо понятный факт о большей вариабельности сколов в однородной выборке в случае низкого уровня всестороннего давления в сравнении со случаем высокого давления.



а *б*

Рис. 12. Полоса хрупкого разрушения на моровской области:
а — результаты лабораторных экспериментов по исследованию роли трения при разрушении образцов горных пород при высоком давлении [Byerlee, 1978] с дополнениями в виде предельных линий внутренней прочности и минимального поверхностного сопротивления; *б* — расположение точек, отвечающих разному расположению участка плоскости разрыва по отношению к осям главных напряжений (пояснение в тексте)

Fig. 12. The band of brittle destruction (fracturing) in the Mohr's area:
a — results of laboratory experiments on the role of friction in the destruction of rock samples at high pressure [Byerlee, 1978] with additions in the form of limit lines of internal strength and minimum surface resistance; *б* — the location of points corresponding to different distribution of the section of the plane of rupture in relation to the axes of the principal stresses (explanation in the text)

Следует заметить, что положение о взаимосвязи касательных напряжений с эффективными нормальными напряжениями на плоскостях сколов, вытекающее из геомеханического эксперимента, использовалось в работах [Angelier, 1987; Raches, 1983]. Дополнительные сейсмологические данные о величине сброшенных напряжений в очаге сильного землетрясения Ландрес (1992 г) использовала при оценке напряжений Дж. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Положение о равенстве величины вертикальных напряжений весу столба горных пород, впервые использовавшееся Р. Сибсоном [Sibson,

1974], являлось также базисом при оценке предельного уровня девиаторных напряжений в коре в работах [Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996]. Методически наиболее близким к МКА является метод [Angelier, 1987], ориентированный на геологические данные о совокупностях борозд скольжения. Отличие МКА от метода Анжелье состоит в алгоритме оценки прочности сцепления массивов горных пород и связано с привлечением данных о сброшенных напряжениях и отсутствием постулата о гидростатическом законе распределения по глубине флюидного давления. Отметим, что последняя гипотеза также используется в работах [Angelier, 1989; Sibson, 1974; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996]. Таким образом, заключаем, что МКА соединил в себе большинство ранее уже известных алгоритмов, связав их в единый комплекс на базе определяющих принципов механики разрушения и теории пластичности.

Как показано в работе [Ребецкий, Войтенко, 2017, 2018; Ребецкий и др., 2015], этот алгоритм можно применять и для данных без смещений, что позволяет переходить к определению соотношения между шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Данный подход является примером для дальнейшего развития методов инверсии напряжений.

Отдельно следует отметить структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим, который ориентирован на изучение неотектонических напряжений на платформах и в тех регионах, где сдвиговая тектоника представлена наиболее сильно. Этот метод в его исходных положениях был ориентирован на определение ориентации оси максимального сжатия. В самое последнее время он получил свое развитие на определение велчин напряжений с использованием некоторых положений и алгоритмов МКА в работе [Ребецкий и др., 2015].

К вопросу о достоверности методов инверсии напряжений

Об основной проблеме методов инверсии напряжений. К концу 80-х годов прошлого века обсуждение методических вопросов в области инверсии напряжений в целом было завершено. Здесь прежде всего имеется в виду та часть проблемы, которая касалась получения данных об ориентации осей главных напряжений и форме эллипсоида напряжений (коэффциент Лоде — Надаи или Рэйтио). Большая часть геологов, занимавшихся этой проблемой (Ж. Анжелье, Р. Ляль, Ф. Бержерат, Е. Кэри-Гальпхардис, М. Гущенко, П. Николаев, Л. Сим и др.), понимали, что что ключевым моментом здесь является умение выделить из общей совокупности зеркал скольжения или данных по трещиноватости такой ее части, которая характеризует однородную фазу деформирования массива. У этих геологов были разные подходы непосредственно к инверсии напряжений и в способах выделения однородной выборки трещин (зеркал скольжения), но без этого этапа работ положительный результат не мог быть достигнут.

Что из себя представляет однородная выборка зеркал скольжения? Это сокупность сколов, сформировавшихся (в большей части реактивированных) в некотором объеме среды за период нагружения, при котором *вариации напряженного состояния* были незначительными. Здесь также важно то, что взаимное влияние трещин было ограниченным, позволяющим их рассматривать как структуры одного этапа нагружения.

В подходах к формированию однородных выборок трещин, созданных разными геологами, всегда реализовывался принцип упругой разгрузки массива за счет смещения вдоль каждой трещины из однородной выборки. Наиболее ясно этот принцип можно проиллюстрировать для методов инверсии из зеркал скольжения. Он требовал, чтобы на плоскости каждой трещины угол между векторами смещения и касательного напряжения для искомого тензора напряжений был острым (рис. 13). В методах Анжелье и Лайля это условие дополнялось требованием минимума суммы этих углов. На основании этого требования единственным образом определялись три угла Эйлера для трех главных осей напряжений и коэффициент формы эллипсоида напряжений.

Развитием методов инверсии из сейсмологических данных занимались математики и физики (С. Юнга, Дж. Гепхард, А. Майкл и др.). Они пошли несколько иным путем. Считалось, что статистика вытянет все, и предварительной фильтрации исходных данных о механизмах очагов землетрясений не производилось. Создавался функционал, определявший сумму углов между смещением и касательным напряжением (были и др. подобного рода функционалы), и на основе нахождения эукстремума этого функционала определялась параметры эллипсоида напряжений (ориентация трех главных его осей и коэффициент, характеризующий его форму).

Замечу, что при таком подходе в расчете напряжений могут участвовать землетрясения, для которых угол между направлением смещения в очаге и направлением касательных напряжений будет тупой. Это означает, что в результате подвижки внутренняя для таких событий упругая энергия массива не уменьшается, а, наоборот, увеличивается. Понятно, что такое физически невозможно.

Влияние таких землетрясений в выборке на расчет напряжений минимизировалось за счет статистики и перевеса числа событий, где обсуждаемый угол был острый. Но этот момент был приципиальным и в конечном итоге не позволил тем, кто избрал этот путь, далее развить методы инверсии на оценку величин напряжений. Также важно отметить, что этот подход содержит в себе физическое противоречие, которого в методах первой группы авторов нет.

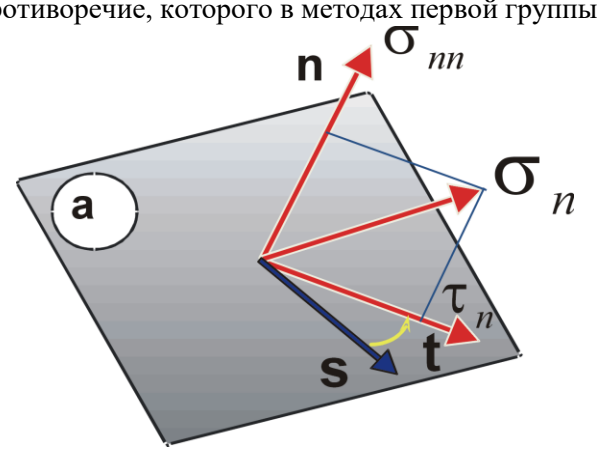


Рис. 13. Схема соотношения на плоскости разрыва в лежачем крыле направления касательных напряжений (вектор *t*) и направления смещения висячего крыла (вектор *s*)

Fig. 13. The scheme on the plane of the fault in the lying wing of the direction of shear stresses (vector *t*) and the direction of displacement of the hanging wing (vector *s*)

К сожалению, существует большая группа исследователей, работающих с сейсмологическими данным, которые пошли еще дальше и стали использовать для нахождения главных осей напряжений чистую статистику. На единичной сфере очагов землетрясений, попадающих в исследуемый участок коры, строились оси *P* и *T* отдельных фокальных механизмов, и центру облака точек присваивали направления соответствующих осей главных напряжений. Заметим, что в этом случае определить форму эллипсоида уже невозможно. Результатом такой инверсии будут только данные об ориентации главных осей тензора напряжений. В этом подходе нет правила формирования однородной выборки, и здесь также может нарушаться правило упругой разгрузки для событий, принимающих участие в расчете напряжений.

Но самая большая проблема имеет место в тех исследованиях, когда за ориентацию осей главных напряжений принимают оси *P* и *T* отдельных фокальных механизмов. Здесь имеет место прямое нарушение физических основ хрупкого разрушения. Из такого подхода автоматически вытекает, что очаг землетрясения совпадает с плоскостью действия максимальных касательных напряжений.

При инверсии природных напряжений по геологическим и сейсмологическим индикаторам мы должны всегда помнить, что деформированию подвергается массив, существенно неоднородный на разных масштабах (слоистость, трещиноватый и др.). Если оперировать терминами механики (напряжение в бесконечно малой точке среды), то в таком массиве не может существовать однородного напряженного состояния для масштаба объекта, отвечающего характерному размеру структур.

Достаточно близкое расположение трещин в таком массиве, их взаимное пересечение подсказывает нам, что они могут влиять друг на друга. Т.е. поле напряжений в разных точках такого массива изменяется после активизации каждой следующей трещины. Поэтому прежде чем приступать к реконструкции напряжений, мы должны договориться, а что собственно будем называть напряжениями в таком неоднородном массиве.

Что-то нам подсказывает, что эти напряжения будут зависеть от масштаба геологических структур, с помощью которых мы будем решать поставленную задачу. Следовательно, искомые напряжения должны определенным образом усреднять неоднородности массива.

Таким образом, при обработке геологических индикаторов напряжений нам необходимо сформулировать принципы выделения однородной выборки зеркал скольжения. При этом подобная сепарация данных должна выполняться на параметрической области пространство — время — масштаб зеркал скольжения. В зависимости от выбранных характерных параметров будет изменяться результат реконструкции (инверсии) напряжений.

Вот здесь мы походим к сформулированному выше положению о незначительной *вариации напряженного состояния* для сколов из однородной выборки. Речь идет о вариации во времени, пространстве и линейном масштабе усреднений.

Уже только из этого положения становится понятно, что тезис Р. Валлеса о совпадении на плоскости разрыва касательного напряжения с направлением смещения [Wallacy, 1951; Bott, 1958]

применим к отдельному разрыву и напряжениям в момент его активизации, но не применим к напряжениям, которые мы будем связывать со совокупностью разрывов. Можно конечно действовать исходя из идеи поиска минимума специального функционала. Однако подобные математические построения требуют, чтобы отклонения в данных были достаточно малые. Как это обеспечить в автоматизированном режиме является главной проблемой в инверсии напряжений.

На самом деле, мы должны взять какие-то ясные, наиболее общие физические принципы, которые бы могли обеспечить создание однородных выборок данных в такой неоднородной среде и сказать, что полученный в результате тензор мы будем именовать тензором напряжений данного масштаба усреднения [Ребецкий, 2007а].

Получаемые в инверсии напряжения имеют масштаб усреднения либо макроскопический (десятки сантиметров), либо мегаскопический (метры — сотни метров — десятки километров). Здесь мы не можем сказать, что получены напряжения в точке среды. Результатом инверсии являются напряжения, характеризующие объем. Даже в геомеханике пористых сред [Николаевский, 1996] речь все-таки идет о микроскопических масштабах неоднородностей. В проблеме инверсии напряжений линейный масштаб усреднения напряжений достаточно часто сопоставим с толщиной коры. Вероятно, в таком масштабе усреднения, когда граничные силовые условия фактически входят в объем усреднения, определяемые параметры эллипсоида достаточно условно можно именовать как параметры напряжений. Но у нас нет других возможностей определить силовые факторы воздействия на кору кроме как из геологических и сейсмологических индикаторов разрывных смещений.

Здесь я хотел бы воспроизвести цитату Б.В. Кострова в рецензии одной из первых моих работ, развивающей положения метода катакластического анализа разрывных смещений [Rebetsky, 1996]. Он написал, что автор (Ю.Л. Ребецкий) фактически предлагает систему положений и формализмов, которые позволяют называть восстанавливаемый им тензор как тензор напряжений. Напомню, что МКА, так же как и метод Анжелье, использует требование острого угла для каждой трещины и максимума упругой разгрузки для совокупности зеркал скольжения или механизмов очагов землетрясений из однородной выборки. Все эти формализмы соответствуют основным положениям теории пластичности о снижении упругой энергии после активизации каждой трещины и достижению минимума упругой энергии после реализации совокупности трещин скалывания (принцип Гамильтона).

Альтернативное предложение. В работе Ш.А. Мухамедиева [2018] утверждается, что положений, лежащих в основе всех вышепредставленных методов инверсии, недостаточно для того, чтобы полученный в результате тензор именовать тензором напряжений. Он считает, что напряжениями можно именовать только такой тензор, который удовлетворяет уравнениям сохранения импульса силы в классической их форме, используемой в механике сплошных сред. В рамках подхода Ш.А. Мухамедиева [1991, 1993] результаты инверсии напряжений в виде ориентации осей главных напряжений должны быть входными параметрами для решения системы из трех дифференциальных уравнений равновесия. При этом неизвестными параметрами, которые из этих уравнений должны быть определены, являются максимальные касательные напряжения, давление и коэффициент Лоде — Надаи или любой другой параметр, определяющий форму эллипсоида напряжений, т.е. разрешающая система уравнений является замкнутой, требующей только формулировки граничных условий.

Замечу, что впервые предложение использовать уравнения равновесия при развитии обратной задачи тектонофизики — инверсии напряжений — на оценку величин напряжений было высказано в работе [Ребецкий, 1991]. В отличие от подхода Ш.А. Мухамедиева в ней предлагалось использовать систему уравнений равновесия для отыскания только двух скалярных параметров — максимального касательного напряжения и давления. В этом случае система определяющих уравнений переопределенная, что позволяет создавать регуляризирующие операторы по минимизации ошибок в экспериментальных данных. В дальнейшем в алгоритм МКА было введено требование выполнения уравнения сохранения импульса сил в вертикальном направлении. Это позволило уточнить соотношения для определения величин напряжений в сравнении с условием Сибсона [Sibson, 1974], где вертикальные напряжения считаются равными весу столба горных пород.

Рассмотрим практическую реализацию предложения Ш.А. Мухамедиева.

Реализация подхода Ш.А. Мухамедиева была выполнена в работе [Галыбин, 2017]. Прежде всего отметим, что автор этой работы сам не занимается получением данных об ориентации осей главных

напряжений. В приложении к проблемам инверсии современных напряжений он использует базу данных *World Stress Map*, где, как это было показано выше, большая часть (около 84 %) определений отвечает осям *P* и *T* отдельных фокальных механизмов. Т.е. это те данные, которые сами авторы базы данных *WSM* [Barth et al., 2016] рассматривают как крайне некондиционные. Отставим это без комментариев и пойдем дальше.

Решение системы дифференциальных уравнений с коэффициентами, которые определены в экспериментальных измерениях, является некорректной задачей, рассмотренной в работах [Тихонов, 1965; Тихонов, Арсенин, 1979]. В них была показана необходимость построения регуляризирующего оператора на основе данных об амплитудах ошибок. При этом ошибки должны удовлетворять некоторым ограничениям по амплитудам. ***Регуляризация*** — метод добавления некоторых дополнительных ограничений к условию с целью решить некорректно поставленную задачу. Замечу, что созданный в рамках МКА, а также методов Анжелье и Гущенко алгоритмы создания однородных выборок можно рассматривать как регуляризацию так как они позволяют избавиться от экспериментальных данных с запредельно большими ошибками.

Вероятно, столкнувшись на практике с соответствующей проблемой, но до конца не понимая ее сущность, авторы указанной выше работы приходят от трехмерного тензора напряжений к двумерной его аппроксимации. В рамках такого подхода речь уже идет о трех неизвестных компонентах тензора напряжений, которые можно представить через азимут простирания оси наибольшего горизонтального сжатия (которая рассматривается как известный параметр), максимальное касательное напряжение и двумерное давление. Поскольку ориентация оси наибольшего горизонтального сжатия берется как исходное данное, то для определения двух оставшихся неизвестных имеются два дифференциальных уравнения. Обратная задача становится значительно более простой, но сущность ее некорректности остается. Она даже усугублется из-за несоответствия искомого двухмерного и реально трехмерного тензора напряжений.

Обратим также внимание на тот факт, что применение представленной выше апроксимации фактически соответствует введению гипотезы о том, что форма эллипсоида напряжений всегда отвечает чистому сдвигу с нулевым значением коэффицента Лоде — Надаи. Это также осталось незамеченным у авторов данного подхода.

При рассмотрении области решения в виде горизонтальной плоскости (сферической поверхности) в работе [Галыбин, 2017] фактически предполагается равенство нулю касательных напряжений на горизонтальных площадках. Такой подход был реализован Галыбиным для расчета напряжений в зоне субдукции восточного фланга Зондской дуги. Как известно, в зонах субдукции идет пододвигание океанской плиты под субконтинентальную плиту. В таких зонах в субконтинентальной плите имеет место режим горизонтального сжатия, а в океанской плите за тальвегом желоба — горизонтального растяжения [Ребецкий, Полец, 2014]. Здесь оси главных напряжений отклоняются на углы более 30° от вертикальной оси, что определяет наличие больших касательных напряжений на подошве коры [Ребецкий, 2007а]. В работе [Галыбин, 2017] эти касательные напряжения имеют нулевые значения. И это опять никак не комментируется в работах А.Н. Галыбина и Ш.А. Мухамедиева.

На самом деле предлагаемый Ш.А. Мухамедиевым подход может быть реализован только в областях с геодинамическим режимом горизонтального сдвига в условиях, когда вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу. Это достаточно частный случай напряженного состояния, который на больших площадях в основном реализуется для платформ и плит. Применение его в других условиях деформирования коры будет приводить к артефактам.

Эти небольшие комментарии необходимы, так как проблема инверсии напряжений из данных геологических и сейсмологических индикаторов разрывных смещений является в тектонофизике ключевой.

Достижения в области изучения природных напряжений

Созданные методы определения параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций сыграли очень важную роль в интепретации и обобщении как сейсмологических, так и геологических данных о разрывных смещениях. Эти данные позволили районировать тектонически активные регионы по режиму напряженного состояния (горизонтальное сжатие или растяжение, горизонтальный сдвиг и сочетание этих режимов). Их дополнение информацией об отношении девиаторных компонент тензора напряжений (коэффициент Лоде — Надаи) использовалось при постановке задач тектонофизического моделирования при решении задач

геодинамики для структур разного масштаба, а также для решения практических задач горного дела и поисковой геологии (см. пример карты напряжений на рис. 14 из работы Л.А. Сим [2003]).

Однако самые перспективные результаты с целью их использования для задач геодинамики и практической геологии были получены после развития методов реконструкции на оценку величин напряжений. Так, расчеты максимальных касательных напряжений, средних для верхней части коры в районе землетрясения Ландрес 1992 г., выполненные в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001], показали их значения всего *в первые сотни бар.* Данный результат сильно отличался от значений для этих компонент тензора напряжений, полученных в работах [Sibson, 1974; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996] (первые килобары на глубинах 10–15 км в зонах горизонтального сжатия). Расчеты напряжений, выполненные в рамках МКА для различных сейсмоактивных районов [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009; Ребецкий и др., 2013], показали, что снижение уровня значений максимальных касательных напряжений обеспечивается повышенным уровнем флюидного давления [Иванов, 1992; Киссин, 2015], значения которого превышают гидростический закон распределения по глубине.

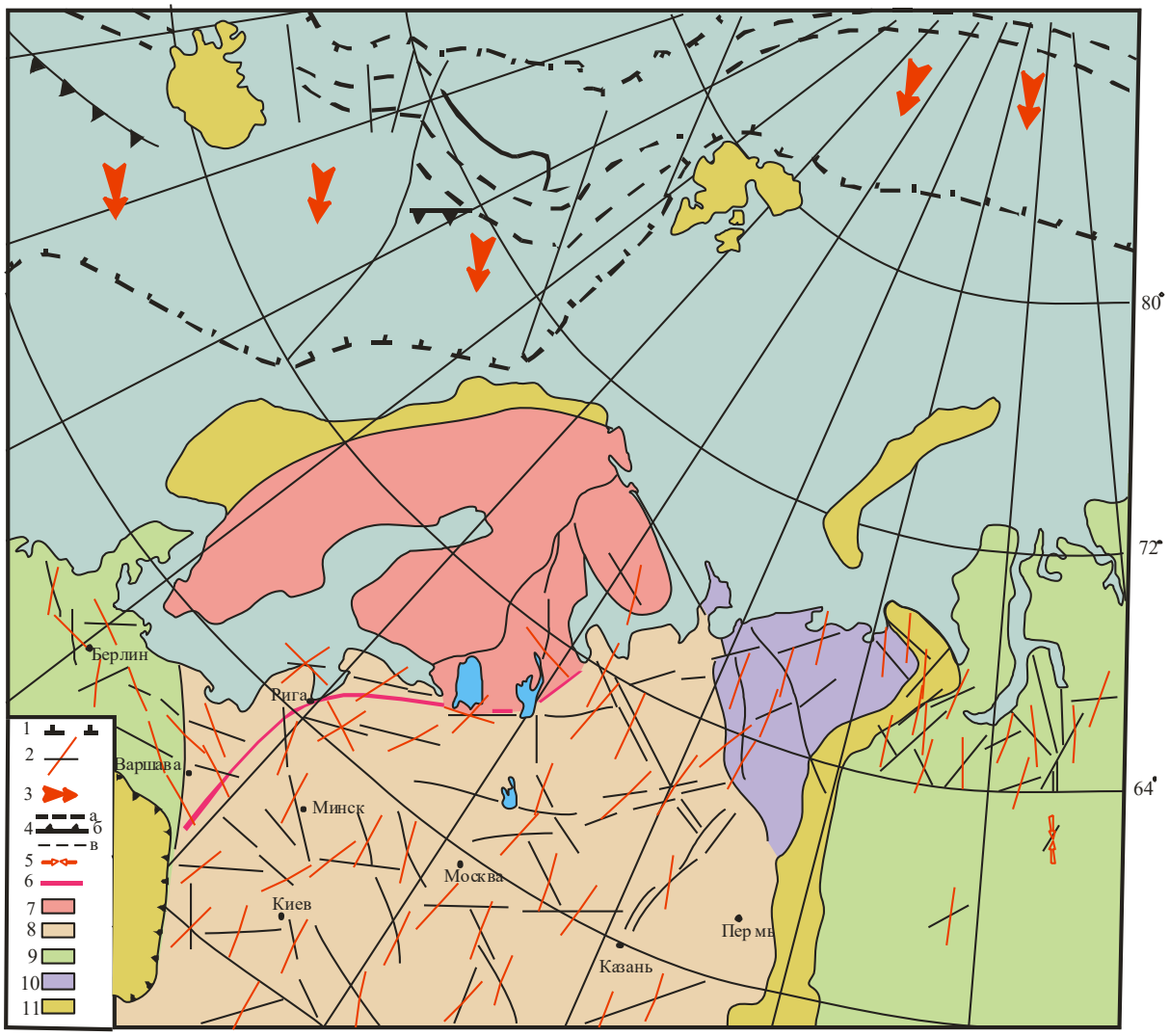


Рис. 14. Карта неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы Л.А. Сим [2003]

Fig. 14. Map of neotectonic stresses of the East European platform L.A. Sim [2003]

Применение МКА для реконструкции напряжений в областях подготовки катастрофических землетрясений позволило впервые увидеть особенность распределения тектонических напряжений перед сильным землетрясением [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009; Ребецкий, Полец, 2014]. В результате этих исследований было установлено, что относительно сильные землетрясения происходят в областях среднего и пониженного уровня эффективного давления, в которых

в соответствии с теорией Кулона наблюдается и пониженный уровень максимальных касательных напряжений. Заметим, что в работе [Райс, 1982] делался прогноз на большую эффективность хрупкого разрушения в областях пониженного уровня девиаторных напряжений. Выявленная закономерность позволила сформулировать критерии выделения в сейсмоактивных участках земной коры областей, опасных для формирования аномально сильных землетрясений [Ребецкий, 2007б].

За последние два-три десятилетия в области изучения природного напряженного состояния выполнены реконструкции напряжений для многих регионов. К сожалению, в России и за рубежом уже практически не осталось тех исследователей, которые создавали методику и алгоритмы инверсии напряжений. Большей частью исследования ведутся новым поколением ученых, использующих алгоритмы и программы, созданные пионерами тектонофизики.

Большой вклад в исследования напряжений в России и стран бывшего СССР дают данные о геологических индикаторах разрывных смещений — палеонапряжениях. Эти работы, как правило, региональные, связанные с изучением небольших по площади структур. Здесь кроме сотрудников лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН (Л.А. Сим, А.В. Маринин) наиболее известны результаты тектонофизиков ИЗК СО РАН, а также Украины (О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк) и Узбекистана (Р.А. Умурзаков). В настоящее время в Санкт-Петербурге успешно работают молодые тектонофизики В.Н. Войтенко и А.Н. Москаленко. Есть надежда, что здесь возникнет своя тектонофизическая школа.

Далее будут проанализированы результаты инверсии природных напряжений для крупных структур земной коры, вносящие наибольший вклад в исследования фундаментальных проблем геодинамики.

О динамо-паре напряженного состоянии коры для внутриконтинентальных орогенов

Большой вклад в понимание геодинамики континентальных орогенов (Северный Тянь-Шань — СТШ, Алтае-Саяны — АС, Высокая Азия — Тибет, Гималаи, Памир, Гиндукуш, Куньлунь — ВА) внесли результаты тектонофизической инверсии природных напряжений, опирающиеся на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений [Ребецкий, 2015]. Установлено (см. рис. 15):

1) кора внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов СТШ и АС в масштабе осреднения, сопоставимом с мощностью коры, имеет существенно неоднородное по геодинамическому типу и интенсивности напряженно-деформированное состояние;

2) в коре крупных участков поднятий в виде высокогорных хребтов в большинстве случаев (около 65 % от их площади) напряженное состояние отвечает ориентации оси максимального сжатия в субгоризонтальном направлении – геодинамические режимы горизонтального сжатия и сдвига;

3) в коре крупных участков опускания в виде межгорных впадин (долина Больший Озер — АС, Чуйская СТШ) и передовых прогибов в большинстве случаев (около 75 % от их площади) напряженное состояние отвечает ориентации оси максимального девиаторного растяжения (минимального сжатия) в субгоризонтальном направлении – геодинамические режимы горизонтального растяжения и сдвига;

4) в коре внутригорных впадин, вовлеченных в поднятия (Кочкорская, Суусамырская для СТШ, Чуйская и Курайская для Алтая) в большинстве случаев напряженное состояние отвечает ориентации оси промежуточного главного напряжения в субвертикальном направлении — геодинамический режим горизонтального сдвига;

5) в коре крупных по площади и высоких горных плато (Памир, Тибет, Тувинское нагорье) ориентация осей девиаторного растяжения субгоризонтальна (геодинамические режимы горизонтального растяжения и сдвига);

6) величины изотропного давления, усредненные по площади коры горно-складчатых орогенов СТШ, АС и ВА близки к литостатическому давлению, что дает уровень дополнительных (по отношению к чисто гравитационному напряженному состоянию) напряжений горизонтального сжатия около 1.3 кбар;

7) разброс в результатах расчета тектонического давления составляет около 0.2–0.4 от литостатического давления, что приводит к появлению областей высокого уровня девиаторных напряжений как в зонах повышенного тектонического давления, так и там, где оно понижается.

Результаты палео-стресс-анализа для двух рифтовых впадин Восточных Саян: Хубсугул и Тункинская — показали, что в их краевых частях в близких точках наблюдения часто имеют место два антиподных стресс-состояния, для которых в одном направлении ориентированы оси главных напряжений максимального и минимального (девиаторного растяжения) сжатия. Авторы этих исследований [Парфеевец, Саньков, 2006] разнесли эти стресс-состояния в разные временные этапы деформирования региона.

Следует заметить, что по вполне понятным причинам (обнаженность и доступность) большинство точек сбора данных о зеркалах скольжения находилось на границе впадин и окружающих их горных

поднятий. Эти участки следует рассматривать как переходные зоны, в которых могут формироваться структуры разного генезиса из-за латерального смещения границы впадина-поднятие. Подобные смещения могут носить как направленный, так колебательный характер [Белоусов, 1976]. В силу этого, следует согласиться с В.В. Ружичем, признав, что указанные результаты отражают разный тип напряженного состояния формирующейся в коре рифтовой впадины и ее горного окружения.

Ранее в работах В.В. Ружича было установлено наличие надвигов в северном обрамлении Тункинской впадины [Ружич и др., 1972], в Прихубсугульи [Ружич, Хилько, 1985] и в районе Чарской впадины [Ружич, 1978]. На основе этих данных В.В. Ружичем было высказано предположение об одновременном сосуществовании обстановки горизонтального растяжения во впадинах и горизонтального сжатия в горном окружении.

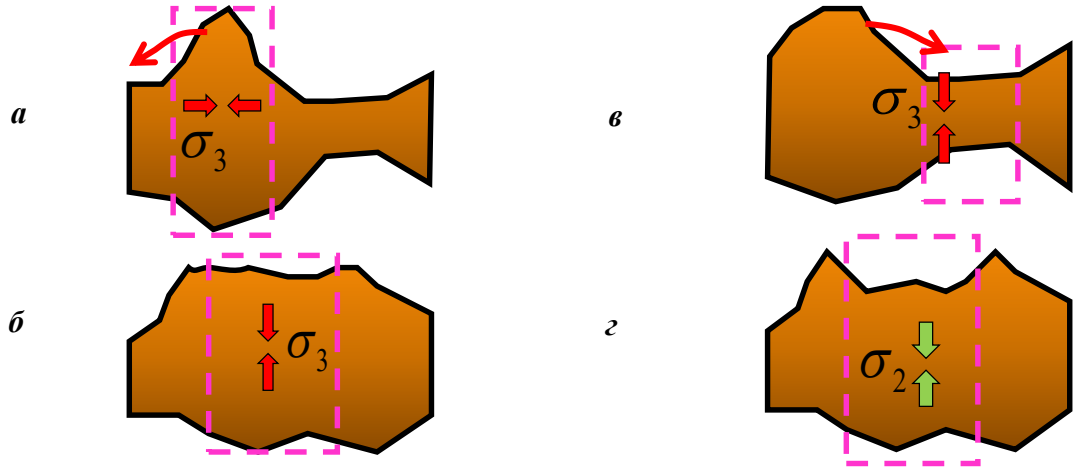


Рис. 15. Обобщенные схемы режимов напряженного состояния для коры: *а* — горных поднятий в виде хребтов; *б* — горных поднятий в виде плато и нагорьев; *в* — крупных межгорных впадин и передовых прогибов; *г* — межгорных впадин, вовлеченных в поднятия. Красные стрелки направления максимального сжатия, зеленые — промежуточного главного напряжения

Fig. 15. Generalized schemes of stress state regimes for the crust: *a* — mountain elevations in the form of ridges; *b* — mountain elevations in the form of plateaus and highlands; *c* — large intermountain depressions and advanced deflections; *d* — intermountain depressions involved in the uplift. Red arrow is the direction of maximum compression, green — intermediate principal stress

Эта гипотеза, с одной стороны, отвечает нашим результатам для АС и СТШ, а с другой стороны, соответствует сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, полученным для коры Хубсугульской и Тункинской впадин [Мельникова и др., 2001]. По этим данным в глубине впадин для десятка механизмов очагов землетрясений либо ось *P* субвертикальна (сброс), либо ось *T* субгоризонтальна (сброс со сдвигом). В краевой зоне впадин наблюдаются как механизмы в виде взбросов и сдвигов, так и в виде сбросов, а также их сочетания. При этом определения антиподных типов механизмов очагов землетрясения (взброс и сброс) могут располагаться достаточно близко (5–10 км) друг от друга.

В работе [Мельникова и др., 2001] так же, как и в работе [Парфеевец, Саньков, 2006], подобный факт объяснялся временными вариациями напряженного состояния. В отличие от палеострессреконструкции, где эти временные этапы были разделены отрезками в первые млн лет, вариации в современном поле напряжений связывали с периодом в первые десятки лет. На мой взгляд, это сложно обосновать. С другой стороны, близкое по пространству сосуществование антиподных механизмов очагов должно говорить о высокой неоднородности поля напряжений в коре краевых частей рифтовых впадин и отражает смену ориентации главных осей напряжений от субвертикальной ориентации максимального сжатия в осевой их части до субгоризонтальной под горным обрамлением.

Исследования уровня напряжений в коре континентальных орогенов для обстановок горизонтального сжатия и растяжения [Ребецкий, 2015] показывают, что уровень изменений напряжений среднего для коры горизонтального сжатия в этом случае должен составлять не менее 0.6–1.0 кбар, что невозможно получить на указанных выше временах в десятки лет при измеряемых GPS скоростях деформаций в 10^{-8}–10^{-9} год$^{-1}$[Саньков и др., 2011].

Данные о напряженном состоянии крупных складок [Гзовский 1963; Маринин, 2013; Милеев, Розанов, 1976] показывают возможность разного типа напряженного состояния в непосредственной близости от поверхности. Здесь обратим внимание на единый геодинамический тип напряженного состояния в антиклиналях и синклиналях складок для продольного сжатия и отличный от них, но тоже единый для поперечного изгиба (если базироваться на экспериментах — см. комментарий к исследованиям М.В. Гзовского). Если сюда еще добавить возможность влияния на современное напряженное состояние остаточных напряжений, возникающих в областях поднятий [Voight, 1974; Ребецкий, 2008а, б; Ребецкий и др., 2017], то приходим к пониманию возможности изменения напряженного состояния с глубиной. Такое изменение типа напряженного состояния прежде всего может иметь место в горных поднятиях, в то время как поле напряжений в коре впадин может выглядеть более стабильным.

Результаты проведенных исследований показали, что напряженное состояние коры во впадинах и поднятиях в виде отдельных хребтов и их групп в областях внутриконтинентальных орогенов является *антиподным.* Данные GPS-геодезии, пересчитанные в поле деформаций, не противоречат, а данные горного дела в виде результатов замеров напряжений in-situ в шахтах и выработках [Марков, 1977, 1980, 1985] полностью подтверждают результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений.

Результаты расчета и главные закономерности глобальных напряжений. Здесь представляется мировая карта коровых напряжений, полученная на основе МКА [Ребецкий, 1997, 2003а, б, 2005]. Расчет напряжений выполнялся программой STRESSseism по алгоритму МКА в его новом варианте, позволяющим работать в едином режиме, но с разным масштабом усреднения напряжений в сейсмоактивных районах с существенно разной плотностью эпицентров очагов землетрясений.

Расчеты выполнялись по сетке 0.1×0.1 градус (76 400 точек расчета напряжений) по данным о 43 664 фокальных механизмах землетрясений каталога Global CMT (https://www.globalcmt.org) для верхнего слоя литосферы 0–60 км (условная кора). Результаты расчета компонент тензора в виде ориентации напряжений наибольшего горизонтального сжатия представлены на рис. 16.

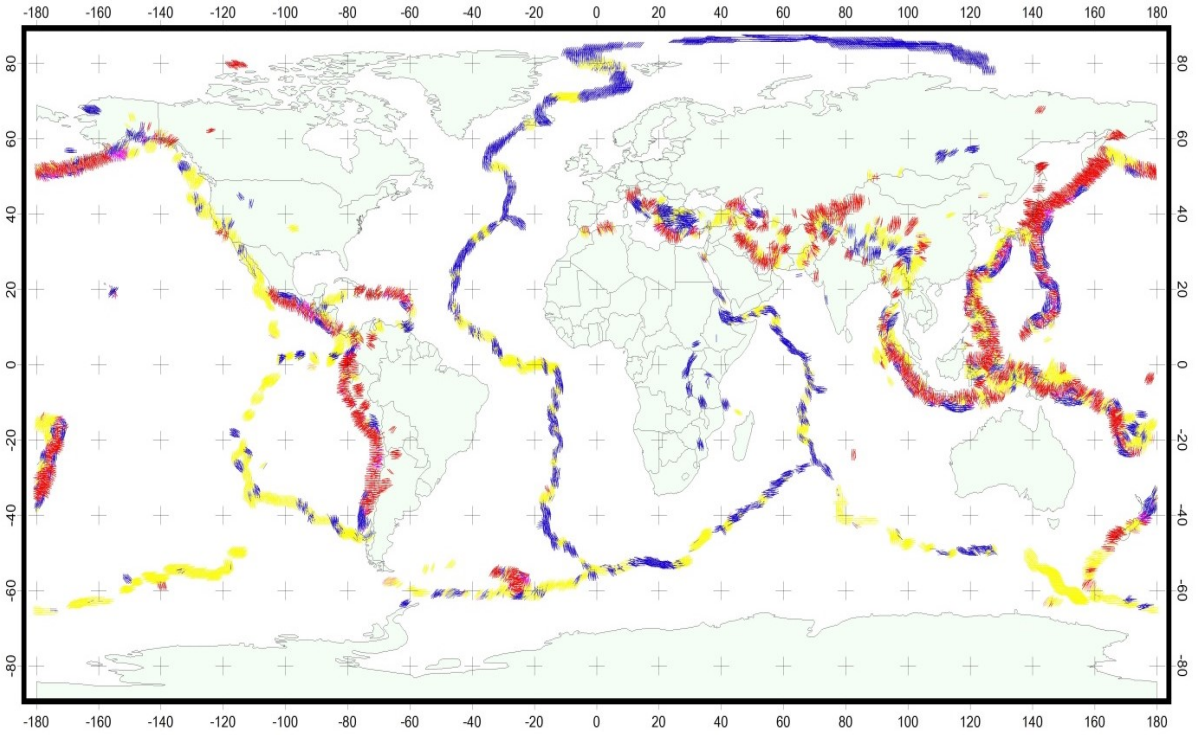


Рис. 16. Ориентация осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный — гор. сжатие, желтый — гор. сдвиг, синий — гор. растяжение)

Fig. 16. Orientation of maximum horizontal compression axes and geodynamic type of stress state (red — hor. compression, and the yellow — hor. shift, blue — hor. tension)

Анализ результатов реконструкции напряжений для океанической литосферы в зонах спрединга и для активных континентальных окраин позволяет выделить следующие закономерности:

1. Зоны океанского спрединга характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, почти параллельной их простиранию. Имеются также отдельные участки зон спрединга, где оси этих напряжений ориентированы косо (углы порядка 20–30 °). Исключение из этого правила составляет арктическая зона спрединга. Здесь оси максимального горизонтального сжатия на нескольких участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси хребта. Небольшое число данных о напряженном состоянии за пределами зоны спрединга показывает, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию зоны (например, Индийская плита вблизи Западного фланга Зондской дуги).

2. Зоны спрединга практически никогда не представлены единым геодинамическим режимом и сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига (например, Антарктическая зона и Атлантическая в Южном полушарии рис. 17, 18). Наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения в Северном полушарии Атлантической зоны спрединга не превышают 1500–2000 км. И здесь опять выделяется арктическая зона спрединга, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения. Заметим, что из всех зон спрединов эта является единственной, для которой не выделяются трансформные разломы.

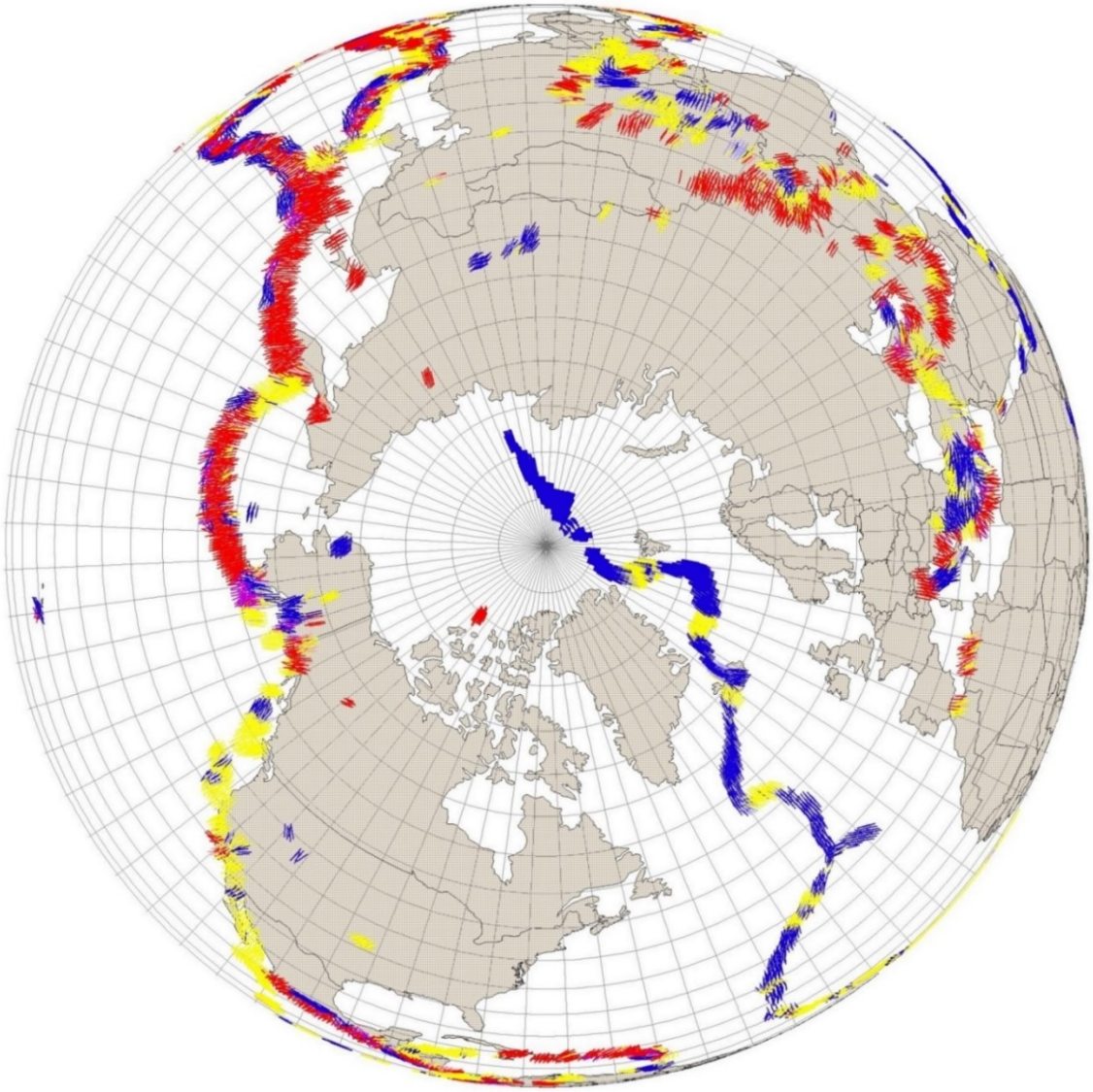


Рис. 17. Ориентация для северного полушария осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный — гор. сжатие, желтый — гор. сдвиг, синий — гор. растяжение)

Fig. 17. Orientation for the Northern hemisphere of maximum horizontal compression axes and geodynamic type of stress state (red — hor. compression, and the yellow — hor. shift, blue — hor. tension)

3. Наиболее протяженные трансформные зоны, как правило, представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Здесь оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны углы, близкие к 45°.

4. В зонах спрединга ориентация поддвиговых касательных напряжений, возникающих на подошве коры и литосферы, как правило, хаотичная. Только для небольших участков она может быть выдержана в одном направлении (например, северный сегмент Индийской зоны вблизи экватора). Отсутствует закономерная направленность этих касательных напряжений и в коре трансформных зон (например, Калифорнийская зона сдвига).

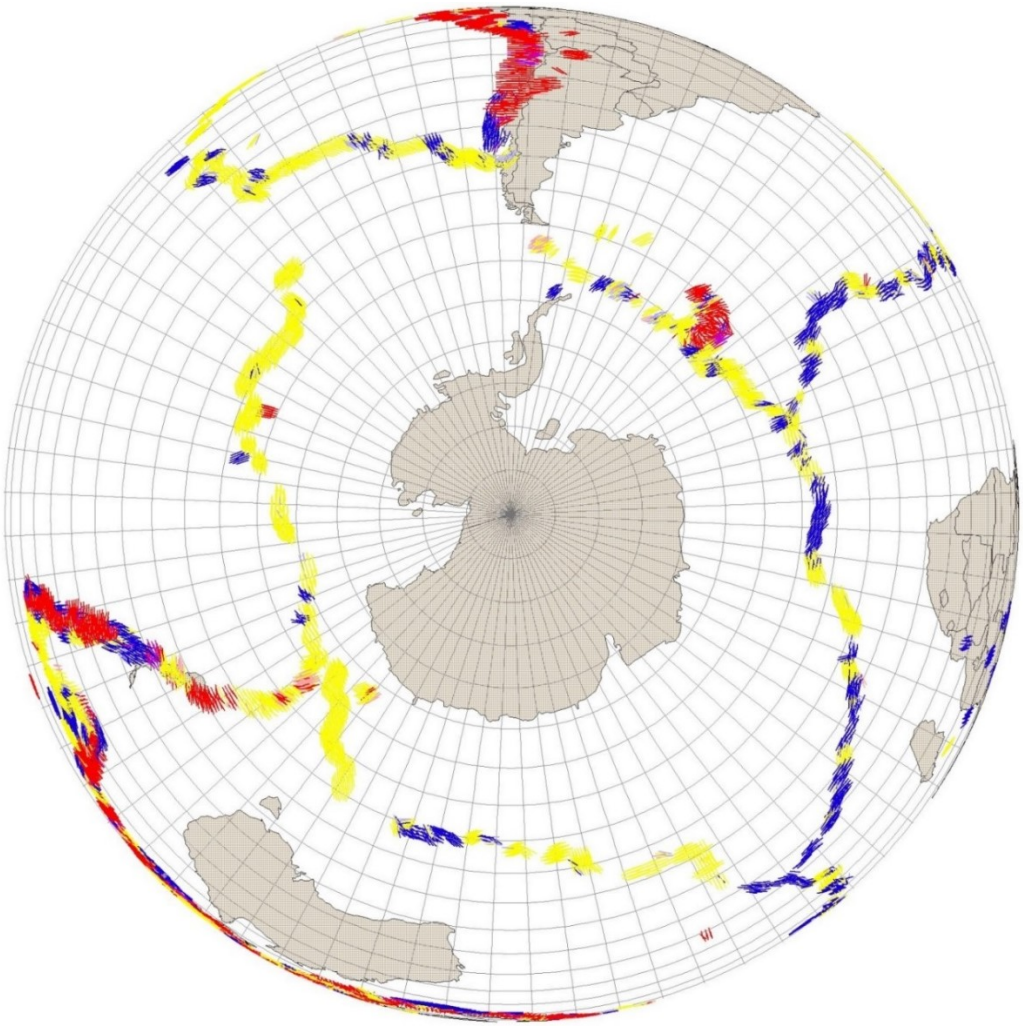


Рис. 18. Ориентация для южного полушария осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный — гор. сжатие, желтый — гор. сдвиг, синий — гор. растяжение)

Fig. 18. Orientation for the Southern hemisphere of maximum horizontal compression axes and geodynamic type of stress state (red — hor. compression, and the yellow — hor. shift, blue — hor. tension)

5. Зоны субдукции, развивающиеся под островные дуги, имеют однотипное строение вдоль своего простирания и сложное — вкрест простирания. Наиболее стандартным является геодинамический режим горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентальном склоне с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона сразу за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия также вкрест простирания островной дуги (например, Курильские острова).

6. Есть зоны субдукции с еще более сложным строением, когда области горизонтального растяжения с обеих сторон ограничивают осевую зону горизонтального сжатия (например, Филиппинская и Явская островные дуги). Они представлены режимом горизонтального сжатия в центральной части островной дуги и режимом горизонтального растяжения по краям дуги. При этом направление максимального горизонтального сжатия в коре островной дуги ортогонально ее простиранию, а в океанской плите за тальвегом желоба и в литосфере задугового прогиба становятся параллельным простиранию дуги.

7. Зоны субдукции в активных континентальных окраинах характеризуются переходом вкрест их простирания от режима горизонтального растяжения в океанской плите до желоба к состоянию горизонтального сжатия в континентальном склоне (рис. 19, *а, б*). В отношении океанской плиты это не везде выявлено в наблюдениях из-за нехватки сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия (девиаторного растяжения) в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба, а в коре континентального склона параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения. Примером такой закономерности является Южно-Американская зона субдукции.

8. В коре континентального (субконтинентального) склона зон субдукции поддвиговые касательные напряжения строго упорядочены и ориентированы от океана к континенту, что отвечает большей скорости течения в этом направлении в астеносфере в сравнении со скоростью движения литосферной плиты. В литосфере океанского склона эта закономерность может не выдерживаться.

9. В океанской литосфере оси напряжений минимального сжатия в большинстве случаев ориентированы вдоль погружающегося слэба. При этом до тальвега желоба они субгоризонтальны (рис. 19, *в*), а после в погруженной части слэба они почти параллельны направлению его погружения. В редких случаях здесь могут возникать участки, для которых вдоль слэба ориентированы оси максимального сжатия (рис. 19, *г*).

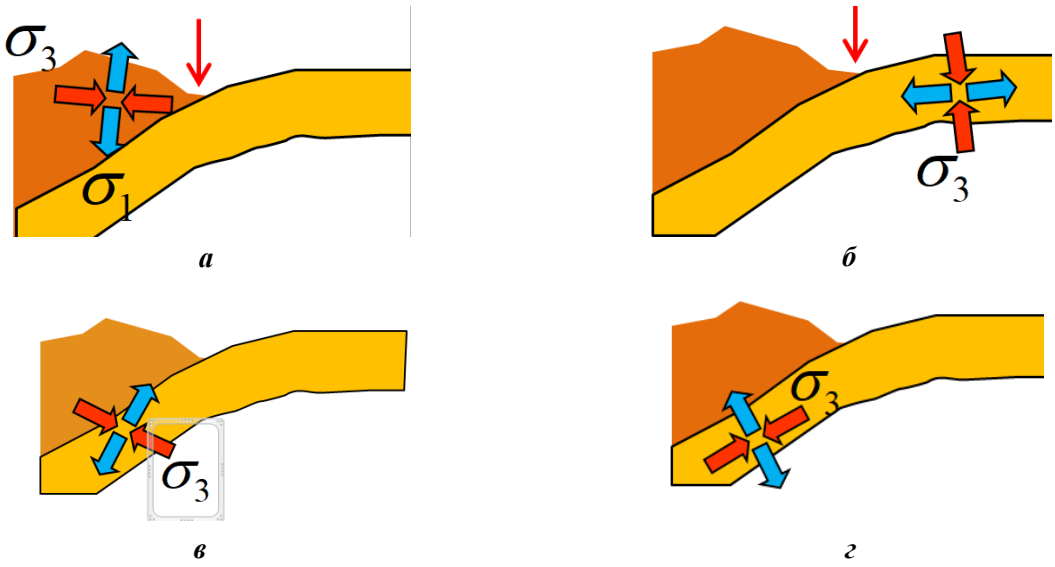


Рис. 19. Обобщенные схемы режимов напряженного состояния зон субдукции: *а* — континентальная и субконтинентальная кора; *б* — океанская литосфера до тальвега желоба; *в* — океанская литосфера в зоне погружения; *г* — редкие участки океанской литосфере в глубинной части зоны погружения (80–120 км). Красные стрелки направления максимального сжатия, зеленые — промежуточного главного напряжения

Fig. 19. Generalized schemes of stress state regimes of subduction zones: *a* — continental and subcontinental crust; *b* — ocean lithosphere to talweg trough; *c* — ocean lithosphere in the dive zone; *d* — rare areas of the ocean lithosphere in the deep part of the dive zone (80–120 km). Red arrow is the direction of maximum compression, green — intermediate principal stress

10. Зоны континентальных коллизий, сопровождающиеся горными поднятиями, наиболее часто представлены режимом горизонтального сжатия, а иногда режимом горизонтального сдвига в тех случаях, когда морфология горных поднятий отвечает хребтам. В этом случае оси максимального сжатия всегда субгоризонтальны и ориентированы ортогонально простиранию хребтов.

Данные о природных напряжениях, получаемые методами тектонофизики [Ребецкий, 2009; Rebetsky, Tatevossian, 2013; Ребецкий и др., 2013] из сейсмологических каталогов о механизмах очагов землетрясений, показывают, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции в несколько раз ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. Для получения абсолютных значений напряжений использовались сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов. В зонах субдукции уровень этих сброшенных напряжений для землетрясений с M > 8.0 редко превышает 1 МПа, а стандартным значением являются 0.5–0.6 МПа. В то же время в континентальной коре стандартным значением сброшенных напряжений для землетрясений с M = 7–8 является 3–6 МПа. Известны и существенно большие величины сброшенных напряжений 10 и даже 30 МПа для очень больших землетрясений (Нью Мадридское M = 8.0). Уже это одно говорит о том, что напряжения в коре континентальных орогенов и щитов существенно выше напряжений в коре.

Наши результаты реконструкции величин напряжения для коры Курильских остров, Японии и Западного фланга Зондской дуги показали, что максимальные касательные напряжения здесь не превышают 10 МПа, при стандартном среднем значении 3–5 МПа. В то же время в коре Алтайского орогена по данным о сброшенных напряжениях Алтайского землетрясения 2003 г. был получен уровень максимальных касательных напряжений 80–100 МПа при стандартном среднем значении в 30–50 МПа. Таким образом, напряжения, вызываемые горизонтальными движениями плит, в зонах субдукции создают напряжения дополнительного горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление только на 5–10 МПа, и их явно недостаточно для формирования напряжений сжатия в коре орогенов.

Заключение: перспективные задачи тектонофизики

В самом начале этой статьи были перечислены основные результаты, полученные в тектонофизике Гзовским и его учениками, а также задачи тектонофизики, сформулированные им самим в классической монографии [Гзовский, 1975]. Если каждый из пунктов этих двух разделов рассмотреть с позиций сегодняшнего дня, то можно увидеть, как далеко шагнула тектонофизика. При этом для каждого из направлений арабские цифры определяют соответствующие пункты из разделов достижений тектонофизики в период работ Гзовского, а римские — из разделов в которых он определил будущие задачи тектонофизики:

(1). Физическая теория тектонических разрывов с качественного описания взаимосвязи разрывов с осями главных напряжений перешла к рутинному использованию кулоновых напряжений в прогнозе опасностей активизации разрывов [Hoek, Brown, 1997; Morris et al., 1997; Ребецкий, Кузиков, 2016].

(2). Методы восстановления полей напряжений из разрывных смещений и мелких структурных форм сегодня опираются уже не только на статистические методы обработки, но и на алгоритмы, вытекающие из положений теории пластичности и хрупкого разрушения. При этом речь идет не просто об установлении направления действия осей главных напряжений, но и об оценке самих величин напряжений [Angelier, 1975, 1989; Reches, 1983, 1987; Ребецкий, 2003, 2005, 2009].

(3). Сформулированные Гзовским положения теории подобия получили уточнение на учет влияния многофакторности нагружения и выявление роли девитарной компоненты гравитационного напряженного состояния (см. [Ребецкий, 2008; Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014] и раздел 3 этой статьи).

(4). Разработаны технологии моделирования крупных геологических объектов на основе новых материалов [Шеменда, Грохольский, 1986, 1988; Дубинин и др., 2014, 2019]. Применяются новые методы изучения деформаций внутри модели с использованием методов томографии и рентгеноскопии.

(5, IV). Выполненно обобщение тысяч экспериментов по хрупкому разрушению образцов горных пород, позволившее сформулировать закон хрупкой прочности для пород кристаллической коры [Byerlee, 1967, 1978], В экспериментах на природных и исскуственных материалах выявлены микроструктурные особенности развития зон локализации деформаций, формирующихся в разных условиях нагружения [Chemenda, 2007; Chemenda et al., 2011, 2014].

(6, V). В настоящее время понимание ограниченности физического эксперимента в моделировании необходимых параметров деформационного процесса привело к расширению использования в тектонофизике методов геомеханических численных расчетов. Эти методы сегодня позволяют

не только моделировать упругопластическое деформирование с реологией Друккер — Прагера и Кулона — Мора, но и создавать в моделях полосы дилатансионной и компакционной локализации на основе критериев Николаевского — Райса — Рудницкого [Стефанов, 2005, 2008, 2010].

(7). Выявлены закономерности напряженного состояния в зонах формирования мегаземлетрясений [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2007], создаются критерии районирования разломов по степени их опасности [Ребецкий, Кузиков, 2016].

(8). Созданы специальные методы изучения закономерности распределения напряжений в зонах плит, платформ и осадочных бассейнов [Сим, 1996]; на основе данных о природных напряжениях разработаны технологии проведения горных работ в зонах, опасных для проявления горных ударов [Козырев и др. 1996].

(I–II). В области получения данных о количественных характеристиках тектонических движений поверхности созданы методы измерения горизонтальных смещений на основе лазерных светодальномеров и спутниковой GPS-геодезии. Получены карты не только распределения векторов горизонтальных смещений, но и деформаций поверхности [Саньков и др., 2011]. Разработана технология спутниковой интерферометрии поверхности с получением площадных данных о перемещениях. В настоящее время изучение движений поверхности некоторых локальных территорий производится на базах от десятков километров (региональные объекты) до сотен метров (локальные объекты).

(III). В разряд технологии переводятся тектонофизические методы изучения развития разрывных нарушений с целью прогноза формирования месторождений полезных ископаемых [Петров и д., 2010, 2014; Войтенко, 2008; Войтенко, Задорожный, 2015].

(VI). Установлены главные закономерности внутренней структуры разломных зон и дальнодействующее их влияние на деформационный процесс [Добровольский, 1991; Шерман и др., 1986, 1996; Семинский, 2003; Кузьмин, 2004; Ребецкий, Лермонтова, 2015].

(VII). Получены и обобщены данные о закономерности напряженного состояния практически для всех основных сейсмоактивных регионов [Ребецкий, 2003а, Rebetsky et al., 2018].

Представленный выше обзор и аналитический анализ достижений тектонофизики показывает, что за последние 20 лет в области фундаментальных проблем геодинамики они в большей мере были получены благодаря созданию метода катакластического анализа разрывных смещений, имеющего в рамках своего алгоритма возможность получать данные о нормированных и абсолютных значениях напряжений. Выявленные в результате исследований природных объектов закономерности распределения тектонических напряжений позволяют сформулировать ближайшие задачи тектонофизики:

А. *Методы изучения природных напряжений и деформаций.*

Практика использования тектонофизических методов инверсии показала, что для решения фундаментальных и прикладных задач критически важным является возможность оценивать величины напряжений. Также необходимо в рамках тектонофизической инверсии уметь оценивать параметры предельного состояния массивов. Вторым важным фактором, о котором необходимо помнить при создании методов инверсии напряжений является расчет приращений деформаций, с которыми связаны изучаемые напряженные состояния. Именно изучение соотношений между характерными параметрами тензоров напряжений и необратимых деформаций, ими обусловленными, дает возможность создания актуальной модели сейсмических опасностей и достоверной интерпретации результатов тектонофизической инверсии в целях поисковой геологии. Теперь в повестке развития теоретических вопросов тектонофизики необходимо:

1. Разработать методы автоматизированной инверсии напряжений на основе комплекса исходных данных различного генетического типа (дилатансионные полосы, отрывы, компакционные полосы, разрывы-сжатия) с возможностью оценки прочностных и деформационных параметров.

2. Создание методов оценки величин напряжений по данным о трещиноватости на основе привлечения дополнительной информации об амплитудах раскрытия трещин или степени их шероховатости.

3. Разработать подходы к интерпретации данных о совокупности многофазных палеострессс-состояний, характеризующих неоднородное в пространстве, но единое поле напряжений [Ребецкий и др. 2019].

4. Создание методов прогноза ориентации глубинных разрывов фундамента (простирание и углы погружения) взбросового и сбросового кинематических типов по данным о вторичных разрывах поверхности.

5. Развитие в методах инверсии напряжений из разрывных смещений алгоритмов, определяющих единственность решений, при использовании вариационных принципов механики бездиссипативных систем (Гамильтон) и экстремальных принципов диссипативных систем (Онзагер).

Б. *Региональная и глобальная геодинамика.*

Необходимо для главных структурных элементов литосферы — зон активных континентальных окраин, зон океанского спрединга и трансформов, а также континентальных коллизий и рифтов на основе тектонофизическим методов инверии напряжений — исследовать основные закономерности распределения природных напряжений и их взаимосвязи с глубинными и глобальными процессами. Эти исследования, включающие в себя изучение природных напряжений и решение теоретических вопросов тектонофизики, предполагают:

1. Разработку для зон ***активных континентальных окраин*** объяснения закономерности смены геодинамических режимов, характерных параметров и интенсивности напряжений как вдоль океанской плиты от поверхности к глубинной части (слэб), так и при переходе от океанской плиты к континентальной и установление главных движущих сил литосферных плит.

2. Определение интенсивности внешних сил, действующих в зонах ***субдукции и спрединга***, из результатов тектонофизической инверсии напряжений.

3. Оценка внешних сил воздействия на ***«стагнант блоки»*** в верхней мантии и установление механизма их формирования.

4. Изучение неоднородности напряженного состояния ***зон спрединга*** с разными скоростями раздвига, а также выявление причин различия ориентации осей наибольшего горизонтального сжатия в разных зонах спрединга и периодической смены в них типов геодинамических режимов (горизонтальное растяжение, сдвиг).

5. Изучение ***зон переходов от трансформ к спредингу***. Выявление особенностей их напряженного состояния и обоснование взаимосвязи активных сил двух систем тектогенеза.

6. Исследование зон перехода от ***континентального рифта к океанскому спредингу.*** Выявление сходств и различий в напряженном состоянии. Установление взаимосвязи напряженного состояния с глубинным строением этих зон.

В. *Изучение на моделях закономерностей распределения напряжений, деформаций и вторичных структур разрушения вблизи разрывов и складок масштаба обнажения и мощности осадочного чехла.*

В результате изучения на физических моделях и на основе математического расчета для вязкого тела установлены основные закономерности рапределения напряжений, а также зон повышенного разрушения для одиночных и нескольких разрывов в слое над активным разломом кристаллического фундамента. При этом в физическом эксперименте роль силы тяжести была заниженной, а в математическом эксперименте структуры локализации необратимых деформаций (разрывы) получены не были. В связи с появлением новых методов численного моделирования упругопластического деформирования необходимо:

1. Выполнить моделирование ***отдельных разрывов и групп взаимодействующих разрывов*** в двухмерной обстановке. Цель исследований состоит в изучении влияния пластических деформаций на дальнодействие разрывов. Должна быть установлена роль начального напряженного состояния, которое до формирования разрывов может быть закритическим.

2. Создать модели напряженного состояния и структур разрушения ***для слоя над разломом фундамента*** при разном кинематическом типе движения (надвиг, взброс, сброс, раздвиг) в условиях плоской деформации. При моделировании должны создаваться краевые условия на поверхности, отвечающие процессу эрозии склонов, накоплению осадков во впадинах и выносу материала за пределы модели. Особое внимание уделить начальной стадии деформирования до формирования единого разлома в слое. Необходимо изучить закономерности локализации пластических деформаций с целью нахождения их взаимосвязи с морфологией разлома, скоростью его движения и скоростью экзогенных процессов. Должна быть изучена роль начального напряженного состояния, вызванного силой тяжести, в котором, начиная с некоторой глубины может существовать область закритического состояния.

3. Выполнить моделирование ***области горизонтального сдвигания***, возникающей над разломом и зоной сдвига в фундаменте в условиях, когда в начальном напряженном состоянии, вызванном действием силы тяжести, начиная с некоторой глубины существует область закритического состояния. Изучить влияние дилатансии и компакции на формирование разрывной структуры модели. Особое внимание уделить начальной стадии формирования структуры разрушения в модели в численных алгоритмах, учитывающих влияние флюида (закон Дарси).

4. Разработать модели напряженного состояния и вторичных структур разрушения вблизи ***разрыва, формирующегося от фундамента к поверхности и от поверхности в глубину слоя*** в условиях плоской деформации. Должны быть изучены различные условия формирования таких разрывов для дальнейшего использования при решении обратных задач тектонофизики.

5. Выполнить моделирование ***складок поперечного и продольного изгиба*** с целью получения зон локализации дилатансионных и компакционных трещин. Выявление влияния на характер пластического деформирования начального напряженного состояния (упругое, закритическое).

6. Создать модели формирования ***складок в орогенах,*** учитывающие роль эрозии склонов. Изучить закономерности формирования зон локализации деформаций в таких складках и роль начального состояния. Оценить эффективные параметры горизонтального сокращения;

7. Исследование ***неустойчивости слоистой системы*** (осадочный бассейн, кора с волноводом, литосфера) в условиях гравитационного напряженного состояния при учете влияния внутренней — латентной упругой энергии на основе численного моделирования.

8. Разработать модели ***пластического поведения массива***, обусловленного наличием макроскопической текстуры трещин, а также мелкой слоистости. Проверить эти модели на двумерных задачах для слоя над активным разломом фундамента. Цель работ — изучение влияния начальной текстуры массива на характер напряженного состояния и закономерности формирования зон локализации пластических деформаций.

Г. *Закономерности и механизмы формирования тектонических напряжений для крупных деформационных элементов континентальной коры.*

Проведенные тектонофизические эксперименты, созданные математические модели напряженно-деформированного состояния земной коры для внутриконтинентальных орогенов вместе с сопряженными с ними передовыми прогибами и межгорными впадинами позволили выявить роль экзогенных и изостатических процессов, а также показали возможность внутрикорового течения в системах поднятия – впадина. Сегодня создаваемые физические и математические модели опираются на данные о природных напряжениях, полученные на основе тектонофизических методов инверсии напряжений из разрывных смещений. Дальнешее продвижение этого направления требует развития теоретического базиса тектонофизики, включающего:

1. Обоснование генезиса напряжений аномального горизонтального сжатия в континентальной коре современных орогенов за счет ***эрозионно-денудационных процессов***. Установление характера глубинных изменений напряжений, вызываемых этими процессами.

2. Выявление механизма взаимодействия деформационных процессов в смежных активно развивающихся внутриконтинентальных горных поднятиях и межгорных впадинах, изучение роли ***внутрикорового катакластического течения***.

3. Определение роли ***изостатических процессов*** в формировании деформационных структур земной коры и их влияние на формирование напряжений. Выявление различных режимов влияния изостатических процессов, возникающих на активной стадии нагружения литосферы и стадиях стабилизации и разгрузки. Роль изостазии в колебательных движениях поверхности в литосфере континентальных орогенов.

4. Обоснование ***глубинных изменений напряженного состояния континентальной коры*** в их взаимосвязи с глубинным строением. Разработка теоретических основ инверсии напряжений из геофизических данных о внутреннем строении коры.

5. Развитие теоретических вопросов ***локальной неустойчивости слоистой геосреды*** как открытой диссипативной системы с оценкой внешних источников энергетического воздействия.

Д. *Моделирование мегарегиональных тектонических структур.*

Новые результаты, полученные в тектонофизической инверсии глобального поля тектонических напряжений, требуют объяснения. Данные сейсмотомографии позволяют по новому подойти к вопросу

о движущих силах литосферных плит. Эти новые факты могут быть исследованы с помощью численного моделирования в рамках тех же подходов, которые были реализованы при исследовании роли динамической топографии (Richardson, Steinberger, Bird, Glosh и др.).

1. Создание численных моделей зон субдукции в эволюции. Установление параметров верхней и нижней мантии, определяющих как быстрое погружение слэба в нижнюю мантию, так и формирование стагнант блока.

2. Изучение на основе численного моделирования напряжений в океанской литосфере в зоне между активной континентальной окраиной и зоной спрединга. Установление соотношения влияния на напряженное состояние верхнемантийного течения и сил тяжести со стороны погруженного слэба.

3. Моделирование условий формирования в зонах океанского спрединга разных геодинамических режимов, определяющих разную ориентацию осей максимального горизонтального сжатия.

4. Моделирование движения плит, объясняющее глобальное поле тектонических напряжений, полученное по результатам тектонофизической инверсии.

Е. *Роль планетарных процессов в геодинамике и тектонике.*

Эпоха рассмотрения общемантийной конвекции как единственного фактора, определяющего движущие силы литосферных плит, подходит к концу. Современная изученность физической поверхности Земли, данные спутниковых измерений моментов инерции Земли показывают, что внешняя тектоносфера Земли является наиболее эволюционирующей системой. Данные сейсмотомографии показывают, что граница между верхней и нижней мантиями, возможно, является поверхностью регионального срыва, а нижняя мантия имеет предел текучести, позволяющий удерживать десятки милионов лет стагнант блоки. Сформированное за последние 30–50 лет понимание важной роли планетарного взаимодействия требует количественного описания этих явлений. В этой связи необходимы:

1. Оценка ***влияния неравновесности состояния*** внешней наиболее жесткой оболочки Земли в поле силы тяжести на напряженное состояние коры и верхней мантии.

2. Изучение влияния сил взаимодействия ***системы Луна — Земля*** на формирование деформаций и напряжений в земной коре.

3. Объяснение причин формирования ***регматической системы разрывов*** и роль планетарных процессов в ее формировании. Изучение особенности регматических систем трещин для разных континентальных плит и разных тектонических обстановок.

Ж. *Тектоника и геодинамика разломов, геологические и сейсмические опасности.*

Состояние изученности разломов позволяет наметить шаги по количественному описанию геомеханических параметров разломных зон. Они предполагают:

1. Разработку количественных критериев взаимосвязи ***активных структур разломной зоны*** с установленными закономерностями распределения величин напряжений из методов инверсии.

2. Создание методов оценки механических свойств разломов и массивов горных выработок на основе тектонофизических даннных о напряжениях и достижений современной инженерной геомеханики и горного дела. Разработку количественных методов оценки ***эффективной прочности разломов***.

3. Изучение изменений петрофизического состояния разломов на стадии их активизации и влияние метаморфических процессов на геомеханические свойства. Разработку количественных критериев оценки неустойчивости разлома в момент, предшествующий химической коррозии, и явления ***локальной дегидратации*** пород в зоне разлома.

4. Обоснование механизма смены режима на разломе от состояния высокой шероховатости (асперити) к состоянию медленного, постепенно ускоряющегося скольжения. Выявление преимущественного влияния на этот процесс геологических явлений, при ***триггерном влиянии напряженного состояния***.

5. Разработку критериев хрупкой прочности неравновесного напряженного состояния — ***зон повышенного градиента напряжений***. Изучение разномасштабных напряженных состояний в зонах градиента напряжений на основе численных методов геомеханики при обязательном учете роли флюидного давления в трещинном пространстве пород.

6. Установление закономерности распределения напряжений в ***зонах подготовки мегаземлетрясений*** (M > 8.0) на участках перехода от континента к океану по данным глобальной сети сейсмических наблюдений.

7. Установление закономерности распределения и эволюции напряжений в ***зонах подготовки сильных и среднесильных землетрясений*** (7.5 > M > 5.5) по данным региональных и локальных сетей сейсмических наблюдений.

8. Разработка ***тектонофизических моделей очага землетрясения*** и методов долгосрочного прогноза мест подготовки землетрясений, выявление сходства и различий в подготовке мегаземлетрясений и сильных землетрясений с M <7.5 .

9. Развитие количественных ***тектонофизических критериев активности и опасности разломов***. Разработка алгоритмов выделения «живых» разломов в приповерхностных условиях.

10. Установление сходства и различий активизации ***трещин и разрывов разного иерархического уровня***.

3. *Прикладные задачи тектонофизики в горном деле, рудной геологии и геологии углеводородных месторождений.*

Ранее уже говорилось, что с самого начала создания тектонофизики М.В. Гзовский определял для тектонофизики одним из главных ее направлений разработку методов прогноза трещиноватости и формирование разрушения в связи с задачами горного дела и поисковой геологии. В настоящее время это направление становится еще более актуальным в связи с тем, что горные выработки выполняются на все больших глубинах, а при разработке УВ месторождений все чаще сталкиваются с проблемой разведки перспективных участков в нетрадиционных условиях. Все это предопределяет небходимость:

1. Разработки методов тектонофизической оценки опасностей активизации разрывов применительно к проблемам устойчивости подземных выработок, хранилищ, плотин и других высоко опасных капитальных сооружений.

2. Создания методов инверсии напряжений, отражающих специфику геологических индикаторов разрывных смещений в рудной геологии.

3. Модификации существующих методов тектонофизической инверсии напряжений для новых типов сейсмических данных (3D-сейсмика), получаемых при разведке и разработке УВ месторождений.

4. Разработки тектонофизических методов прогноза коллекторов в поиске залежей в рудной геологии и для нетрадиционных месторождений углеводородов.

5. Создания базы данных разномасштабного напряженного состояния Евразии, получаемых для разных типов исходных данных тектонофизической инверсии.

Работа выполнена при поддержке в рамках финансирования по Госзаданию ИФЗ РАН и грантов РФФИ *№ 17-05-01193а, № 19-55-53025 GFEN_a.*

Литература

Айтматов И.Т. Геомеханика рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1987. 246 с.

Бакеев Р.А., Стефанов Ю.П. Влияние веса осадочных пород на строение сдвиговых разломных зон // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докладов всерос. конф. с междунар. участием, 3–8 октября 2016 г., Москва, ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 237–241.

Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1962. № 1. С. 1471–1483.

Батдорф С.Б., Будянский Б. Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения // Механика. М.: Иностран. лит., 1961. Т. 171, № 1. С. 24–29.

Белоусов В.В. О некоторых результатах и перспективах тектонофизических исследований // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954. № 11.

Белоусов В.В. Геотектоника. М.: МГУ, 1976. 328 с.

Бокун А.Н. Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) // Физика Земли. 2009. № 11. С. 69–78.

Бокун А.Н. Некоторые закономерности образования разрывных зон в осадочном чехле при погружении блоков фундамента (по результатам физического моделирования) // Эксперим. тектон. и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 112–120.

Бондаренко П.М. Моделирование конкретных геологических структур (региональное моделирование) // Эксперим. тектон. М., 1989. С. 228–251.

Бондаренко П.М. Моделирование тектонических полей напряжений элементарных деформационных структур // Эксперим. тектон. М., 1989. С. 126–163.

Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск. 1981. С. 26–44.

Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3–10.

Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруго-вязких моделях // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 75–84.

Введенская А.В. К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. № 2. С. 261–263.

Войтенко В.Н. Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов Северо-Западного Приладожья // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 1. С. 22–25.

Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М., 2015. Т. 1. С. 42–51.

Галыбин А.Н. Некорректные задачи теории упругости для реконструкции полей напряжений в земной коре: дис. … д-ра физ.-мат. наук. М., 2017. 320 с.

Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1953. № 6. С. 481–499.

Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954а. № 3. С. 244–263.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954б. № 3. С. 390–410.

Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22.

Гзовский М.В. По поводу рецензии Г. И. Гуревича // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1956. № 4. С. 487.

Гзовский М.В. Проблемы тектонофизики // Природа. 1957. № 6. С. 49.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IY. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3–10.

Гуревич Г.И. О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 3.

Гуревич Г.И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 5.

Гуревич Г.И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1955. Т. 158, № 31.

Гуревич Г.И. Построения, лишенные смысла // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1956. № 4.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С 7–25.

Давиденков Н.Н. Об остаточных напряжениях // Рентография в применении к исследованиям материалов. М.-Л.: ОНТИ, 1936.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ РАН, 1991. 217 с.

Джагер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир, 1975. 255 с.

Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–443. URL: http//eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes-roohtm.

Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.

Елисеев Н.А. По поводу так называемого «механического анализа» в геологической литературе // Изв. АН СССР, серия геол. 1956. № 11.

Иванов С.Н. Реологическая зональность литосферы, природа и значение границы K_1 // Метаморфогенная металлогения Урала. УрО РАН. Екатеринбург, 1992. 44 с.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. 2-е изд. М.: Наука, 2015. 328 с.

Козырев А.А., Панин В.И., Иванов В.И. и др. Управление горным давлениме в тектонически напряженных массивах. 1996. Ч. 1. 160 с.; Ч. 2. 162 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.

Лермонтова А.С., Ребецкий Ю.Л. Исследование взаимодействия трещин сдвига на основе приближенного аналитического решения задачи теории упругости // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т 3, № 3. С. 239–274. URL: http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0073.

Либерман Ю.М. Естественное напряженное состояние массива горных пород // Тр. ВНИИСТ. Вып. 12. М., 1962.

Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // ДАН. 2000. Т. 373, № 3. С. 388–390.

Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, вып. 4. С. 461–484.

Марков Г.А. Напряженность пород в Хибинских рудниках и ее связь с современными тектоническими движениями земной коры // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне (результаты исследования по международным геофизическим проектам). М.: Наука, 1972. С. 147–152.

Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давления в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1977. С. 211.

Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20–30.

Марков Г.А. Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: КФАН СССР, 1985. С. 72–84.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилеева Н.А., Курушин Р.А. Механизм и глубины очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Науки о Земле: современные проблемы сейсмологии. М.: Вуз. Книга, 2001. С. 96–112.

Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: МГУ, 1976. 363 с.

Михайлова А.В. Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента в свете учения М. Г. Гзовского // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 212–224.

Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 209–227.

Михайлова А.В. Моделирование процессов формирования тектонических структур при некоторых механизмах деформирования // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 244–250.

Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры. Тарту, 1973. № 5. С. 589–594.

Мухамедиев Ш.А. К проблеме восстановления поля тензора напряжений в блоках земной коры // Физика Земли. 1991. № 5. С. 29–38.

Мухамедиев Ш.А. Реконструкция тектонических напряжений по разрывным сдвиговым смещениям: математические и физические ограничения // Доклады РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 500–503.

Мухамедиев Ш.А. Методы локальной реконструкции тектонических напряжений по кинематическим данным: физическая несостоятельность и ложные цели. Часть I // Физика Земли. 2018. № 6. С. 3–36.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Иностран. лит., 1954. 647 с.

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 113–127.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–820.

Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.

Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНИТИ. сер. Мех. деф. тв. тела. М., 1983. Т.15. С. 817–821.

Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. № 4. С. 41–50.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 446 с.

Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак// Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 646–656.

Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение. М.: Мир, 1976. Т 7. С. 59–128.

Осокина Д.Н. Пластичные оптически активные материалы для моделирования тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низко-модульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: АН СССР, 1963. 196 с.

Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 120–135.

Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 220–245.

Осокина Д.Н. Поле напряжений, разрушение и механизмы формирования геосреды в зоне разрыва // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ, 2002. С. 129–172.

Осокина Д.Н. Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестности окончания сдвигового разрыва // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 69–87.

Осокина Д.Н., Гзовский М.В., Виноградов Г.В., Павлов В.П. Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформаций при помощи растворов и гелей этилцеллюлозы // Коллоидный журнал. 1960. Т. 22, № 4.

Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 139–162.

Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119.

Осокина Д.Н., Бондаренко П.М. Вопросы применения поляризационно-оптического метода в экспериментальной тектонике для моделирования тектонических полей напряжений // Эксперим. тектон. М., 1989. С. 78–125.

Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наукова Думка. 1968. 246 с.
Парфенов В.Д. Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С .695–698.
Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика Юго-Западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 2006. 149 с.
Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. Разломная тектоника и неотектонические напряжения в районе Стрельцовской кальдеры, ЮВ Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 4. С. 310–320.
Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 2. С. 95–117.
Проблемы Тектонофизики. Труды Первого Всесоюзного тектонофизикого совещания / под ред. В.В. Белоусова и М.В. Гзовского). М.: Гос. науч.-тех. изд лит. по геол. и охр. Недр, 1957. 362 с.
Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с. (Механика. Новое в зарубежной науке).
Рамберг Х. Сила тяжести и деформации земной коры. М.: Недра, 1985. 399 с.
Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41–57.
Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29–35.
Ребецкий Ю.Л. Восстановление величин главных напряжений в земной коре по полю их траекторий // Известия АН СССР. сер. Физика Земли. 1991. № 5. С. 24–25.
Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С.28–35.
Ребецкий Ю.Л., Осокина Д.Н., Эктов В.В. О приближенном решении задачи теории упругости для совокупности сколовых трещин // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ, 2002. С. 173–185.
Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: дис. … д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ, 2003а. 455 с.
Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т. 400, № 3. С. 237–241.
Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным разрывных смещений // Геофиз. журн. Киев, 2005. Т. 27, № 1. С. 39–54.
Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.
Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007а. 406 с.
Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофиз. журн. 2007б. Т 29, № 4. С. 92–110.
Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007в. Т 10, № 1. С. 25–37.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008а. С. 431–466.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11, № 1. С. 66–73.
Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008в. Т 423, № 4. С. 538–542.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Тектонофизическое моделирование структур сдвигания // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.

Ребецкий Ю.Л. Лермонтова А.С. Аналитическое решение задачи для совокупности трещин сдвига с кулоновым трением // Доклады РАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 821–825.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль сил гравитации на формирование структур разрушения в глубине зон сдвигания // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, вып. 1. С. 46–67.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Глубинная неоднородность напряженного состояния зон горизонтального сдвига // Физика Земли. 2014. № 6. С. 108–123.

Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика 2014. Т. 5, вып. 2. С. 469–506.

Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, Вып. 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. Развитие структурно-морфологического метода Л.А.Сим на оценку величин напряжений // Материалы XLVIII Тектонического совещания. Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. М.: Геос, 2016. Т. 2. С. 117–123.

Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1225–1250.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н. Новый тектонофизический подход к изучению напряженного состояния в момент рудообразования и прогнозу оруденения // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты: материалы всерос. конф., Москва, ИГЕМ РАН, 20–22 ноября 2017 г. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С 183–189.

Ребецкий Ю.Л. Войтенко В.Н. Новый тектонофизический метод реконструкции напряжений по данным о морфологии трещиноватости // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 137–141.

Ребецкий Ю.Л. Механизмы генерации коровых напряжений. Роль вертикальных движений, экзогенных процессов и изостазии // Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею Михаила Владимировича Гзовского. Апатиты: КНЦ РАН, 2019. С. 97–114.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 860-880.

Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56–63.

Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34–47.

Ружич В.В. О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 27–32.

Ружич В.В. Хилько С.А. Некоторые вопросы новейшей и современной геодинамики Прихубсугулья // Труды Международной конф. По результатам работы Советско-монгольской комплексной Хубсугульской экспедиции. Иркутск, 1985. С. 20–21.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // ДАН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 920–923.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 9–18.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: ГЕОС, 2003. 241 с.

Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления: автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1996. 41 с.

Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.

Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. М.: Недра. 1979. 300 с.

Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67–71.

Стефанов Ю.П. Локализация деформаций и разрушение геоматериалов. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5, № 5. С. 107–118.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупко-пластичных метериалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.

Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физ. мезомех. 2010. Т. 13: [спец. вып.]. С. 44–52.

Стефанов Ю.П. Численное моделирование процессов деформации и разрушения геологических сред: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Томск, 2008. 30 с.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 17, № 5. С. 41–52.

Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.

Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. Т. 5. С. 97–107

Шерман С.И. Плешанов С.П. Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиск и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. 1980. С. 8–20.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 112 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. Т. 1. 262 с.; 1992. Т. 2. 228 с.; 1994. Т. 3. 263 с.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.

Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1979. С. 14–23.

Angelier J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiquues // C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1975. V. 281, P. 1805–1808.

Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol., 1989. V. 11, No. ½. P. 37–49.

Arthaud F. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediare d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr., V. 7, 19 Anderson E.M., The dynamics of faulting, Trans. Edinburgh, Geol. 1951. Sec (8). P. 387–402.

Barth A., Müller B., Reinecker J., Stephansson O., Tingay M., Zang A. Scientific Technical Report 16-01: WSM quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator, *Edited by Oliver Heidbach*, 2016. 54 p.

Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. No. 96, P. 109–117.

Brune J. Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, No. 2. P. 777–784.

Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, No. 14. P. 4741–4750.

Byerlee J.D. Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V. 116. P. 615–626.

Carey E., Bruneier B. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1974. V. 279, P. 891–894.

Chemenda A.I. The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment // J. Geoph. Res. 2007. V. 112. B11404. doi: 10.1029/2007JB005026.

Chemenda A.I., Nguyen Si-H., Petit J.P., Ambre J. Mode I cracking versus dilatancy banding: Experimental constraints on the mechanisms of extension fracturing // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B04401. doi:10.1029/2010JB008104.

Chemenda A.I., Balas G., Soliva R. Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in porous rocks: Field observations and numerical modeling // Tectonophys. 2014. V. 631. P. 29–36.

Chinnery M.A. The stress changes that accompany strike-slip faulting // Bul. Seism. Soc. Am. 1963. V. 53, No. 3. P. 921–932.

Cloethingh S., Burov E. Thermomechanical structure of European continental lithosphere: contstraints from rheological profiles and EET estimates // Geophys. J. Inter. 1996. V. 124. P. 695–723.

Cloos H. Experiment zur inneren tektonik // Z. Mineral. 1928. V. 12. P. 609–621.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophys. 1997. V. 282. P. 1–38.

Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. V. 574–575. P. 1–71.

Dufréchou G., Odonne F., Viola G. Analogue models of second-order faults genetically linked to a circular strike-slip system // J. Structural Geology. 2011. V. 33. P. 1193–1205.

Etchecopar A., Vasseur G, Daignieres M. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis // J. Sruct. Geol. 1981. No. 3. P. 51–65.

Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, No. B11. P. 9305–9320.

Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L, Stein C.A. Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, No. B8. P. 11749–11759.

Grigoryev A.S., Volovich I.M., Mikhailova A.V., Rebetsky Yu.L., Shakhmuradoa Z.E. Relationships between the kinematics of the top of a layer and the state of stress within it due to block motion at its bottom // J. Geodyn. 1988. No. 10. P. 127–138.

Hancock P.L. Brittle mirotectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. V. 7, No. ¾. P. 437–457.

Hardebeck J.L., Hauksson E. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N B10. P. 21859–21882.

Hast N. The state of stresses in upper part of Erath' crust // Tectonophysics. 1969. V. 8, No. 3. P. 169–211.

Heidbach O., Reinesker J., Tingay M., Muller B., Sperener B., Fuchs K., Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress pattern highlighted in the World Stress Map database // Tectonics. 2007. V. 26. TC6014.

Heidbach O., Tingay M., Batrth A., Reinesker J., Kurfeb D., Muller B. Global crustal stress pattern based on the Word Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3–15.

Hoek E., Brown E.T. Practical estimates of rock mass strength // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1997. V. 34, No. 8. P. 1165-1186/ DOI: 10.1016/S1365-1609(97)80069-X.

Lisle R. Principal stress orientation from faults: an additional constrain // Ann. Tectonicae. 1987. No. 1. P. 155–158.

Malavielille J., Taboada A., Lu Ch.-Y. Chang K.-J. Impact of surface processes on Active faulting in Taiwan. Faults: Why? Where? How?" Colloque en homage a Jacques Angelier. Paris, Jeudi 17 november 2011. Abstract. P. 75–76.

Michael A.J. Determination of stress from slip data: faults and folds // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, No. B11. P. 11517–11526.

Mogi K. Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2) compression test on dry rock sample // Bul. Earth. Res. In. Univ. Tokyo. 1964. V. 42, Part 3. P. 491–514.

Morris A.P., Ferrill D.A., and Henderson D.B. Slip tendency analysis and fault reactivation // Geology. 1996. V. 24. P. 275–278.

Osokina D.N. Hierarchical properties of a stress field and its relation to fault displacements // J. Geodyn. 1988. V. 10. P. 331–344.

Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // Journal of earthquake prediction research. Beijing. China. 1996. V. 5, No. 4. P. 557–573.

Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V. 184. No. 4–5. P. 335–346.

Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A. The stress state of seismic areas of the Central and Eastern Asia. Moment Tensor Solutions — A Useful Tool for Seismotectonics / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham, 2018. P. 519–556. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_23.

Reches Z. Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // Tectonophysics. 1983. V. 95. P. 133–156.

Reches Z. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // Tectonics. 1987. V. 6. P. 849–861.

Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Pl1il. Mag., scr. 5, No. 127. P. 469–481.

Rice J.R. The initiation aпd growth of shear bands // Plasticity and Soil Mecllanics. Cambridge, 1973.

Rice J.R. The loca1ization of p1astic deformation // Theoretical and applied mechanics, Nortll Hol1and. Amsterdam, 1977.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol. Abt. B. 30. 1929. S. 354-368.

Rudnicki J.W., Rice J.R. Conditions for localization of deformation in pressure sensitive dilatant materials // J. Mech. and Phys. Solids. 1975. V. 23, No. 26. P. 371–390.

Rutter E.H., Newmann D.H.K. Experimental deformation of partially molten western granite under fluid-absent conditions, with implications for extraction of granitic magmas // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, No. B8, 1111. P. 16.697–15.715.

Savvichev P.A., Rebetsky Yu.L. Modern state of crustal stresses of the Apennine peninsula and adjacent territories (Central Mediterranean region) // Geodynamics&Tectonophysics. 2019. V. 10, Issue 4. P. 921–935.

Shemenda A.I. Subduction: Insights from Physical Modeling. Kluwer Academic Publishers, Ser. Modern Approaches in Geophysics, Netherlands. 1994. P. 215.

Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. V. 249, No. 5457. P. 542–544.

Sylvester G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100, No. 31. P. 1666–1703.

Terzaghi K. Theoretical soil mechanics, Wiley, New York, 1943. 506 p.

Voigth B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V. 2. P. 580–582.

Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. 1951. No. 59. P. 18–130.

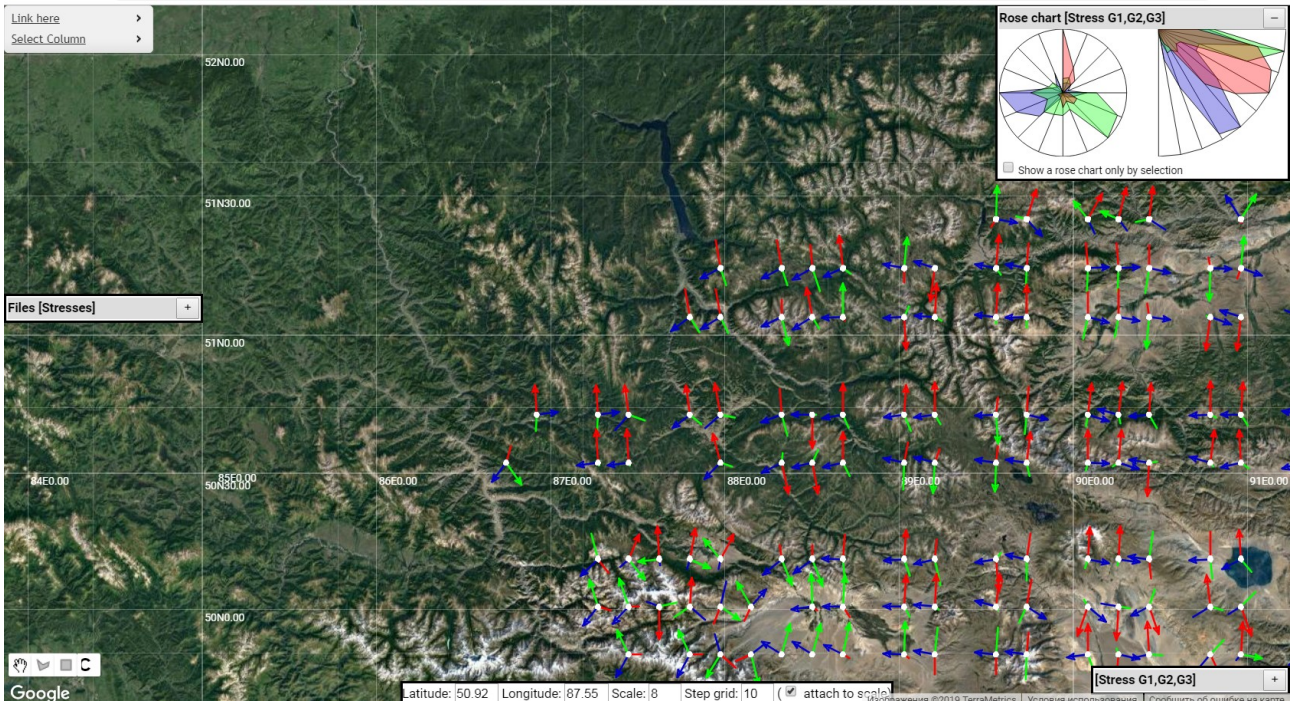
Zoback M.L., Zoback M.D. Tectonic stress field of the conterminous United State // Mem. Geol. Soc. Am. 1989a. V. 172. P. 523–539.

Zoback M.L. Global patterns of tectonics stress // Nature. 1989b. V. 341. P. 291–298.

Zoback M.L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: the Word stress map project // J. Geop.Res. 1992. V. 97, No. B8. P. 11703–11728.

2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

2. TECTONIC STRESS



А. В. Маринин[1], *Л. А. Сим*[1], *Н. А. Сычева*[2]

[1]*Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru*
[2]*Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru*

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРЕСС-ИНДИКАТОРЫ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Аннотация

В результате проведенных в пределах Северного Тянь-Шаня полевых тектонофизических исследований получены подробные сведения по различным типам малых структурных форм, в которых запечатлены тектонические деформации. Геологические индикаторы деформаций использованы для реконструкции основных параметров локальных стресс-тензоров. Проведенные исследования позволили охарактеризовать напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня на неотектоническом и более древних этапах развития. Для разных участков земной коры Северного Тянь-Шаня установлены различия по ориентации осей главных напряжений/деформаций и типу напряженного состояния, а также по структурно-хронологическим соотношениям и преобладающей кинематике разрывных систем. Большинство реконструированных локальных стресс-тензоров оказались близки по своим характеристикам к современному напряженно-деформированному состоянию региона и могут быть отнесены к его новейшему этапу развития. Другие обстановки, которые не находят своего отражения в современной сейсмичности и не могут быть увязаны со структурно-геологическим положением на неотектоническом этапе, могут нести информацию об эволюции напряженно-деформированного состояния или отражать изменение положения исследованных блоков земной коры.

A. V. Marinin[1], *L. A. Sim*[1], *N. A. Sycheva*[2]

[1]*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS)*
[2]*Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek*

TECTONIC STRESS INDICATORS AND STRESS-AND-STRAIN STATE OF THE NORTHERN TIEN SHAN

Abstract

As a result of field tectonophysical studies conducted within the Northern Tien Shan, detailed information on various types of small structural forms in which tectonic deformations are imprinted was obtained. Geological deformation indicators are used to reconstruct the main parameters of local stress tensors. The conducted research allowed to characterize the stress-and-strain state of the Earth's crust of the Northern Tien Shan at the neotectonic and more ancient stages of development. For different parts of the Northern Tien Shan crust, differences in the orientation of the principal stress/strain axes and the type of stress state, as well as structural and chronological relationships and the prevailing kinematics of fault systems were established. Most of the reconstructed local stress tensors were close in their characteristics to the modern stress-and-strain state of the region and can be attributed to its latest stage of development. Other conditions that are not reflected in modern seismicity and can not be linked to the structural and geological position at the neotectonic stage, can carry information about the evolution of the stress-strain state or reflect the change in the position of the studied blocks of the crust.

Введение

В 2009–2018 гг. сотрудниками лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН и лаборатории «изучения современных движений земной коры методами космической геодезии научной станции» РАН (г. Бишкек) проведены исследования древнего и современного напряженного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня. Главные усилия были направлены на реконструкцию тектонических напряжений по сейсмологическим данным. Результаты этих реконструкций для Северного Тянь-Шаня недавно опубликованы [Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2016, Сычева, Мансуров, 2017]. Другим направлением работ были полевые тектонофизические исследования, нацеленные на реконструкцию основных параметров локальных стресс-состояний в массивах горных пород Киргизского хребта по геологическим стресс-индикаторам. До недавнего времени напряженно-деформированное состояние Северного Тянь-Шаня не анализировалось с помощью полевых тектонофизических методов, использующих разнообразные геологические индикаторы деформаций, такие как зеркала скольжения,

отрывные и жильные структуры, тектоническая трещиноватость и т.д. Основную часть собранных нами в 2009–2018 гг. в ходе полевых исследований данных представляют замеры тектонических трещин со следами смещений и других малых структурных форм, для которых возможно определить геолого-кинематический тип (небольшие разрывы с определимым относительным смещением бортов, зеркала скольжения, отрывы и т.д.).

Первые результаты реконструкции палеонапряжений по полевым данным 2009 и 2011 гг. с применением кинематического метода изложены в серии публикаций [Сим и др., 2011, 2012, 2014]. В данной статье мы представляем результаты реконструкции с использованием метода катакластического анализа разрывных смещений применительно к геологическим данным [Ребецкий, 1999, 2003, 2007; Ребецкий и др., 2017]. При полевых работах нами проведены исследования в естественных и искусственных обнажениях Киргизского хребта (рис. 1) и расположенной к юго-востоку от него Кочкорской впадины (рис. 13), а также в пределах небольшого участка на южном борту Иссык-Кульской впадины (рис. 18).

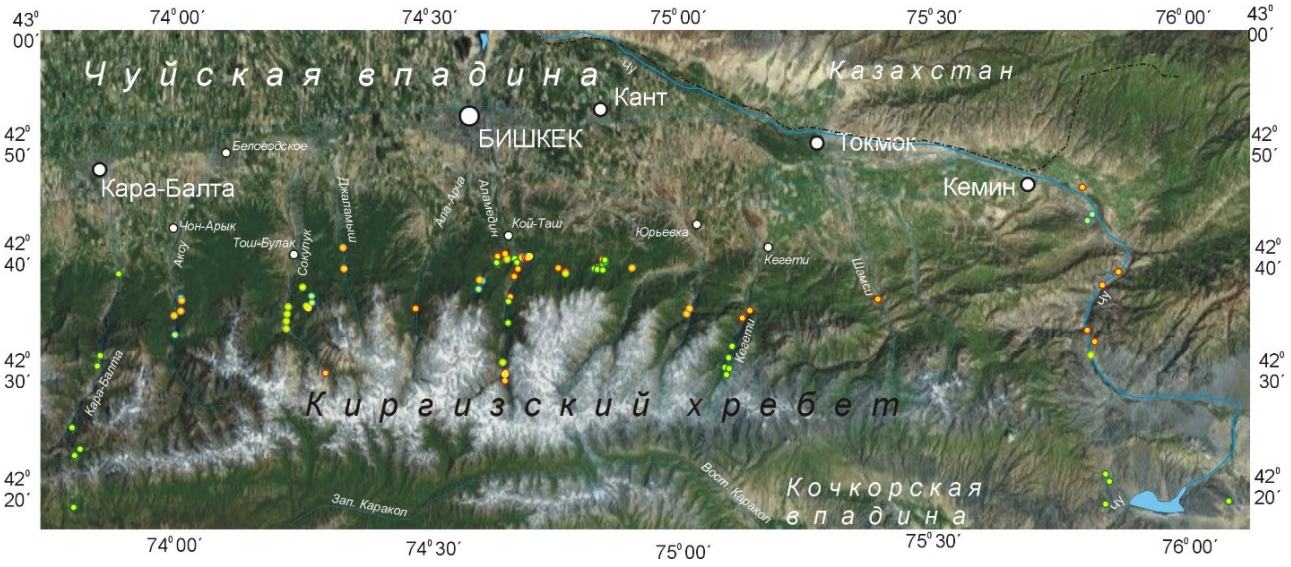


Рис. 1. Точки наблюдения на Киргизском хребте 2009–2016 гг. (маркированы цветом), в которых собраны данные по геологическим стресс-индикаторам и проведена реконструкция с использованием метода катакластического анализа

Fig. 1. Observation points on the Kyrgyz Range 2009–2016 (marked with color), which collected data on geological stress indicators and reconstructed using the method of cataclastic analysis

Геологическое строение района исследования

Район полевых исследований расположен в пределах большой Тянь-Шаньской горной области, входящей в свою очередь в Урало-Монгольский складчатый пояс [Милановский, 1996]. По времени проявления основных складчатых деформаций в ее составе выделяются каледонская Северо-Тяньшаньская система, герцинская Южно-Тяньшаньская система и промежуточная каледоно-герцинская система Срединного Тянь-Шаня. Рассматриваемая в статье территория целиком принадлежит Северо-Тяньшаньской системе, в которой помимо основных складчатых деформаций каледонского этапа проявились и более поздние герцинские движения. Мезозойский этап развития характеризуется отсутствием активных тектонических движений, существованием относительно стабильной области с платформенным режимом развития и формированием поверхности пенеплена. Формирование высокогорного рельефа связывается с тектонической активизацией в позднем кайнозое. Мезокайнозойские структуры часто наследуют простирание крупных палеозойских тектонических элементов. Вместе с тем, влияние каледонских и герцинских складчатых структур слабо проявлено в неотектоническом плане деформаций и не проявлено в современной высотной дифференциации рельефа [Милановский, 1996].

На неотектоническом этапе основными тектоническими структурами исследуемого района являются Киргизская мегантиклиналь (Киргизский хребет), расположенная к юго-востоку от нее Кочкорская впадина и находящаяся севернее Чуйская впадина (см. рис. 1). К востоку от этих структур расположена впадина озера Иссык-Куль. Основные новейшие тектонические структуры вытянуты

преимущественно в широтном направлении, однако есть секущие северо-западного и субмеридионального простирания [Чедия, 1986]. Киргизская мегантиклиналь, по мнению большинства исследователей, сформировалась как пологая складка (складка основания), которая осложнена взбросо-надвиговыми и сдвиговыми дислокациями, связанными с меридиональным субгоризонтальным сжатием. Среди серии этих дислокаций, отделяющих поднятие Киргизского хребта от смежной Чуйской впадины, наиболее известны Чонкурчакский, Шамсинско-Тюндюкский, Иссыкаттинский и Южно-Кеминский разломы [Чедия, 1986; Миколайчук, 2000; Миколайчук и др., 2003]. Амплитуды позднекайнозойских складчатых и разрывных дислокаций орогенного этапа оцениваются по деформациям поверхности пенеплена [Шульц, 1948; Чедия, 1986], которая в Чуйской впадине опущена на глубину до 5–10 км и приподнята на высоту более 3–4 км на Киргизском хребте.

История тектонофизических исследований в Тянь-Шаньской области

Михаил Владимирович Гзовский участвовал в тематических исследованиях по неотектонике, проводимых Институтом физики Земли АН СССР в Тянь-Шаньской области. Публикации затрагивают тектоническое строение, геофизику и сейсмическое районирование Тянь-Шаня [Гзовский и др., 1960; Гзовский, 1961], а одна из основополагающих работ М.В. Гзовского посвящена строению и тектонофизике Байджансайского антиклинория, расположенного западнее структур Северного Тянь-Шаня [Гзовский, 1959, 1963].

Наиболее полные сведения по ориентации осей главных нормальных напряжений изучаемого региона были получены в работах Ш.А. Мамбетова по определению направлений максимального сжатия методом разгрузки в массивах горных пород [Мамбетов, Ялымов, 1974; Мамбетов, 1978]. Проведенными исследованиями показано, что величины и направления главных напряжений в регионе Киргизского Тянь-Шаня весьма разнообразны, и их соотношения зависят от геологической структуры конкретного участка горного массива, тектонического поля напряжений и рельефа района [Мамбетов, 1978]. Определенные направления осей максимального сжатия варьируются от северо-западного до северо-восточного в разных точках измерения, сохраняя в целом субмеридиональный тренд.

Опубликованные недавно работы по реконструкции палеонапряжений с использованием кинематического метода дали в целом меридиональную ориентировку осей максимального сжатия, а в ряде районов Киргизского хребта предполагалась перестройка общего поля напряжений к условиям растяжения с субвертикальной ориентировкой оси максимального сжатия. Это связывалось с влиянием близрасположенных впадин [Сим и др., 2014], где, по данным реконструкции современных напряжений, преобладает обстановка горизонтального растяжения [Ребецкий и др., 2014]. Предполагалось, что самым молодым из фиксируемых здесь полевыми тектонофизическими методами геодинамических обстановок является режим горизонтального растяжения [Сим и др., 2012].

Детальный анализ поля природных напряжений в коре Северного Тянь-Шаня проведен в работе [Ребецкий и др., 2016] с использованием сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений (по записям локальной сейсмической сети КНЕТ). Для разных глубинных уровней земной коры получены данные об ориентации осей главных напряжений и величины редуцированных напряжений (отношение максимальных касательных напряжений и эффективного давления к прочности сцепления горных массивов). Выявлены геодинамические типы напряженного состояния горизонтального сжатия, горизонтального сдвига со сжатием и растяжением, а также горизонтального растяжения (срединная часть Киргизского хребта, Чуйская и Суусамырская впадина).

В последние несколько лет появилась серия работ по изучению напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня с помощью полевых тектонофизических методов. Данные методы используют разнообразные геологические индикаторы тектонических деформаций, такие как: зеркала скольжения, отрывные и жильные структуры, тектоническая трещиноватость и другие разнообразные малые структурные формы. Несколькими группами исследователей в пределах Северного Тянь-Шаня проведена реконструкция с привлечением геологических индикаторов деформаций по районам Киргизского хребта [Маринин и др., 2013; Лаврушина и Пржиялговский, 2016; Маринин и др. 2016; Пржиялговский и Лаврушина, 2017], Кочкорской [Маринин и др., 2018] и Иссык-Кульской впадин [Delvaux et al., 2013, Маринин, Сычева, 2018].

Методы исследований

Обработка данных полевых замеров геологических стресс-индикаторов производилась с помощью метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017], который позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных

стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде — Надаи. Метод опирается на общие энергетические положения современной теории пластичности и позволяет в едином режиме производить расчет как параметров тензора напряжений, так и тензора приращений квазипластических деформаций. МКА позволяет определять относительные величины шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Полученный тензор напряжений в каждом исследуемом объеме (при полевых исследованиях это точка наблюдения) характеризует поле напряжения в данной точке — локальное стресс-состояние (или локальный стресс-тензор). Основное отличие МКА от близких методов дислокационного анализа [Гущенко, 1975; Angelier, 1979] состоит в параллельном расчете тензора сейсмотектонических деформаций и в нахождении ориентации главных осей тензора напряжений на основе принципа максимальной диссипации энергии совокупности сколов из однородной выборки.

Производимая реконструкция по данным о трещинах с установленным характером смещений базируется на тех же теоретических положениях метода катакластического анализа, что и алгоритм реконструкции современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. Различия обусловлены характером исходных данных. Геологические данные позволяют определить пространственную ориентацию плоскости трещины и направление относительного перемещения её бортов, но отсутствует точная привязка по времени для каждого события. На одной площадке сбора данных (в одном обнажении) встречаются плоскости зеркал скольжения с несколькими направлениями штриховок (борозд скольжения), характеризующими в разных случаях или близкие по времени события, укладывающиеся в единый этап деформирования, либо хронологически разные фазы эволюции напряженного состояния. Применяемая для расчетов компьютерная программа *STRESSgeol* (разработанная Ю.Л. Ребецким в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН) использует принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, для достижения максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз.

Для анализа статистических замеров ориентировок зеркал скольжения разного кинематического типа, сколовых трещин, жил, даек, трещин отрыва и других малых структурных форм нами использовался метод структурно-парагенетического анализа тектонической трещиноватости Л.М. Расцветаева [1987]. Получаемые сведения по направлению, амплитуде и характеру относительных перемещений по отдельным дизъюнктивным нарушениям или зонам их концентрации, а также данные по частным кинематическим диаграммам тектонической трещиноватости и мелким разрывам, позволяют при помощи данного метода выявлять разномасштабные структурно-парагенетические ассоциации для определения региональных и локальных обстановок тектонического развития территории.

Описание полученных полевых тектонофизических данных

В полевые сезоны 2009–2018 гг. нами собрана структурно-кинематическая информация о перемещениях на поверхности тектонических трещин в более чем ста точках наблюдения. Общее количество собранных замеров тектонической трещиноватости — более 4000 измерений, из них со структурно-кинематической информацией (определением направления перемещения на поверхности трещины) — 1837 измерений, а по отрывным структурам собрано более 300 измерений. Основное количество замеров было сделано в палеозойских осадочных и магматических породах. Лишь небольшая часть замеров в пределах Киргизского хребта проведена в кайнозойских отложениях. Кочкорская впадина и небольшой участок южного борта Иссык-Кульской впадины оказались хорошо охарактеризованы данными как по докайнозойским образованиям, так и по кайнозойским отложениям. В наиболее молодых четвертичных осадках фиксировались преимущественно трещины без кинематических признаков смещения.

Внесенные в базу данных сведения о типе и характеристике тектонических трещин конвертированы в формат, необходимый для дальнейшего расчета по алгоритму МКА. Произведена реконструкция локальных стресс-состояний и соответствующих им геодинамических типов напряженного состояния на основе собранных полевых тектонофизических данных с использованием программы *STRESSgeol*. Для Киргизского хребта в 83 точках наблюдения удалось реконструировать основные параметры 103 локальных стресс-состояний (по данным замеров 2009–2016 гг). В ходе расчетов получены основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде — Надаи и др.). При этом в 83 точках реконструировано по одному

стресс-тензору, а в 20 точках определено по два стресс-тензора. В пределах Кочкорской впадины и ее бортов в 23 точках наблюдения определены основные параметры 24 локальных стресс-состояний. Для южного борта Иссык-Кульской впадины сделано 10 определений локальных стресс-тензоров.

В большинстве случаев не было возможным определить в поле хронологические взаимоотношения двух стресс-состояний в локальной точке. Однако в некоторых обнажениях нам удавалось зафиксировать смещение одних геологических стресс-индикаторов другими дизъюнктивными нарушениями, что позволяло определять относительную последовательность формирования рассматриваемых структур. Нами также тщательно фиксировались единые парагенетические сочетания тектонических трещин и малых структурных форм.

Тектонические стресс-индикаторы (малые структурные формы) Северного Тянь-Шаня

Проведенные исследования показали, что в пределах Северного Тянь-Шаня распространены разнообразные структурные индикаторы, отражающие тектонические деформации массива горных пород и дающие информацию об условиях формирования тектонической структуры в пределах изученных участков. Большинство собранных замеров, чуть менее половины от общего количества (примерно 46 %), представлены зеркалами скольжения с определенным на плоскости нарушения относительным перемещением крыльев (рис. 2). В количественном плане соотношение измеренных разных кинематических типов зеркал скольжения примерно одинаково при небольшом перевесе сбросовых и левосдвиговых нарушений. Около 15 % представляют замеры отрывных и жильных структур, а также даек. Треть замеров составляют тектонические сколы и трещины.



Рис. 2. Зеркала скольжения в ордовикских гранитах Киргизского хребта (слева) и неогеновых известковистых глинах Кочкорской впадины (справа)

Fig. 2. Slickensides in the Ordovician granites of the Kyrgyz Range (left) and Neogene calcareous clays of the Kochkor depression (right)

Распределение изученных стресс-индикаторов на каждом участке исследований достаточно уникально, но для рядом расположенных точек часто имеются сходные системы стресс-индикаторов. Для получения наиболее характерных направлений и ориентировок систем разнообразных структур изученного региона были построены частные кинематические диаграммы (рис. 3), на которых отражены плотностные максимумы для всех собранных нами малых структурных форм. Можно выделить следующие наиболее проявленные максимумы в пределах изученного региона. Взбросовые и надвиговые нарушения характеризуются широтным простиранием с падением плоскостей как на север, так и на юг, но более распространено падение плоскостей этих нарушений в южных румбах (особенно для пологих надвиговых структур). Сбросовые нарушения имеют широтное (до ВСВ) простирание с субвертикальным падением. Правые и левые сдвиги имеют максимумы субвертикальных нарушений с СЗ и СВ простиранием соответственно. Однако правые сдвиги имеют сходный максимум с левыми сдвигами СВ простирания. Тектоническая трещиноватость, сколовые трещины и небольшие разрывы имеют близкие к сдвиговым нарушениям максимумы, связанные с СВ

и СЗ простиранием. Зоны дробления часто формируют субгоризонтальные тела нарушенных горных пород. Жилы и одна из систем отрывов имеют субмеридиональное простирание при субвертикальном положении. Другой максимум отрывных структур связан с СВ (до ВСВ) простиранием. С таким же простиранием связано и небольшое количество измеренных даек. Большинство из рассмотренных максимумов тектонических индикаторов деформации можно связать с максимальным сжатием в субмеридиональном направлением.

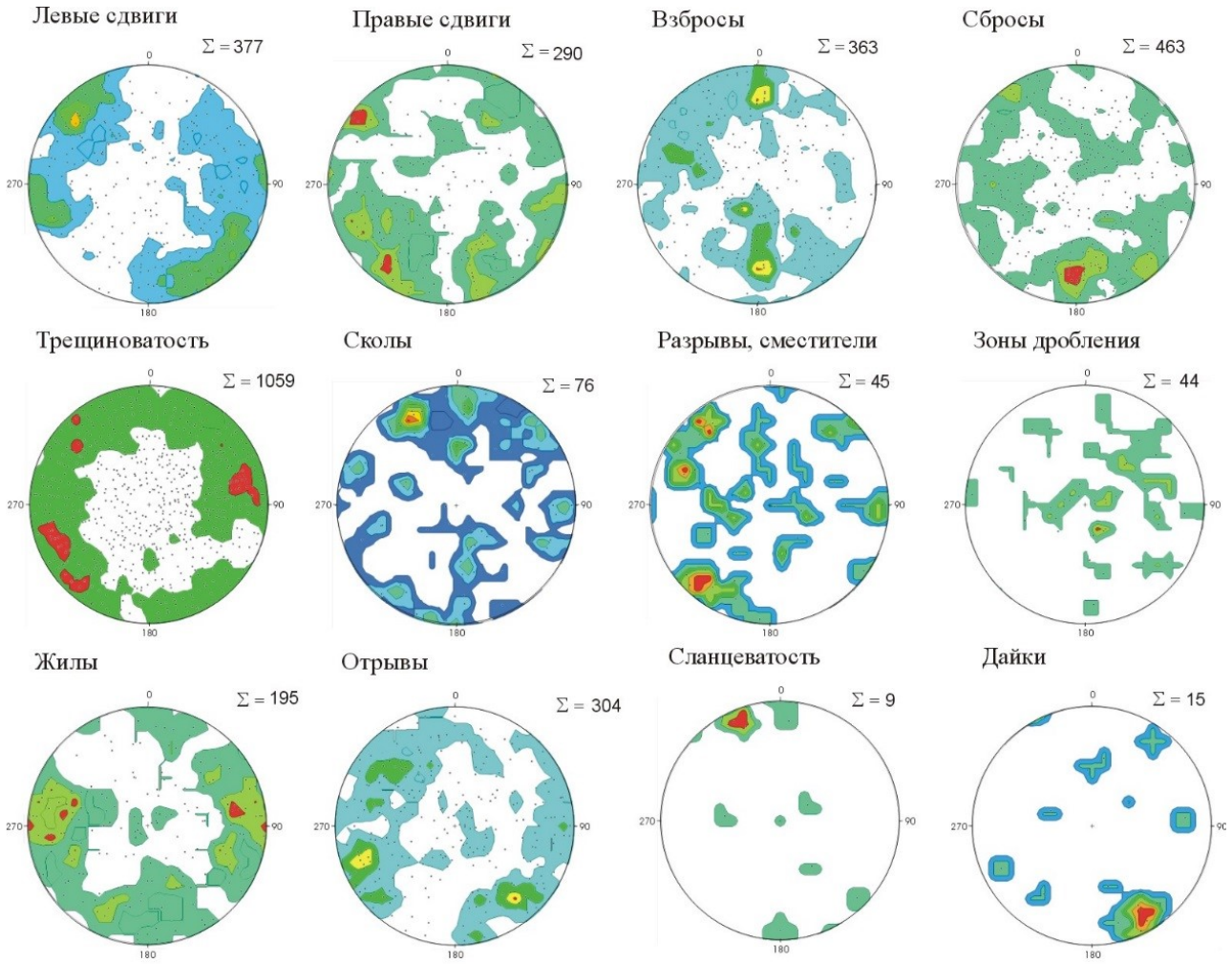


Рис. 3. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения полюсов малых структурных форм разных кинематических типов, собранных при полевых исследованиях на Северном Тянь-Шане (2009–2017 гг.) и их плотностное распределение. Кинематический тип и суммарное количество использованных замеров показано над каждой из диаграмм. Плотностные максимумы полюсов окрашены в красные и желтые тона. Для построения диаграмм использовалась программа *Stereonet*

Fig. 3. Stereoplots (upper hemisphere) of pole positions of small structural forms of different kinematic types collected during field studies in the Northern Tien Shan (2009–2017) and their density distribution. The kinematic type and total number of measurements used are shown above each of the diagrams. The density maxima of the poles are colored red and yellow. The program *Stereonet* was used to build stereoplots

Результаты реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород в пределах Киргизского хребта

Основные наши усилия были направлены на реконструкцию напряженно-деформированного состояния горных пород Киргизского хребта. По результатам определения локальных стресс-состояний составлена сводная таблица (табл. 1), построены карты ориентировки осей главных напряжений (рис. 4, 5), круговые диаграммы выходов осей главных напряжений (рис. 6), карта типов напряженного состояния для реконструированных локальных стресс-состояний (рис. 7) и диаграммы распределения типов напряженного состояния по областям Киргизского хребта (рис. 8).

Таблица 1
Table 1

Реконструированные параметры палеонапряженного состояния
(локальных стресс-тензоров) в пределах Киргизского хребта

Reconstructed parameters of the local stress states of the Kyrgyz Range crust

	Номер точки	Координаты точек наблюдения		Район	σ_1		σ_2		σ_3		Тип напряженного состояния	μ_σ
		с.ш.	в.д.		Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	**14245**	42º 25.61′	73º 48.22′	Кара-Балта	72	58	267	31	173	7	гор. сжатие	0,34
2	**14220**	42º 19.54′	73º 48.84′	Суусамыр	146	50	13	30	268	24	гор. сжатие	0,37
3	**14243**	42º 23.09′	73º 49.37′	Кара-Балта	185	36	338	51	85	13	гор. сжатие со сдвигом	-0,11
4	второе определение				82	18	208	62	345	22	гор. сдвиг	0,16
5	**14242**	42 23.17′	73º 50.41′	Кара-Балта	83	12	341	45	184	42	гор. растяжение со сдвигом	0
6	**14246**	42º 31.88′	73º 51.48′	Кара-Балта	113	47	237	28	345	30	гор. сжатие	0,07
7	**14247**	42º 32.42′	73º 51.68′	Кара-Балта	176	53	359	37	268	2	гор. сжатие со сдвигом	0,21
8	второе определение				312	11	178	74	44	11	гор. сдвиг	-0,44
9	**14214-15**	42º 39.63′	73º 53.92′	Сосновка	66	50	256	39	162	5	гор. сжатие со сдвигом	0,34
10	**09008**	42º 33.79'	74º 00.57'	Ак-Суу	102	36	341	36	222	34	гор. сжатие со сдвигом	-0,16
11	**11529**	42º 36.94′	74º 00.61′	Ак-Суу	174	5	264	1	8	85	гор. растяжение	-0,2
12	второе определение				167	71	300	13	34	13	гор. сжатие	-0,15
13	**11536**	42º 36.31′	74º 00.38′	Ак-Суу	144	27	279	55	42	21	гор. сдвиг	0,28
14	**11531**	42º 36.96′	74º 00.53′	Ак-Суу	185	48	87	7	351	41	сдвиг в верт. плоск.	0
15	**11530**	42º 36.94′	74º 00.57′	Ак-Суу	179	17	270	2	5	73	гор. растяжение	0
16	**11532-33**	42º 36.95′	74º 00.57′	Ак-Суу	171	40	267	7	5	49	сдвиг в верт. плоск.	-0,02
17	**11540**	42º 36.85′	74º 00.57′	Ак-Суу	275	6	185	0	95	84	гор. растяжение	0,11
18	второе определение				95	72	354	4	262	18	гор. сжатие	-0,04
19	**09009**	42º 36.97'	74º 00.78'	Ак-Суу	185	48	61	27	315	30	гор. сжатие	-0,46
20	**15733**	42º 35.60′	74º 13.68′	Сокулук	163	21	253	1	347	69	гор. растяжение	-0,09
21	**15731**	42º 35.42′	74º 13.73′	Сокулук	260	35	70	55	167	5	гор. сдвиг	0,45
22	**15730**	42º 34.73′	74º 13.88′	Сокулук	141	55	248	12	346	32	гор. сжатие	-0,13
23	**15729**	42º 34.16′	74º 13.99′	Сокулук	68	77	208	10	300	8	гор. сжатие	-0,39
24	**15740**	42º 38.66′	74º 16.62′	Бурюлю	216	30	123	4	27	59	гор. растяжение	0,1
25	**15739**	42º 37.74′	74º 16.91′	Бурюлю	63	40	284	42	173	22	гор. сжатие со сдвигом	0,04
26	**09010**	42º 37.96'	74º 16.92'	Бурюлю	216	30	87	47	323	27	гор. сдвиг	0,07
27	**09011**	42º 37.72'	74º 16.96'	Бурюлю	217	54	308	1	39	36	сдвиг в верт. плоск.	0,05
28	второе определение				54	27	315	16	199	58	гор. растяжение	0,18
29	**15738**	42º 37.72′	74º 16.98′	Бурюлю	185	30	64	42	298	34	гор. сдвиг	-0,2
30	**16456**	42º 30.67′	74º 17.79′	Сокулук	77	6	181	68	345	21	гор. сдвиг	0,02
31	**11546**	42º 41.24′	74º 20.42′	Джыламыш	343	21	161	69	253	1	гор. сдвиг	-0,17
32	**11542**	42º 39.28′	74º 20.71′	Джыламыш	331	36	225	20	112	47	сдвиг в верт. плоск.	-0,24
33	**12069**	42º 36.78′	74º 29.08′	Алы-Арча	317	0	227	53	47	37	гор. растяжение со сдвигом	0,11
34	**09017**	42º 37.22'	74º 35.82'	Чонкурчак	214	22	315	25	88	55	гор. растяжение	0,02
35	**11550**	42º 38.56′	74º 36.28′	Чонкурчак	171	65	292	13	27	20	гор. сжатие	-0,03
36	**09016**	42º 38.40'	74º 38.26'	Чонкурчак	224	50	92	29	347	25	гор. сжатие	0,05
37	**15737**	42º 31.97′	74º 39.07′	Аламедин	287	6	27	60	194	30	гор. сдвиг	-0,22
38	**12092**	42º 40.74′	74º 39.16′	Кой-Таш	158	63	275	13	11	24	гор. сжатие	-0,08
39	**16447**	42º 29.67′	74º 39.25′	Аламедин	64	12	155	1	249	78	гор. растяжение	0,12
40	**15743**	42º 40.96′	74º 39.58′	Аламедин	13	48	208	42	112	8	гор. сжатие со сдвигом	-0,25
41	**16448**	42º 30.52′	74º 39.62′	Аламедин	130	69	350	17	256	13	гор. сжатие	-0,22
42	**16450**	42º 30.52′	74º 39.64′	Аламедин	119	40	286	50	23	18	гор. сжатие со сдвигом	-0,07
43	**14240**	42º 36.45′	74º 39.77′	Теп.Ключи	120	12	246	71	26	15	гор. сдвиг	-0,46
44	второе определение				35	6	168	82	304	6	гор. сдвиг	0,02
45	**12091**	42º 41.30′	74º 39.81′	Кой-Таш	146	16	244	27	29	58	гор. растяжение	0,11
46	**14239**	42º 35.00′	74º 39.82′	Аламедин	251	40	92	49	350	11	гор. сжатие со сдвигом	0,26
47	второе определение				50	46	156	15	259	41	сдвиг в верт. плоскости	0,04
48	**12067**	42º 37.11′	74º 39.98′	Теп. Ключи	95	66	237	19	331	14	гор. сжатие	-0,04
49	**14258**	42º 40.92′	74º 40.54′	Волчьи ворота	356	53	114	19	215	30	гор. растяжение со сдвигом	0,13
50	**14257**	42º 40.23′	74º 41.01′	Кой-Таш	159	77	61	2	331	13	гор. сжатие	0,32
51	**12071**	42º 39.37′	74º 41.09′	Кой-Таш	57	35	171	30	291	41	гор. растяжение	0,24
52	**12065**	42º 39.63′	74º 41.15′	Кой-Таш	53	6	233	84	143	0	гор. сдвиг	0,29
53	**11523 и 27**	42º 40.77′	74º 41.33′	НС РАН	251	12	156	21	8	66	гор. растяжение	0,09
54	**11524-26**	42º 40.67′	74º 41.48′	НС РАН	144	11	236	8	0	77	гор. растяжение	-0,26
55	второе определение				231	17	133	24	352	60	гор. растяжение	0,12
56	**09018**	42º 40.70'	74º 41.50'	НС РАН	133	17	34	26	252	58	гор. растяжение	-0,02
57	второе определение				146	50	278	29	23	25	гор. сжатие	-0,04
58	**16439**	42º 40.74′	74º 41.50′	НС РАН	267	42	69	47	169	9	гор. сжатие со сдвигом	-0,19
59	**16487**	42º 40.69′	75º 41.79′	НС РАН	71	12	339	8	215	76	гор. растяжение	0,62
60	**12084**	42º 40.98′	74º 42.24′	НС РАН	30	27	292	16	175	58	гор. растяжение	0,4
61	**12074**	42º 39.93′	74º 46.81′	Таш-Пашат	62	24	173	39	309	41	гор. растяжение со сдвигом	-0,15
62	**12075**	42º 39.43′	74º 47.95′	Норус	207	21	81	57	307	24	гор. сдвиг	-0,06

Окончание таблицы 1
Table 1 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
63	второе определение				308	24	90	61	211	16	гор. сдвиг	-0,05
64	**14254**	42º 39.39′	74 50.34′	Алмалы	119	6	217	52	25	37	гор. растяжение со сдвигом	-0,33
65	**14253**	42º 39.15′	74 50.38′	Алмалы	269	18	137	64	5	18	гор. сдвиг	-0,2
66	**12083**	42º 39.64′	74º 50.40′	Алмалы	47	0	317	39	137	51	гор. растяжение со сдвигом	0,01
67	второе определение				329	0	239	13	59	77	гор. растяжение	-0,11
68	**12082**	42º 40.53′	74º 51.18′	Алмалы	209	5	116	27	309	63	гор. растяжение	-0,03
69	**14251**	42º 39.92′	74º 51.28′	Алмалы	316	27	147	62	49	4	гор. сдвиг	0,14
70	второе определение				77	11	187	60	341	27	гор. сдвиг	0,05
71	**14250**	42º 39.96′	74º 51.38′	Алмалы	47	0	137	21	317	69	гор. растяжение	-0,01
72	**14248**	42º 40.01′	74º 51.47′	Алмалы	354	5	263	12	105	77	гор. растяжение	0,11
73	второе определение				5	78	204	11	114	4	гор. сжатие	-0,07
74	**14249**	42º 40.00′	74º 51.47′	Алмалы	95	0	185	18	5	72	гор. растяжение	-0,27
75	**11558**	42º 39.68′	74º 54.54′	Иссык-Ата	199	34	326	43	87	29	гор. сдвиг	0,02
76	**11555**	42º 36.11′	75º 01.65′	Туюк	253	34	40	51	152	16	гор. сдвиг	-0,06
77	**11556**	42º 36.66′	75º 01.77′	Туюк	350	19	92	33	235	51	гор. растяжение	0,07
78	**14223**	42º 30.64′	75º 05.38′	Кегеты	261	29	128	51	6	24	гор. сдвиг	0,36
79	**14222**	42º 31.27′	75º 05.62′	Кегеты	257	6	361	68	165	21	гор. сдвиг	-0,19
80	**14224**	42º 31.28′	75º 05.67′	Кегеты	249	23	43	64	154	10	гор. сдвиг	0,09
81	**14225**	42º 31.78′	74º 06.07′	Кегеты	174	15	82	9	321	73	гор. растяжение	0,31
82	второе определение				298	58	60	19	159	25	гор. сжатие	0,06
83	**14226**	42º 33.32′	75º 06.74′	Кегеты	13	48	169	40	269	13	гор. сжатие со сдвигом	0,38
84	**12076**	42º 35.14′	75º 07.80′	Кегеты	181	4	359	86	91	0	гор. сдвиг	-0,18
85	второе определение				111	41	248	40	359	23	гор. сжатие со сдвигом	-0,12
86	**12078**	42º 35.41′	75º 08.39′	Кегеты	323	6	231	21	67	68	горизонтальное растяжение	0,1
87	второе определение				57	17	286	66	153	17	гор. сдвиг	0,26
88	**12079-80**	42º 37.11′	75º 23.92′	Шамси	208	57	45	32	310	8	гор. сжатие	-0,21
89	**12086**	42º 34.71′	75º 48.28′	Боом	226	27	339	38	111	41	гор. растяжение со сдвигом	-0,24
90	**15722**	42º 32.87′	75º 48.88′	Боом	218	46	35	44	126	1	гор. сжатие со сдвигом	0,4
91	**12085**	42º 33.68′	75º 49.09′	Боом	359	23	193	87	92	5	гор. сдвиг	0,12
92	второе определение				256	17	6	48	153	37	гор. растяжение со сдвигом	-0,16
93	**09005**	42º 43.87'	75º 49.89'	Джиль-Арык	207	10	314	58	111	30	гор. сдвиг	-0,01
94	**09003**	42º 43.13'	75º 49.90'	Джиль-Арык	218	46	9	40	112	15	гор. сжатие со сдвигом	-0,15
95	второе определение				121	23	10	40	233	41	гор. растяжение со сдвигом	0,04
96	**14227**	42º 21.50′	75º 51.01′	Боом	323	0	233	68	53	22	гор. сдвиг	0,01
97	**12088**	42º 38.35′	75º 51.19′	Боом	299	0	29	85	209	5	гор. сдвиг	0,02
98	**14230**	42º 17.84′	75º 52.13′	Боом	281	6	188	30	21	59	гор. растяжение	-0,33
99	**14228**	42º 20.37′	75º 52.28′	Боом	214	22	35	68	304	0	гор. сдвиг	-0,09
100	**12089**	42º 39.25′	75º 52.89′	Боом	324	11	209	66	59	22	гор. сдвиг	-0,06
101	второе определение				37	17	168	65	302	18	гор. сдвиг	-0,08
102	**14238**	42º 18.16′	76º 06.83′	Чу	21	19	180	70	288	6	гор. сдвиг	-0,05
103	второе определение				136	27	44	6	303	62	гор. растяжение	0,02

Примечание. В столбцах указаны номер и координаты точки наблюдения; название участка, в пределах которого располагается точка наблюдения; реконструированные ориентировки осей главных напряжений (σ_1 — минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений); тип напряженного состояния; коэффициент Лоде — Надаи μσ. Большинство точек наблюдения расположены в поле развития палеозойских образований, за исключением точек наблюдения № 09008, № 09009, №№ 11529-11532, № 09017 и № 11550, находящихся в кайнозойских отложениях.

Ориентировка осей главных напряжений. Данные проведенной реконструкции показывают, что область Киргизского хребта характеризуется разными типами напряженного состояния и значительными вариациями направлений главных напряжений. При первом взгляде на карты с проекциями осей, направленных по их погружению (см. рис. 4, 5), не вырисовывается четкой закономерности в положении осей главных напряжений в пределах Киргизского хребта. Вместе с тем, при статистической обработке выделяются плотностные максимумы распределения выходов этих осей (см. рис. 6). Сначала рассмотрим, как группируются оси главных напряжений для всех реконструированных нами локальных стресс-состояний (см. рис. 6, верхний ряд). Оси девиаторного растяжения образуют два основных направления погружения по азимутам ЮЗ 215º и СЗ 320º. Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к субгоризонтальным (от 0º до 25º), а при юго-западном азимуте погружения имеют угол до 50º. Промежуточная ось сжимающих напряжений (σ_2) характеризуется в пределах всего Киргизского хребта чаще субвертикальным положением, либо широтной горизонтальной ориентировкой. Значительно слабее проявлены оси с погружением по азимуту ЮЗ 230º, под углом 25º. Для осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) хорошо выражены азимуты погружения в северных румбах с максимумом в северо-западном направлении (СЗ 340º). Меньше осей с погружением СЗ 300º

и широтных ориентировок. Угол наклона (погружения) близок к горизонтальному (0–25º). Субвертикальное (с углом погружения от 50 до 80º) положение оси максимальных сжимающих напряжений приурочено, как правило, к районам перехода от структур Киргизского хребта к структурам смежной Чуйской впадины. Возможные причины данной закономерности будут далее рассмотрены. Определенные нами северо-западные и меридиональные азимуты погружения осей σ_3 совпадают с полученными ранее ориентировками по сейсмологическим данным для верхних (до глубин 10 км) слоев земной коры [Ребецкий и др., 2016]. Вариации положения оси σ_3 для разных локальных стресс-состояний, образующие в целом меридиональную (с широким отклонением до северо-восточной и северо-западной), сходны и с распределением полученным методом разгрузки в массивах горных пород [Мамбетов, 1978].

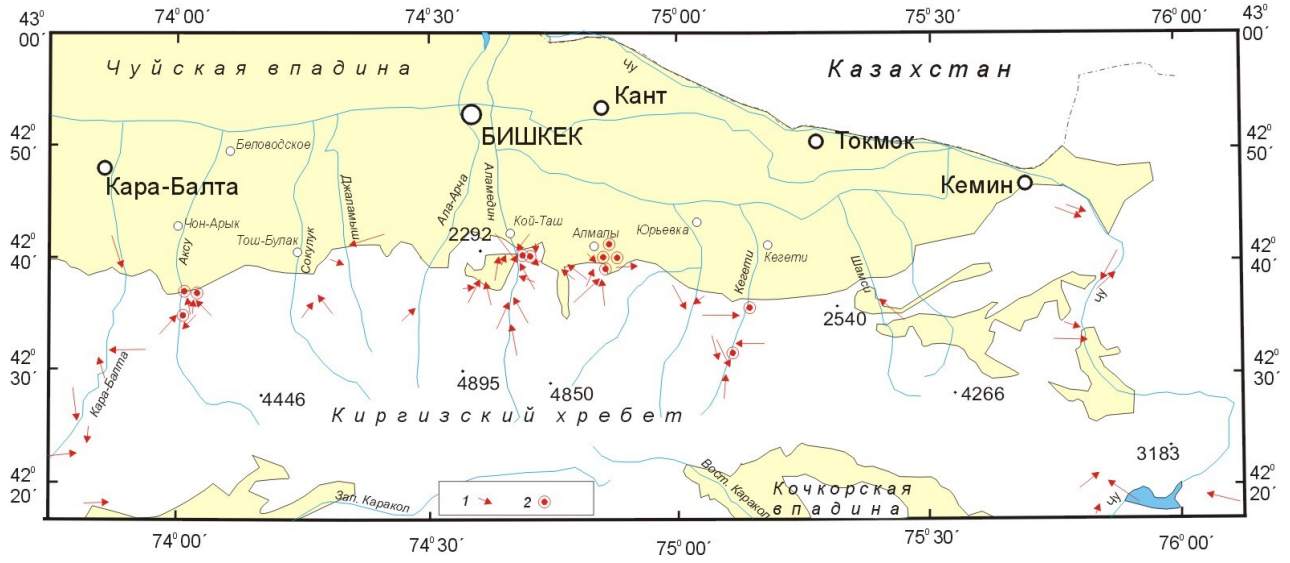


Рис. 4. Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Киргизского хребта. Стрелками показаны проекции осей (σ_3) максимальных сжимающих напряжений. Направление стрелок в сторону погружения, а их длина указывает на угол наклона оси — при крутом погружении стрелки короткие, при пологом погружении — длинные, а при наклоне круче 60° знак — двойной кружок. Белым фоном показаны докайнозойские образования, а желтой заливкой кайнозойские отложения

Fig. 4. Orientation of axes of maximum compressive stresses of the Kyrgyz Range crust. The arrows show the horizontal projections of plunges of the principal axis σ_3 (maximum compressive stresses). The direction of the arrows in the direction of dip, and their length indicates the angle of the axis — in a steep dive short arrows, with a gentle dip — long, and the slope steeper than 60 degrees sign — double club. White background shows pre-Cenozoic formations, and yellow fill Cenozoic sediments

Меньше вариаций ориентировок главных осей напряжений обнаруживается при рассмотрении территориально близких областей в пределах северного склона Киргизского хребта. В каждой локальной области часто преобладает определенный тип напряженного состояния. К примеру, вблизи НС РАН (селения Кой-Таш и Алмалы) реконструировано много локальных стресс-тензоров с субвертикальными ориентировками осей сжатия (обстановка горизонтального растяжения), в то время как между долинами рек Кегеты и Чу реконструированные оси сжатия полого погружаются в основном по азимутам ЮВ 150º и В 90º, а тип напряженного состояния часто отвечает здесь обстановке горизонтального сдвига.

Менее значительные изменения параметров наблюдаются на уровне отдельных участков (групп точек). Вместе с тем следует отметить, что и на этом локальном уровне вариации направлений главных напряжений и типов напряженного состояния на Северном Тянь-Шане существенно больше, чем мы видим, к примеру, на Северо-Западном Кавказе [Маринин, Тверитинова, 2016], где для групп близко расположенных точек часто характерны плавные изменения ориентировок осей главных напряжений по территории. Такое сложное распределение параметров локальных стресс-тензоров отражает более длительную структурную эволюцию Тянь-Шаня. Структурные неоднородности, обособленность отдельных блоков и активный кайнозойский тектогенез создали наблюдаемую мозаику разнородных результатов деформации.

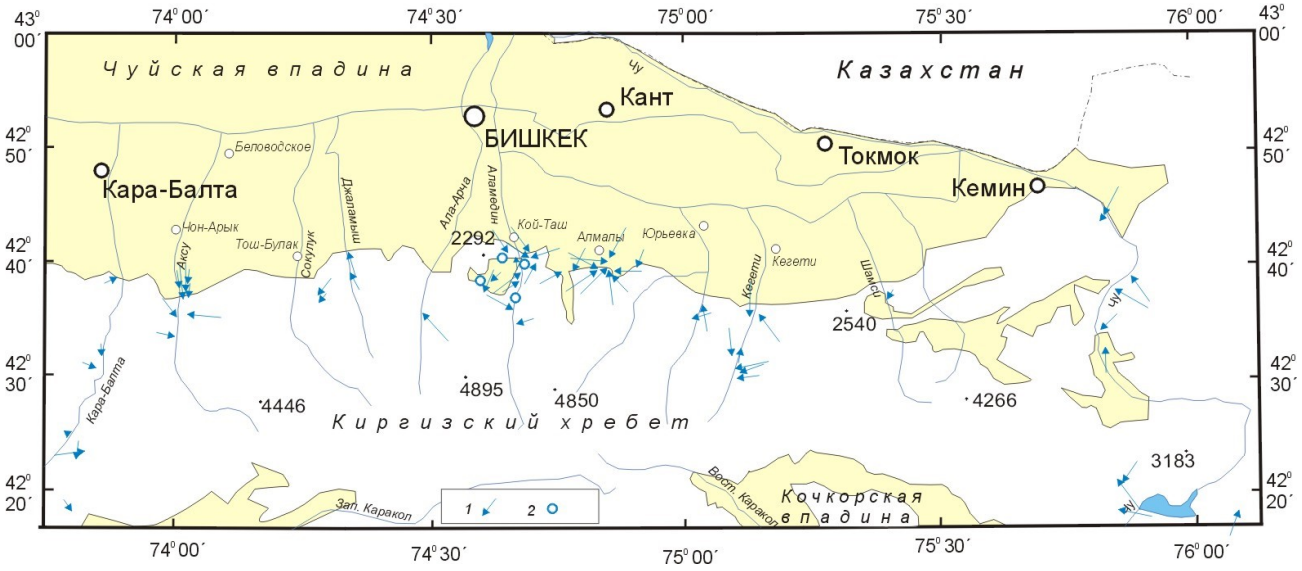


Рис. 5. Ориентировка осей минимальных сжимающих напряжений (девиаторное растяжение) в пределах Киргизского хребта. Стрелками показаны проекции осей (σ_1) минимальных сжимающих напряжений. Направление стрелок в сторону погружения, а их длина указывает на угол наклона оси — при крутом погружении стрелки короткие, при пологом погружении — длинные, а при наклоне круче 60° знак — кружок). Белым фоном показаны докайнозойские образования, а желтой заливкой кайнозойские отложения

Fig. 5. Orientation of axes of minimum compressive (σ_1) stresses of the Kyrgyz Range crust. The arrows show the horizontal projections of plunges of the principal axis σ_1. The direction of the arrows in the direction of dip, and their length indicates the angle of the axis — in a steep dive short arrows, with a gentle dip — long, and the slope steeper than 60 degrees sign — circle). White background shows pre-Cenozoic formations, and yellow fill Cenozoic sediments

Тип напряженного состояния. Рассмотрим более подробно распределение реконструированных типов напряженного состояния в пределах Киргизского хребта (см рис. 7, рис. 8 — правая часть). Из 103 локальных стресс-состояний с обстановкой горизонтального сдвига связано 33 определения, с обстановкой горизонтального растяжения 29 определений. Горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом характерно для 9 локальных стресс-состояний. С обстановками горизонтального сжатия и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом оказались связаны 19 и 12 определений соответственно. Гораздо меньше было реконструировано обстановок сдвигания в вертикальной/ горизонтальной плоскости (5 определений). Таким образом, в целом в регионе доминирует тип напряженного состояния горизонтального сдвига. Если объединить с этим типом напряженного состояния определения горизонтального сжатия со сдвигом и горизонтального растяжения со сдвигом, то из 103 реконструированных нами локальных стресс-состояния более половины (54 определений) формируются в обстановках со значительной компонентой латерального сдвигания. Обстановкам горизонтального сдвига и сжатия, а также их сочетаниям, соответствует уже 64 определения, что в целом и определяет геодинамический тип напряженного состояния земной коры Киргизского хребта.

Различие геодинамического типа напряженного состояния для горных хребтов и смежных с ними впадин установлено по данным анализа сейсмологических данных [Ребецкий, 2015]. Как уже отмечалось в обзоре истории тектонофизических исследований в регионе, в работе [Сим и др., 2014] предполагалось, что изменение связано с влиянием близрасположенных впадин и с перестройкой общего поля напряжений к условиям растяжения с субвертикальной ориентировкой оси максимального сжатия. Альтернативным вариантом интерпретации является предположение, что это связано с изменением первоначального положения выявленных индикаторов тектонических деформаций. В пользу этого предположения говорит то, что много определений с обстановками горизонтального растяжения расположены как раз в зоне сформировавшегося на неотектоническом этапе перегиба Киргизской мегантиклинали. Это хорошо видно на рис. 4, где субвертикальные оси максимального сжатия, обозначенные кружками, тяготеют к границе Киргизского хребта с Чуйской впадиной.

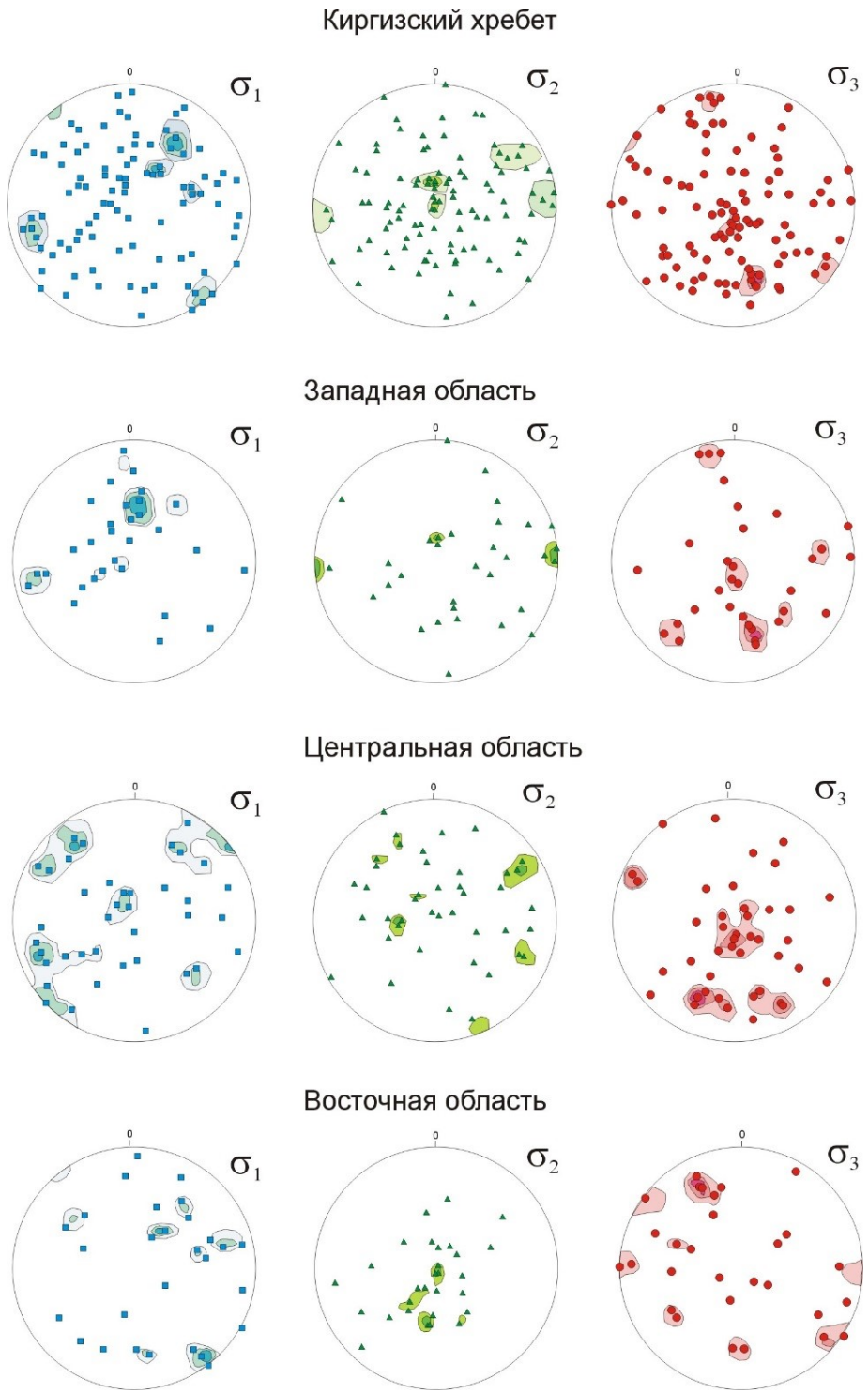


Рис. 6. Ориентировка осей главных напряжений в пределах Киргизского хребта. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. В верхнем ряду показаны суммарные диаграммы для Киргизского хребта. Ниже в трех рядах диаграмм показаны выборки по трем областям, расположенным по простиранию Киргизского хребта. Оси σ_1, σ_2, σ_3 — минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений. Заливкой показаны плотностные максимумы распределения на диаграммах выходов соответствующих осей

Fig. 6. Orientation of the principal stress axes of the Kyrgyz Range crust. The stereoplots (upper hemisphere) show the outputs of the principal stress axes and the density maxima of their distribution. The top row shows the summary stereoplots for the Kyrgyz range. Below, three rows of stereoplots show samples for three regions located along the strike of the Kyrgyz Range. The principal stress axes: σ_1 — minimum (deviator tension), σ_2 — intermediate and σ_3 — maximum compressive stresses. The fill shows the density maxima of the distribution in the output diagrams of the respective axes

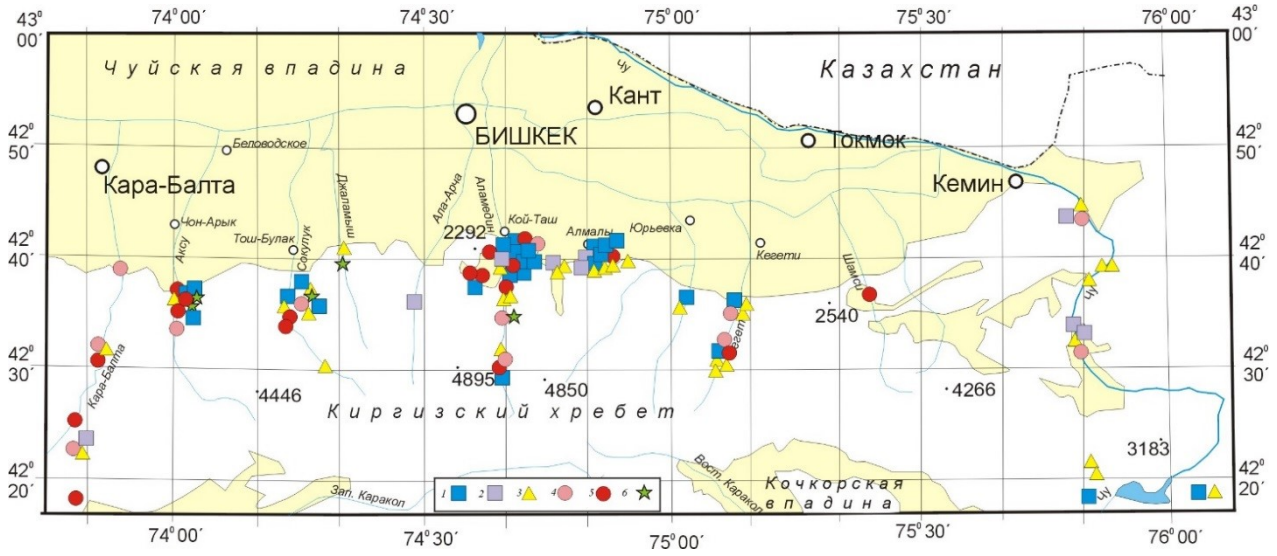


Рис. 7. Типы напряженного состояния в пределах Киргизского хребта, определенные по собранным геологическим индикаторам палеонапряжений при помощи МКА:
1 — горизонтальное растяжение; *2* — горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; *3* — горизонтальный сдвиг; *4* — горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; *5* — горизонтальное сжатие; *6* — сдвиг в вертикальной/ горизонтальной плоскости. Белым фоном показаны докайнозойские образования, а желтой заливкой кайнозойские отложения

Fig. 7. Types of stress state within of the Kyrgyz range crust, determined by the collected geological indicators of paleostress using the method of cataclastic analysis:
1 — horizontal extension; *2* — horizontal extension in combination with shear; *3* — horizontal shear; *4* — horizontal compression in combination with shear; *5* — horizontal compression; *6* — shift in the vertical / horizontal plane. White background shows pre-Cenozoic formations, and yellow fill Cenozoic sediments

Пример подобного изменения первоначального положения геологических стресс-индикаторов в зоне смены восходящих движений в области Киргизского хребта нисходящими движениями Чуйской впадины мы зафиксировали в долине р. Ак-Суу. Проведенные исследования были сконцентрированы на небольшом по площади участке вблизи Чонкурчакского надвига, по которому палеозойские образования надвинуты здесь на более молодые палеоген-неогеновые отложения. Группа близко расположенных точек расположена в правом борту р. Ак-Суу на выступающей в рельефе небольшой гривке, образованной плотными конгломератами и известняками олигоцен-миоценового (?) возраста. По результатам проведенных замеров зафиксированы системы сбросов, взрезов и взбросов восток - северо-восточного простирания и парагенетически с ними связанных отрывов, что устанавливается по непосредственным полевым наблюдениям и по их общему минеральному выполнению. При помощи МКА по структурно-кинематическим данным о трещинах здесь определено несколько локальных стресс-состояний с крутым положением оси максимального сжатия и обстановкой горизонтального растяжения. В большинстве точек наблюдения устанавливается единый этап деформирования, при котором все измеренные индикаторы палеонапряжений укладываются в единственное решение по МКА и образуют единый структурный парагенез. Оси σ_3 с субвертикальным погружением реконструированы в массиве горных пород, имеющих крутое наклонное залегание. Таким образом, первоначальные структурные парагенезы связаны с горизонтальным укорочением по слоям осадочного напластования и формировались в обстановке горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении. В отдельных точках помимо вышеописанного структурного парагенеза фиксируется обстановка горизонтального сжатия с ССВ ориентировкой оси максимального сжатия и субвертикальной осью девиаторного растяжения, которая вероятно формировалась уже при наклонном положении слоистости — близком к современному их положению. Пример подобных структурных парагенезов представлен на рис. 9.

Выявленные особенности регионального распределение параметров напряженно-деформированного состояния. Рассматривая отдельные области по простиранию Киргизского хребта, можно наметить некоторые различия в распределении направлений осей главных напряжений и типов напряженного состояния. Особенно отчетливо проявляются различия по соотношению разных типов напряженного состояния (см. рис. 8, левая часть).

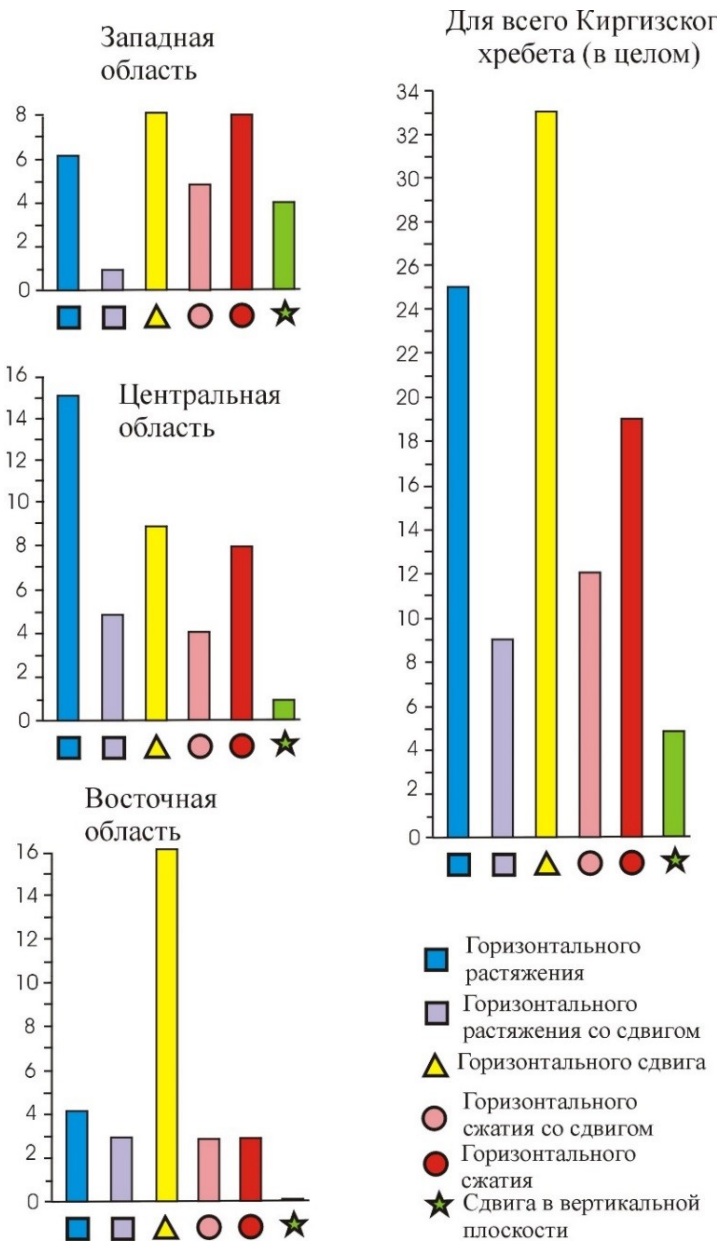


Рис. 8. Соотношение типов напряженного состояния в пределах Киргизского хребта по данным реконструкции геологических индикаторов напряжения. На диаграммах показано количество локальных стресс-состояний с определенным типом напряженного состояния в трех областях по простиранию Киргизского хребта (слева) и для всего хребта в целом (справа)

Fig. 8. The ratio of types of stress state of the Kyrgyz Range crust according to the reconstruction of geological stress indicators. The diagrams show the number of local stress states with a certain type of stress state in three regions along the strike of the Kyrgyz Range (left) and for the Kyrgyz Range (right)

Западная область (от долины р. Кара-Балта на западе до долины р. Джыламыш на востоке) характеризуется практически равным количеством локальных стресс-состояний всех геодинамических типов: горизонтального растяжения, сдвига в вертикальной/горизонтальной плоскости, горизонтального сдвига и горизонтального сжатия (см. рис. 8.). Исключение составляет тип горизонтального растяжения со сдвигом (одно определение). Особенностью области является наличие типов напряженного состояния сдвига в вертикальной/горизонтальной плоскости (оси σ_1 и σ_3 наклонены, а ось σ_2 субгоризонтальна). Преобладают меридиональные положения осей максимального сжатия и растяжения, с погружением осей σ_3 на север, а осей σ_1 на юг. Если в целом для западной области Киргизского хребта характерны разнообразные типы напряженного состояния, то для самой западной ее части в долине р. Кара-Балта для большинства реконструированных локальных стресс-тензоров характерно горизонтальное сжатие (оси σ_3 и σ_2 имеют горизонтальное положение, а ось σ_1 субвертикальна).

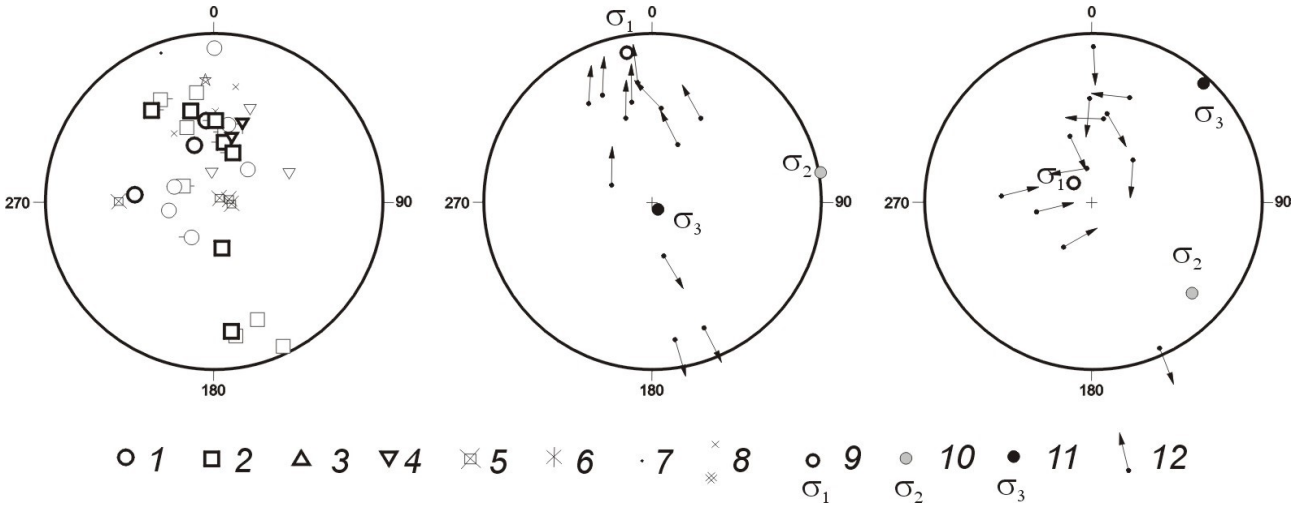


Рис. 9. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных МКА в точке наблюдения № 11529 (Аксу):
1–8 — полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: *1* — взбросы, *2* — сбросы, *3* — правые сдвиги, *4* — левые сдвиги, *5* — отрывы, *6* — жилы, *7* — трещины сколового типа, *8* — элементы залегания слоистости нормальные и опрокинутые; *9–11* — оси главных нормальных напряжений: *9* — минимальных, *10* — промежуточных, *11* — максимальных; *12* — направление перемещения висячего блока в полюсах трещин (зеркал скольжения) со структурно-кинематическими данными, которые были использованы при реконструкции. Толщина линий или сплошная заливка значков (*1–4*) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: отличная с амплитудой (сплошная заливка), хорошая (толстые) и предполагаемая (тонкие)

Fig. 9. Stereoplots (upper hemisphere) showing poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis at observation point № 11529 (Aksu):
1–8 — poles of small structural forms with kinematic type: *1* — thrust and reverse faults, *2* — normal faults, *3* — dextral strike-slip faults, *4* — sinistral strike-slip faults, *5* — tension gashes, *6* — veins, *7* — cracks, *8* — bedding/overturned bedding; *9–11* — principal stress axes: *9* — minimum, *10* — intermediate, *11* — maximum, *12* — direction of movement of hanging wall in poles of minor faults (slickensides) were used at reconstruction. The thickness of the lines or the solid fill of the icons (*1–4*) indicates the degree of confidence (quality) in determining the displacement kinematics: excellent with amplitude (solid fill), good (thick), and assumed (thin)

Центральная область (район НС РАН, от долины р. Алы-Арча на западе до долины р. Иссык-Ата на востоке) характеризуется обстановками горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (при субвертикальном положении оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) и субгоризонтальном положении оси минимальных сжимающих напряжений (σ_1). Существенно меньше определено обстановок горизонтального сдвига, горизонтального сжатия, а также их сочетания — от 4 до 9 против 15 обстановок горизонтального растяжения (см. рис. 8.). Оси максимального сжатия часто имеют здесь крутые погружения на север, а субгоризонтально ориентированные оси максимального сжатия направлены в северных румбах и на северо-запад. Большая распространенность в центральной области обстановок горизонтального растяжения связана, по всей видимости, с расположением большинства точек наблюдения, которые находятся вблизи границы Киргизского хребта и Чуйской впадины.

Характерные точки наблюдения рассматриваемой области расположены в районе НС РАН, на дороге между средней и верхней площадками станции (т.н. 11523 и 11527). Выходы гранитов разбиты системами трещин с характерной для магматических пород Х-образной отдельностью, образованной системами круто падающих трещин (на ЮЮВ, ЗСЗ и СВ) и менее развитыми субгоризонтальными трещинами. Здесь реконструированы два локальных стресс-состояния со следующими ориентировками осей главных напряжений: σ_1 — 144∠11º; σ_2 — 238∠8º; σ_3 — 0∠77º для одного и σ_1 — 231∠17º, σ_2 — 133∠24º, σ_3 — 352∠60º для другого. Реконструированные локальные стресс-состояния характеризуются крутыми ориентировками осей сжатия, погружающимися в северных румбах и определяющими обстановку горизонтального растяжения. Оси σ_1 и σ_2 этих двух определений взаимно меняются местами, что свидетельствует скорее о сходной обстановке одного этапа, нежели о двух независимых этапах деформирования. Определенные по сколовым трещинам оси растяжения не совпадают с осями растяжения, полученными при анализе отрывных дизъюнктивов

(азимутальное расхождение более 30º). Для жил и отрывов характерны максимумы 275∠70-80º и 175∠70–80º. Особенно четко проявлена субмеридиональная система отрывов и жил. В них отмечается наибольшая минерализация и величина открытия.

Сходные данные получены и по группе соседних точек: т.н. 11524–11526 к югу от верхней площадки НС РАН (рис. 10). Определенное здесь локальное стресс-состояние имеет ориентировки осей главных напряжений: σ_1 — 251∠12º, σ_2 — 156∠21º, σ_3 — 8∠66º. Тектонофизическая интерпретация действовавших в этих точках палеонапряжений может быть связана: 1) с формированием гранитной протрузии с субвертикальной ориентировкой максимальных сжимающих напряжений; 2) с близостью новейших впадин (Чуйской и Чонкурчакской), которые на современном этапе находятся в режиме горизонтального растяжения с вертикально ориентированной осью σ_3; 3) изменением первоначального положения всех структур на крыле Киргизской мегантиклинали.

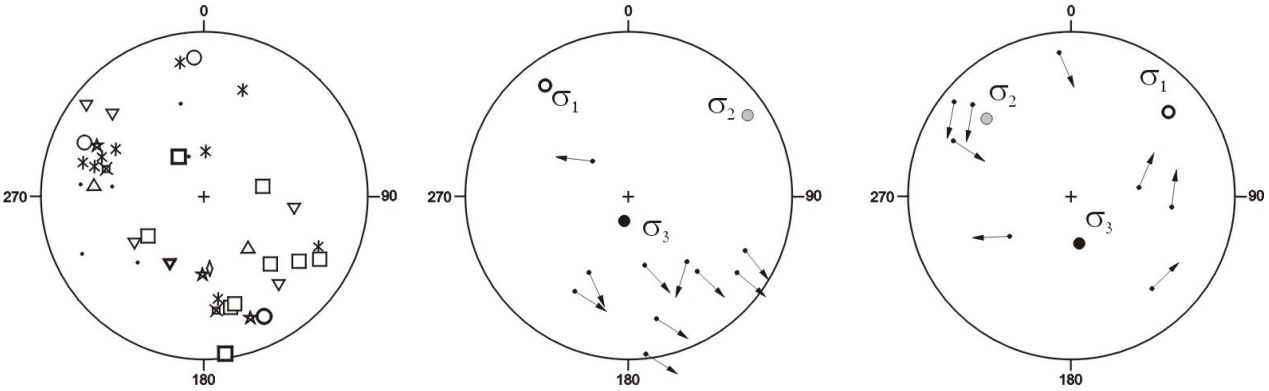


Рис. 10. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных МКА в точке наблюдения № 11524–11526 (в центре и справа для двух реконструированных этапов «А» и «Б»)

Fig. 10. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis at observation point № 11524–11526 (center and right for the two reconstructed stages “A” and “B”)

В центральной области Киргизского хребта в районе сел. Чонкурчак (т.н. 11550) в наиболее молодых отложениях Киргизского хребта, из тех в которых удалось зафиксировать трещины со следами относительных перемещений, определена обстановка горизонтального сжатия. Относительно полого (Аз. Пд. 120∠20º) залегающие красноцветные отложения киргизской серии (палеоген-неоген) нарушены многочисленными зеркалами скольжения надвигового характера с измеренной амплитудой до 0.7 м и падениями плоскостей этих нарушений преимущественно в северных и южных румбах (рис. 11). Установлены ориентировки осей главных напряжений: σ_1 — 171∠65º, σ_2 — 292∠13º, σ_3 — 27∠20º. Конгломераты красноцветные нарушены трещинами, образующими две системы, в остром угле между которыми и лежит определенная ось сжатия. Таким образом, в данных отложениях разными геологическими стресс-индикаторами четко зафиксирован один этап с обстановкой горизонтального сжатия с ССВ осью сжатия и субвертикальной осью растяжения, который и является самым последним из проявленных в этом массиве горных пород.

Восточная область (между долинами рек Иссык-Ата и Чу) характеризуется заметным преобладанием режимов горизонтального сдвига — оси σ_1 и σ_3 имеют близгоризонтальное положение. Обстановка ССЗ сжатия (тип напряженного состояния горизонтального сдвига и горизонтального сжатия). Для группы точек, расположенных в Боомском ущелье (долина р. Чу) характерна обстановка горизонтального сдвига (рис. 12), которая резко преобладает над обстановками горизонтального растяжения и горизонтального растяжении в сочетании со сдвигом (см. рис. 8). В целом следует отметить, что при перемещении с запада на восток области увеличивается роль стресс-тензоров, сформированных в обстановке горизонтального сдвига.

Хронология. Сделанные определения локальных стресс-состояний могут относиться к широкому возрастному интервалу. Исключение составляют определения, сделанные на основании анализа стресс-индикаторов в кайнозойских отложениях. Поскольку у нас нет в настоящий момент надежных сведений для обоснованного разделения локальных стресс-состояний по абсолютной или относительной

хронологии, мы рассматриваем все полученные определения совместно. В таблице сделано разделение на этапы «А» и «Б» с учетом количества участвующих в однородной выборке трещин с кинематической информацией при расчете фаз деформаций в программе *STRESSgeol*: этап «А» содержит большее количество геологических индикаторов палеонапряжений, чем этап «Б».

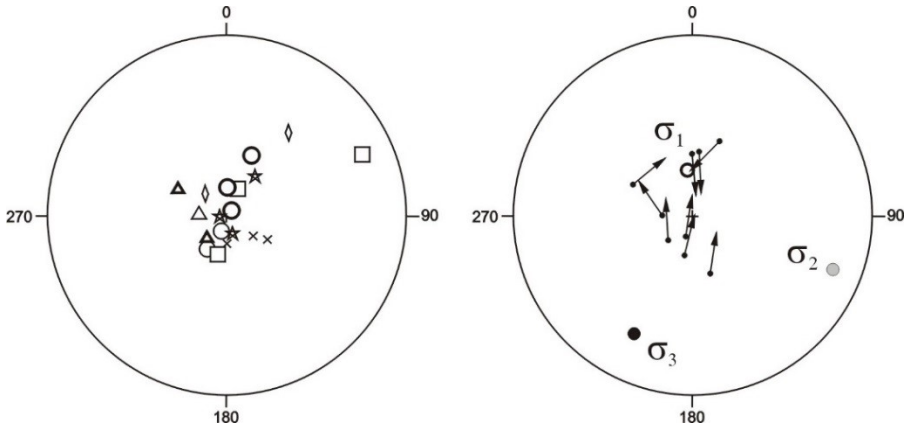


Рис. 11. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных МКА в точке наблюдения № 11550

Fig. 11. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis at observation point № 11550

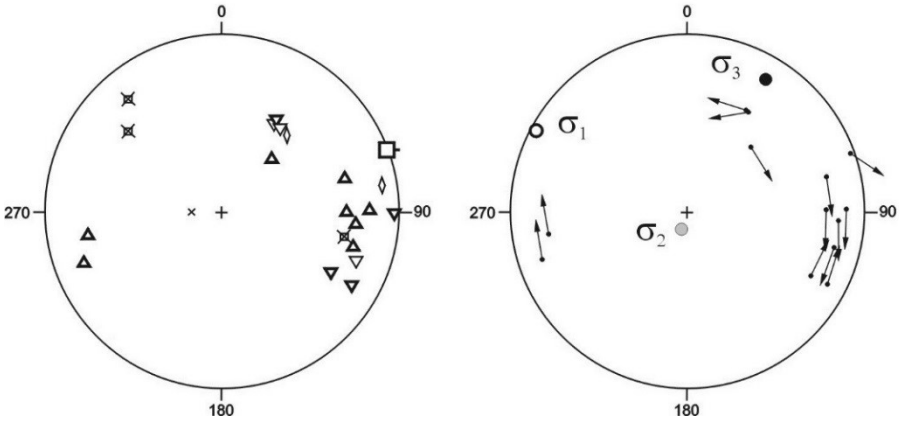


Рис. 12. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в точке наблюдения № 12088 (Боомское ущелье)

Fig. 12. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis at observation point № 12088 (Boom Valley)

Таким образом, в пределах Киргизского хребта установлена большая вариабельность по направлениям максимального сжатия (при общем субмеридиональном тренде) и по типу напряженного состояния (при преобладании обстановок горизонтального сдвига для которых оси максимальных и минимальных сжимающих напряжений имеют горизонтальное положение, а промежуточная ось субвертикальна). Полученные результаты реконструкции тектонических напряжений по Киргизскому хребту показали необходимость получения подробных данных по напряженно-деформированному состоянию смежных с ним межгорных впадин, выполненных кайнозойскими отложениями. Проведенные исследования в Кочкорской и Иссык-Кульской впадинах позволили получить информацию о преобладающих в них типах напряженного состояния и ориентации осей главных напряжений и деформаций с использованием полевых данных по геологическим стресс-индикаторам, которые заведомо формировались на неотектоническом этапе развития.

Результаты реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород в пределах Кочкорской впадины

Кочкорская впадина выполнена кайнозойскими отложениями, а ее борта сложены преимущественно палеозойскими образованиями. Тектоническое строение Кочкорской впадины подробно рассмотрено многими исследователями [Чедия, 1986; Корженков, 1999]. Полевые тектонофизические исследования были направлены на реконструкцию основных параметров локальных стресс-состояний в массивах горных пород, слагающих как собственно Кочкорскую впадину, так и ее бортов. Основную часть собранного материала представляют замеры геологических индикаторов палеонапряжений, позволяющих нам устанавливать кинематику их относительных перемещений (небольшие разрывы, зеркала скольжения, отрывы и т.д.). В 35 точках собрана информация по геологическим стресс-индикаторам напряжений. Всего собрано около 700 замеров, из них 325 с информацией о кинематике относительного перемещения бортов разрывных нарушений. Собранные полевые данные позволили реконструировать основные параметры локальных стресс-состояний по комплексу геологических индикаторов палеонапряжений (табл. 2).

Таблица 2
Table 2

Реконструированные параметры палеонапряженного состояния
(локальных стресс-тензоров) в пределах Кочкорской впадины

Reconstructed parameters of the local stress states of the Kochkor depression crust

	Номер точки	Координаты точек наблюдения		Район	Возраст отложе-ний	σ_1		σ_2		σ_3		Тип напряженного состояния	μ_σ
		с.ш.	в.д.			Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠		
1	**15703**	42º 16.12′	75º 51.24′	Кочкорка	PZ	31	49	209	41	300	1	гор. сжатие со сдвигом	-0,14
2	**15704**	42º 16.05′	75º 51.26′	Кочкорка	PZ	83	12	263	78	173	0	гор. сдвиг	0,12
3	**15705**	42º 06.72′	75º 38.73′	Джоон-Арык	PZ	156	22	64	6	320	67	гор. растяжение	0,01
4	**15706**	42º 05.39′	75º 38.58′	Джоон-Арык	PZ	350	11	95	54	253	34	гор. сдвиг	0,06
5	**15708**	42º 01.90′	75º 41.58′	Джоон-Арык	PZ	46	11	254	78	137	6	гор. сдвиг	-0,24
6	**15709**	42º 02.20′	75º 41.52′	Джоон-Арык	PZ	141	73	329	17	238	2	гор. сжатие	0,21
7	**15710**	42º 03.16′	75º 40.98′	Джоон-Арык	PZ	165	31	300	50	61	23	гор. сдвиг	0,24
8	**15711**	42º 03.53′	75º 40.77′	Джоон-Арык	PZ	77	11	182	53	339	34	гор. сдвиг	0,01
9	**15713**	42º 09.09′	75º 38.74′	Джоон-Арык	KZ	68	77	311	6	219	12	гор. сжатие	-0,37
10	**16459**	42º 11.08′	75º 34.79′	Кок-Джар	KZ	95	60	255	28	349	9	гор. сжатие	0,2
11	**16460**	42º 11.07′	75º 34.02′	Кок-Джар	KZ	5	54	266	7	171	35	гор. сжатие	-0,39
12	**16462**	42º 08.54′	75º 15.81′	Кочкорка	PZ	291	41	119	49	24	4	гор. сжатие со сдвигом	0,47
13	**16463**	42º 08.99′	75º 16.64′	Кочкорка	PZ	95	42	257	47	357	9	гор. сжатие со сдвигом	0,3
14	**16465**	42º 15.39′	75º 43.85′	Кочкорка	PZ	113	6	23	2	275	84	гор. растяжение	0,35
15	**16469**	42º 13.60′	75º 42.58′	Кочкорка	PZ	69	23	233	66	336	6	гор. сдвиг	-0,14
16	**16471**	42º 13.91′	75º 41.97′	Кочкорка	PZ	251	6	156	38	348	52	гор. раст. со сдвигом	0,76
17	**16475**	42º 16.77′	75º 36.00′	Кокадыр	PZ	229	55	53	35	322	2	гор. сжатие	-0,35
18	**16476**	42º 17.12′	75º 36.09′	Кокадыр	PZ	185	66	86	4	354	24	гор. сжатие	-0,36
19	**16479**	42º 14.76′	75º 50.83′	Кочкорка	PZ	77	17	340	20	204	64	гор. растяжение	0,12
20	**16480**	42º 15.06′	75º 51.12′	Кочкорка	PZ	89	6	183	30	349	59	гор. растяжение	-0,14

Примечание. В столбцах указаны номер и координаты точки наблюдения; название участка, в пределах которого располагается точка наблюдения; реконструированные ориентировки осей главных напряжений (σ_1 — минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений); тип напряженного состояния; коэффициент Лоде — Надаи $\mu\sigma$.

Большая часть замеров была проведена в палеозойских и более древних образованиях, слагающих борта Кочкорской впадины (рис. 13). В неогеновых отложениях, слагающих южные краевые части впадины и небольшие поднятия внутри неё, удалось зафиксировать зеркала скольжения отличной сохранности, а также другие геологические индикаторы тектонических напряжений, которые позволили реконструировать локальные стресс-состояния различными методами. Эти локальные стресс-состояния несомненно могут быть отнесены к свидетельствам новейших тектонических деформаций.

Ориентировка осей главных напряжений. Проведенная реконструкция показывает, что в изученном районе оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) преимущественно ориентированы в ССЗ-ЮЮВ направлении, занимая при этом субгоризонтальное положение (рис. 14). Оси минимальных сжимающих напряжений (девиаторного растяжения — σ_1) имеют преимущественно субширотную и реже субвертикальную ориентацию. Субвертикальная ориентация оси σ_1 характерна для кайнозойских отложений южной части впадины. Некоторое разнообразие ориентировок осей максимального сжатия наблюдается уже непосредственно к югу от Кочкорской впадины в смежном хребте, сложенном палеозойскими образованиями. Здесь в серии точек, расположенных вдоль

р. Джоон-Арык, зафиксированы обстановки, связанные как с северо-восточными направлениями максимального сжатия, так и с северо-западными его ориентировками (см. рис. 13). Установленная ориентация осей главных напряжений для верхних горизонтов земной коры Кочкорской впадины и ее обрамления согласуется с данными по современным движениям земной поверхности [Кузиков, 2014], механизмами крупных землетрясений [Омуралиева и др., 2009] и реконструкциями по сейсмологическим данным [Ребецкий и др., 2016].

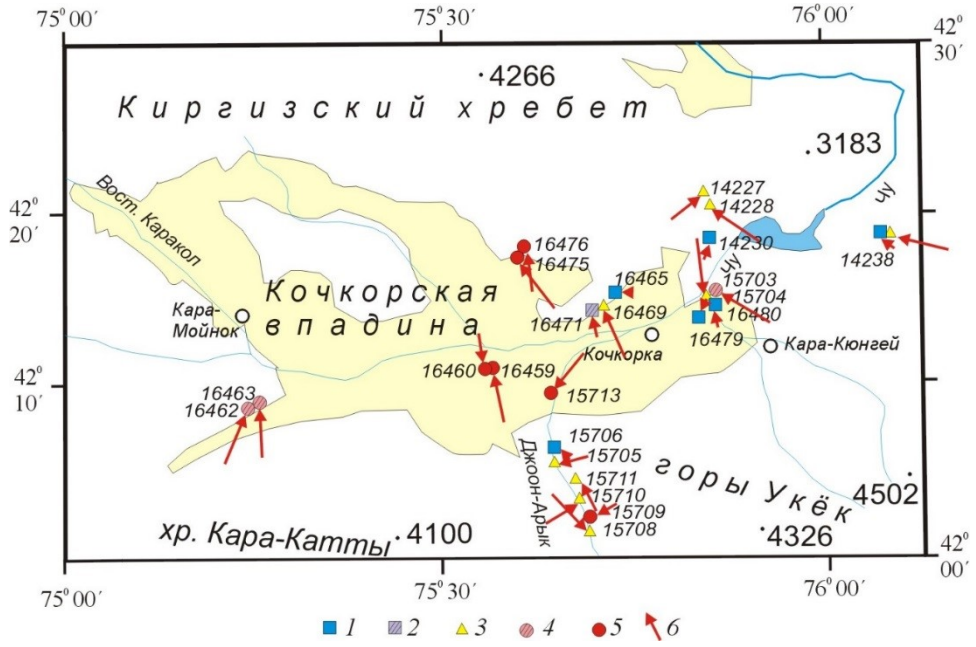


Рис. 13. Тип напряженного состояния и ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Кочкорской впадины. Цифрами (курсивом) обозначены номера точек наблюдения. Стрелками показаны проекции осей максимальных сжимающих напряжений, а значками — тип напряженного состояния:
1 — горизонтального растяжения; *2* — горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом; *3* — горизонтального сдвига; *4* — горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом; *5* — горизонтального сжатия; *6* — проекции осей максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения; длина указывает на угол наклона оси — при крутом погружении стрелки короткие, при пологом погружении — длинные). Белым фоном показаны докайнозойские образования, а желтой заливкой кайнозойские отложения впадины

Fig. 13. Type of stress state and orientation of maximal (compression) stress axis of the Kochkor depression crust. The numbers (italic) indicate the numbers of the observation points. Arrows show projections of axes of maximum compressive stresses, and icons indicate the type of stress state:
1 — horizontal extension; *2* — horizontal extension in combination with shear; *3* — horizontal shear; *4* — horizontal compression in combination with shear, *5* — horizontal compression; *6* — horizontal projection of plunges of maximum compressive stresses (direction of arrows towards immersion; Length indicates the angle of inclination of the axis — at steep immersion the arrows are short, at shallow immersion — long). White background shows pre-Cenozoic formations, and yellow fill Cenozoic sediments

Изученные структурные парагенезы зеркал скольжения разного кинематического типа, отрывов и других дизъюнктивных структур также свидетельствуют о ССЗ направлении максимального сжатия. На северном борту Кочкорской впадины (к северо-западу от сел. Кочкорка) в обстановке горизонтального сдвига наблюдается парагенез правых сдвигов северо-западного простирания и левых сдвигов субмеридионального простирания, а также отрывов ССЗ простирания. Здесь же, чуть западнее, хорошо проявлены взбросо-надвиговые нарушения ВСВ простирания с падением плоскостей сместителя как на ЮЮВ, при котором надвигание шло по азимуту ССЗ 330°, так и на ССЗ – надвигание на ЮЮВ 150°. Эти структуры формировались в обстановке горизонтального сжатия (рис. 15).

В центральной части Кочкорской впадины (западнее сел. Кок-Жар) в неогеновых отложениях, слагающих небольшой хребет субширотного простирания, в серии точек зафиксированы четкие зеркала скольжения, которые характеризуют новейший этап тектонического развития. Среди них преобладают пологие надвиговые нарушения с падением сместителя в южных румбах (рис. 16 и 17). На зеркалах скольжения видна отчетливая механическая штриховка, иногда с тонкой глинистой

примазкой, по которой уверенно определяется относительное перемещение их крыльев. Тектонические трещины субмеридионального простирания имеют неровные границы или приоткрыты, что свидетельствует об отрывном характере данных структур. Проведенной реконструкцией установлены следующие ориентировки осей главных напряжений в двух точках наблюдения: σ_1 — 95∠60º, σ_2 — 255∠28º, σ_3 — 349∠9º; σ_1 — 5∠54º, σ_2 — 266∠7º, σ_3 — 171∠35º. Таким образом, для новейшего этапа геологическими стресс-индикаторами подтвержден режим горизонтального сжатия с ССЗ ориентировкой оси σ_3 и субвертикальной ориентировкой оси σ_1. Промежуточная ось σ_2 по этим данным занимает широтное субгоризонтальное положение. Геологические и геофизические исследования более крупных разрывных структур, проведенные в этой части Кочкорской впадины, устанавливают сходную тектоническую обстановку с формированием пологих надвигов субширотного простирания [Пржиялговский и др., 2018].

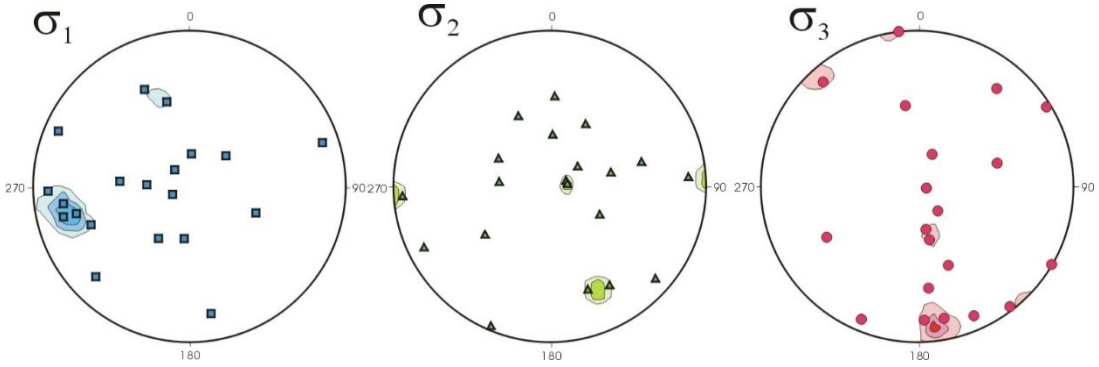


Рис. 14. Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров в пределах Кочкорской впадины. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. Оси σ_1, σ_2, σ_3 — минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений. Заливкой показаны плотностные максимумы распределения на диаграммах выходов соответствующих осей

Fig. 14. Orientation of principal stress axes of local stress tensors of the Kochkor depression crust. The stereoplots (upper hemisphere) show the outputs of the principal stress axes and the density maxima of their distribution. Axes σ_1, σ_2, σ_3 are minimum (deviator tension), intermediate and maximum compressive stresses. The fill shows the density maxima of the distribution in the output diagrams of the respective axes

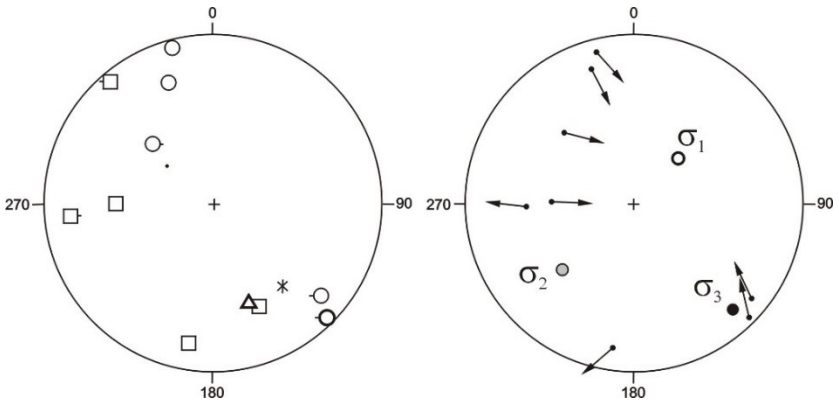


Рис. 15. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в точке наблюдения № 16475 (Кокадыр). Условные обозначения приведены на рис. 9.

Fig. 15. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of the principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis at observation point No. 16475 (Kokadyr). Refer to Figure 9.

Тип напряженного состояния. Данные проведенной реконструкции по всей совокупности измеренных индикаторов палеонапряжений показывают, что в области Кочкорской впадины преобладают два типа напряженного состояния – горизонтального сжатия и сдвига, а также их

сочетания. Обстановки горизонтального растяжения фиксируются намного реже и приурочены к восточной окраине Кочкорской впадины (см. рис. 13). Интересно, что в случае субвертикальной ориентации оси максимального сжатия промежуточная ось направлена на ССЗ или субмеридионально. Это свидетельствует о ССЗ направлении латерального укорочения во всех изученных точках Кочкорской впадины. К югу от впадины в долине р. Джоон-Арык преобладают обстановки горизонтального сдвига, а ориентации осей максимального сжатия имеет большую изменчивость (реконструированы северо-восточные и северо-западные направления).

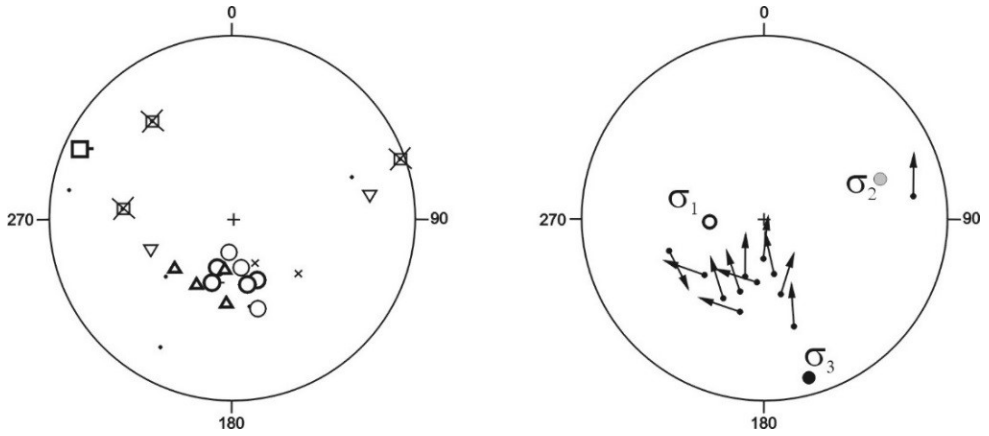


Рис. 16. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 16459 (Кокджар). Условные обозначения приведены на рис. 9

Fig. 16. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of the principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis in the Miocene deposits at observation point No. 16459 (Kokjar). Refer to Figure 9

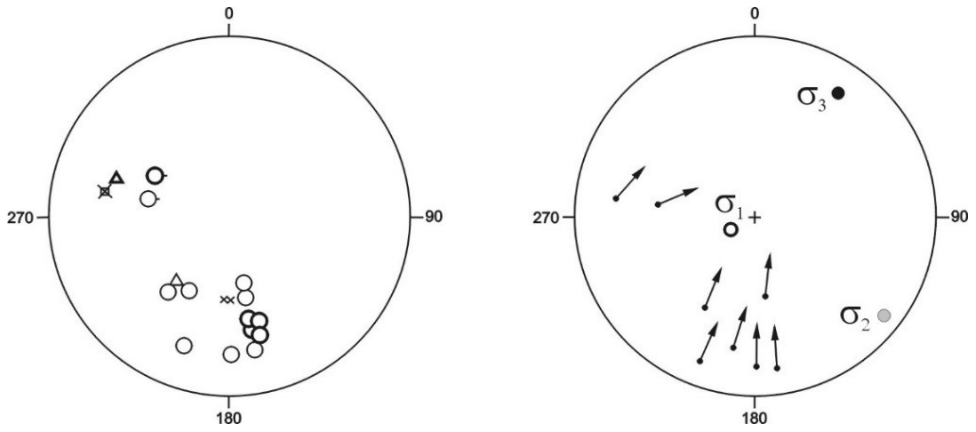


Рис. 17. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 15713 (Джоон-Арык). Условные обозначения приведены на рис. 9

Fig. 17. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of the principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis in Miocene deposits at observation point No. 15713 (Joon-Aryk). Refer to Figure 9

Ранее было установлено, что для новейших поднятий Северного Тянь-Шаня характерны преимущественно обстановки горизонтального сжатия и сдвига [Ребецкий и др., 2016; Маринин и др., 2016]. При этом на новейшем этапе геодинамический тип напряженного состояния закономерно меняется от режима горизонтального растяжения в предгорных прогибах к режимам горизонтального сжатия и сдвига в горной части [Ребецкий, 2015; Ребецкий и др., 2016]. Преобладающие в Кочкорской впадине обстановки горизонтального сжатия и сдвига больше соответствует режиму горной части,

вследствие расположения вблизи осевой части складчатой системы Северного Тянь-Шаня и полноценного вовлечения в процесс развития орогенных поднятий. Это является, по-видимому, существенным различием напряженно-деформированного состояния небольших межгорных впадин, с одной стороны, и крупных предгорных прогибов с иными характеристиками земной коры, с другой.

Результаты реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород в пределах южного борта Иссык-Кульской впадины

Полевые исследования проводились в южной части Иссык-Кульской впадины Северного Тянь-Шаня. Наибольшее количество замеров собрано непосредственно к западу от пос. Каджи-Сай (рис. 18) на крыльях диапироподобной антиклинальной складки, имеющей северо-восточное простирание у своей восточной периклинали и субширотное простирание в юго-западной части. Ядро складки сложено мезозойскими желтоватыми и зеленоватыми глинами, а крылья кайнозойскими красноцветными терригенными отложениями, которые представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами и реже конгломератами. Крылья складки характеризуются крутым или субвертикальным залеганием, а часто и опрокинутым (что помимо прямых структурных наблюдений устанавливается также и по градационной слоистости отложений). На ряде участков северное крыло запрокинуто больше, нежели южное, и, соответственно, осевая плоскость складки имеет здесь падение в южных румбах. Образование рассматриваемой антиклинали связывается с внедрением пластичных зеленых юрских глин в компетентные слои красноцветных отложений кайнозоя вдоль ослабленной зоны разрывного нарушения [Delvaux et al., 2013]. Другие точки наблюдения располагались к востоку от пос. Каджи-Сай (две из которых в палеозойских образованиях).

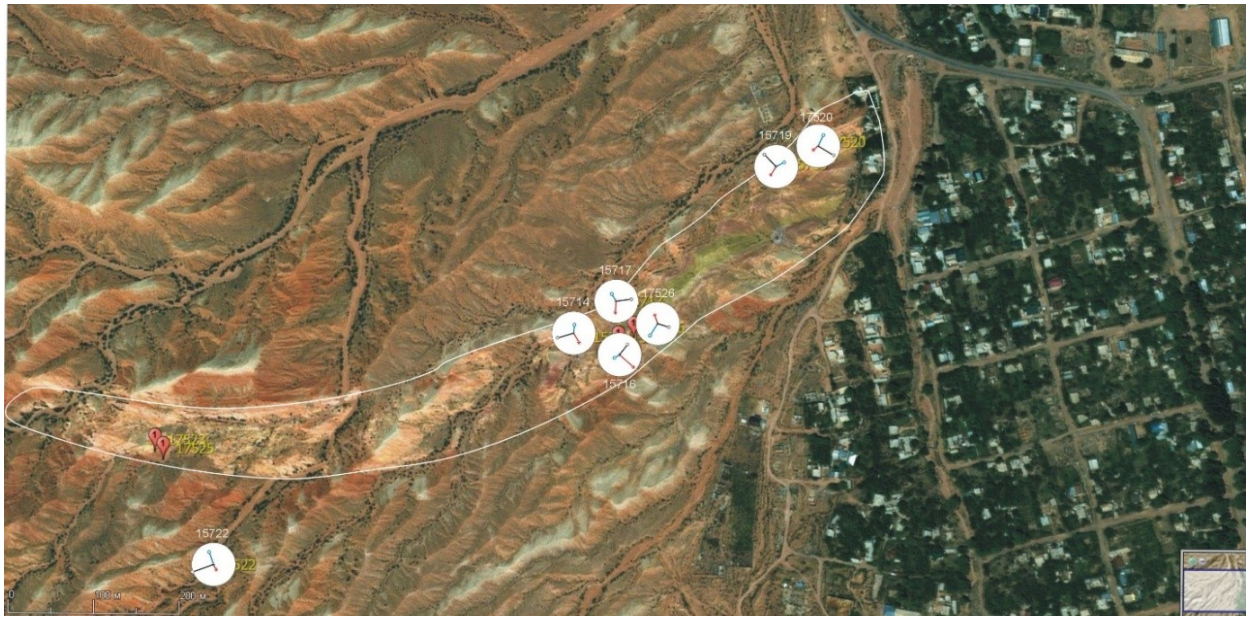


Рис. 18. Схема расположения точек с реконструированными локальными стресс-тензорами в районе сел. Каджи-Сай. Показано расположение антиклинальной складки и диаграммы с направлением погружения осей главных напряжений реконструированных локальных стресс-состояний (стереографическая проекция на верхнюю полусферу): σ_1 — минимальных, σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений (синий, черный и красный цвет соответственно)

Fig. 18. The layout of points with reconstructed local stress states in the area of villages. Kadzhi-Sai. The arrangement of anticline fold and stereoplots (upper hemisphere) with the direction of the plunges of principal stress axes is shown: σ_1 — minimum, σ_2 — intermediate and σ_3 — maximum compressive stresses (blue, black and red, respectively)

В ходе полевых исследований в пределах южной части Иссык-Кульской впадины в 20 точках собрано около 500 замеров, из них 125 с информацией о кинематике относительного перемещения бортов разрывных нарушений. Поскольку основная часть наблюдений проведена в кайнозойских отложениях южного борта Иссык-Кульской впадины, то полученные нами данные по напряженно-деформированному состоянию могут быть отнесены к новейшему тектоническому этапу деформирования.

По результатам проведенных расчетов получены основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи и др.) в 10 точках наблюдения. Полученные параметры напряженно-деформированного состояния участка южного борта Иссык-Кульской впадины приведены в таблице № 3 и представлены в виде выходов осей главных напряжений рассчитанных локальных стресс-тензоров в проекции на верхнюю полусферу стереограмм (рис. 19).

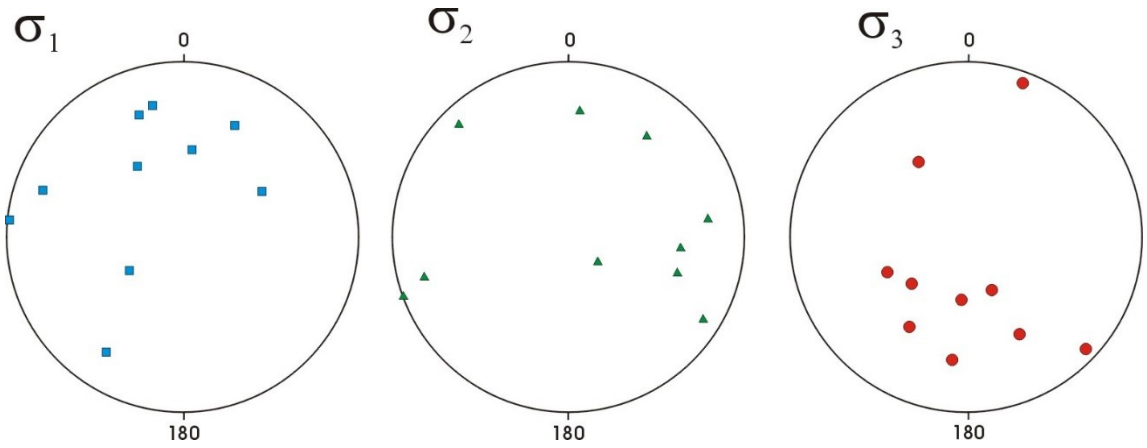


Рис. 19. Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров южной части Иссык-Кульской впадины. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений: σ_1 — минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений

Fig. 19. Orientation of principal stress axes of the local stress tensors of the southern part of Issyk-Kul valley. Stereoplots (upper hemisphere) show the outputs of the principal stress axes: σ_1 — minimum (deviator tension), σ_2 — intermediate and σ_3 — maximum compressive stresses

Ориентировка осей главных напряжений. В изученном районе оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) характеризуются погружением преимущественно в северных румбах довольно часто под крутым углом, а оси минимальных сжимающих напряжений (девиаторного растяжения — σ_1) напротив, имеют погружения в южных румбах с углом погружения от 20° до 60°. Промежуточные оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы в широтном направлении вдоль южного борта Иссык-Кульской впадины.

Тип напряженного состояния. Анализируя полученные типы напряженного состояния, можно сказать, что присутствуют как обстановки горизонтального сжатия, так и обстановки горизонтального растяжения. Кроме того, присутствуют обстановки сдвига в вертикальной/горизонтальной плоскости. В последней упомянутой обстановке возможно формирование взрезовых и/или пологих надвигово-покровных нарушений. Для южной части Иссык-Кульской впадины в работе [Delvaux et al., 2013] также отмечается наличие данного типа напряженного состояния (для которого используется термин «*unknown stress regime*»). Необходимо отметить, что проведенная нами реконструкция не рассматривала изменение ориентировки главных напряжений и типа напряженного состояния в зависимости от возможного доскладчатого положения измеренных геологических стресс-индикаторов. Другими словами, часть обстановок может отражать развернутые ориентировки осей главных напряжений относительно их первоначального положения в момент формирования. Типы напряженного состояния, реконструированные в разных частях антиклинали около пос. Каджи-Сай, показали закономерное изменение от обстановок горизонтального сжатия и сдвига в вертикальной плоскости на северо-западном и юго-восточном крыльях антиклинали (рис. 20) до горизонтального растяжения на северо-восточной периклинали структуры. При этом ось девиаторного растяжения σ_1 ориентирована вдоль шарнира антиклинали, что подтверждается также и расположением трещин отрыва (рис. 21).

По установленным к настоящему времени типам напряженно-деформированного состояния южная часть Иссык-Кульской впадины отличается как от ближайшей к нему восточной части Киргизского хребта, так и расположенной западнее Кочкорской впадины. В двух последних структурах, как уже выше указывалось, преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия. Общим для всех рассматриваемых структур является север–северо-западная ориентация направления

латерального укорочения. Данное направление согласуется с данными по современным движениям земной поверхности, механизмами крупных землетрясений и реконструкциями по сейсмологическим данным, отмечаемым для всего региона в целом [Кузиков, 2014; Ребецкий и др., 2016; Сычева, Мансуров, 2017].

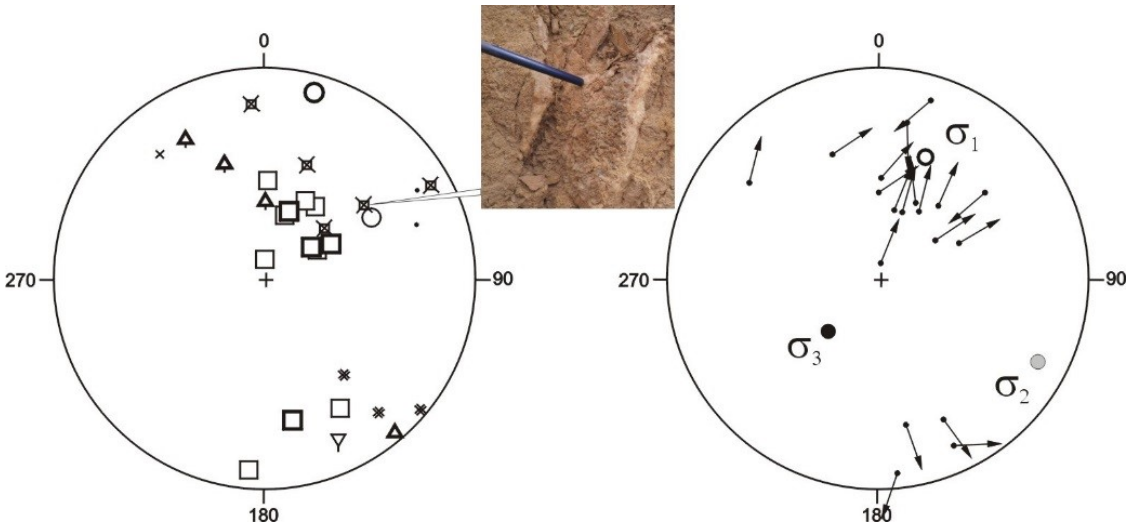


Рис. 20. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных МКА в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 17520 (Каджи-Сай). Ручка на фото указывает на нормаль к трещине отрыва и ее положение близко к рассчитанной оси минимальных сжимающих напряжений (σ_1) на правой диаграмме. Условные обозначения приведены на рис. 9

Fig. 20. Stereoplots (upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis in the Miocene deposits at observation point No. 17520 (Kaji-Sai). The handle in the photo indicates the normal to the break crack and its position is close to the calculated axis of minimum compressive stresses ([alpha] 1) on the right diagram. Refer to Figure 9

Таблица 3
Table 3

Реконструированные параметры палеонапряженного состояния (локальных стресс-тензоров) южной части Иссык-Кульской впадины

Reconstructed parameters of the local stress states of the southern part of Issyk-Kul valley

	№ точки	Координаты точек наблюдения		Возраст отложе-ний	Элементы залегания		σ_1		σ_2		σ_3		Тип напряженного состояния	μ_σ
		с.ш.	в.д.		Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠	Аз. Пд.	∠		
1	14231	42º08.25′	77º11.96′	MZ-KZ	334	70	108	18	309	71	200	6	гор. сдвиг	-0,44
2	14236	42º07.80′	77º10.65′	PZ			95	0	185	30	5	60	гор. растяжение	-0,3
3	15714	42º08.72′	77º10.26′	KZ	140	80 опр.	185	48	74	18	331	37	сдвиг в вертик. плоскости	-0,05
4	15716	42º08.72′	77º10.29′	KZ	335	80 опр.	56	60	218	28	312	8	гор. сжатие	-0,42
5	15717	42º08.75′	77º10.28′	KZ	140	50 опр.	146	50	263	20	6	33	гор. сжатие	-0,12
6	15718	42º09.34′	77º21.22′	KZ	175	65	167	25	276	36	66	50	гор. раст. со сдвигом	0,13
7	15719	42º08.83′	77º10.41′	KZ	325	87	240	46	136	13	34	41	сдвиг в вертик. плоскости	-0,14
8	17520	42º08.85′	77º10.45′	KZ	325	75	205	31	302	12	50	57	гор. растяжение	-0,07
9	17522	42º08.58′	77º09.94′	KZ	185	87	160	27	70	1	338	63	гор. растяжение	-0,01
10	17526	42º08.73′	77º10.30′	KZ	320	82 опр.	34	22	288	35	150	47	гор. растяжение	-0,35

Примечание. В столбцах указаны номер и координаты точки наблюдения; возраст отложений; элементы залегания слоистости (опр. — опрокинутое); реконструированные ориентировки осей главных напряжений (σ_1 — минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений); тип (обстановка) напряженного состояния; коэффициент Лоде — Надаи μ_σ.

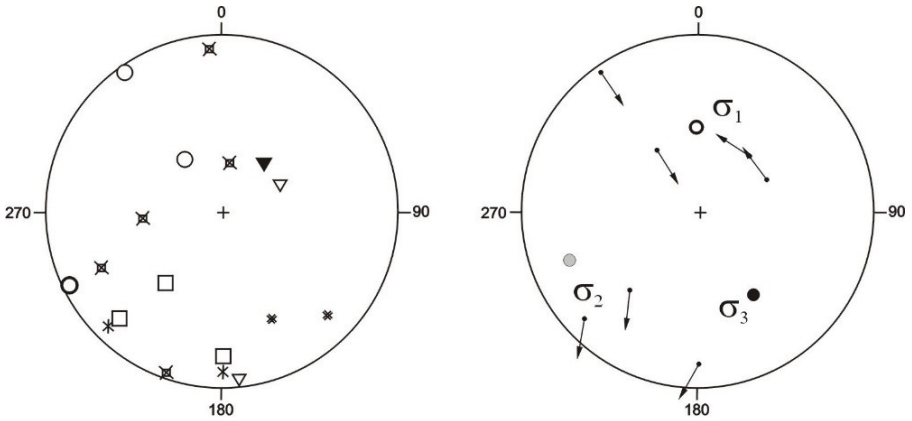


Рис. 21. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных МКА в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 15714 (Каджи-Сай). Условные обозначения приведены на рис. 9

Fig. 21. Stereoplots (stereographic projection on the upper hemisphere) showing the poles of the planes of small structural forms of different kinematic type and the position of principal stress axes determined by the method of cataclastic analysis in the myocene deposits at observation point No. 15714 (Kaji-Sai). Refer to Figure 9

Обсуждение результатов

Применение методов полевой тектонофизики для реконструкции палеонапряжений дополнительно к проведенным ранее сейсмологическими и геодезическими методами реконструкциям современных напряжений/деформаций [Сычева и др., 2005; Кузиков, Мухамедиев, 2010; Ребецкий и др., 2016] позволило уточнить условия деформирования массива горных пород (преобладающие ориентировки главных осей напряжения, геодинамический тип напряженного состояния) в определенных тектонических областях на более длительном временном интервале (неотектоническом этапе). Полученные данные свидетельствуют о значительном разнообразии как преобладающих ориентировок осей главных напряжений, так и геодинамических типов напряженного состояния в пределах северного склона Киргизского хребта. Это согласуется как с данными натурных измерений в горных выработках, так и с данными реконструкций современных напряжений по сейсмологическим данным.

В результате проведенных реконструкций выделено три области со сходными обстановками напряженного состояния на основе рассчитанных определений локальных стресс-состояний. В западной области Киргизского хребта не наблюдается четкого преобладания определенного типа режима, но её особенностью являются наличие взрезовых типов (субгоризонтальна ось σ_2). Для центральной области характерны режимы горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (при субвертикальном положении оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) и субгоризонтальном положении оси минимальных сжимающих напряжений (σ_1). В восточной области преобладают обстановки горизонтального сдвига (оси σ_1 и σ_3 имеют близгоризонтальное положение), что хорошо коррелирует с данными по современному напряженному состоянию земной коры, согласно которым преобладает тип напряженного состояния горизонтальный сдвиг [Ребецкий, Сычева, 2008]. Совпадает и ориентация большего числа реконструированных осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в направлении СЗ-ЮВ. Интересно, что эти области различаются также по строению рельефа [Чедия, 1986]. Для области Киргизского хребта западнее долины р. Аксу характерно развитие довольно пологого склона при отсутствии предгорий. Для центральной области (район НС РАН) присущи максимальные значения высоты водораздела Киргизского хребта (до 4855 м). В восточной части Киргизский хребет понижается и разворачивается в юго-восточном направлении.

Одним из неожиданных результатов реконструкций оказалась во всех изученных областях крайне низкая роль обстановок горизонтального сжатия. Как мы уже отмечали, бóльшая часть локальных стресс-состояний, сформированных в обстановке горизонтального растяжения, приурочена к переходу от Киргизской мегантиклинали к Чуйской впадине. Предположительно это может быть связано: 1) с изменением типа напряженного состояния в переходной зоне этих двух крупных новейших геодинамических структур; 2) с изменением первоначального положения геологических стресс-индикаторов в этой переходной зоне (в результате которого массив горных пород, в котором проводились измерения, на новейшем этапе оказался круто наклонен).

В большинстве точек наблюдения устанавливаются закономерные парагенезы тектонической трещиноватости, свидетельствующие как минимум о двух этапах деформирования (в отдельных случаях подтвержденные пересечениями одних структур другими). Не во всех точках это удалось подтвердить результатами реконструкции с помощью метода катакластического анализа. Так, для Киргизского хребта из 89 точек только в 20 точках реконструировано по два локальных стресс-тензора, что по всей видимости связано с исходными полевыми данными. Поскольку наличие как минимум двух этапов во многих точках четко фиксируется по различающимся структурно-парагенетическим ассоциациям с разным преобладающим простиранием разрывных систем определенной кинематики. Для тех 20 точек наблюдения, где с помощью метода катакластического анализа реконструированы по два разных этапа нагружения, главные оси этих этапов деформации часто имеют сильное расхождение по направлению вплоть до взаимно перпендикулярного. Это хорошо видно и по изменению типа напряженного состояния для вторых определений параметров напряженно-деформированного состояния в точке наблюдения (см. табл. 1). По данным реконструкции современных напряжений такие значительные изменения ориентировки осей главных напряжений наблюдается значительно реже.

Принадлежность как минимум одного из реконструированных этапов деформирования к современному можно определить, исходя из сопоставления результатов нашей реконструкции с результатами реконструкций по сейсмологическим данными и по молодым (кайнозойским) отложениям. Новейший этап деформирования в большей части точек наблюдения характеризуется субмеридиональной (ССЗ) и субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия, субвертикальной ориентацией промежуточной оси и близким к широтному положением оси девиаторного растяжения. Такое положение главных осей соответствует геодинамическому режиму горизонтального сдвига. Вместе с тем, есть и области, где преобладают обстановки горизонтального сжатия также с субмеридиональной (ССЗ) и субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия, но с субвертикальным положением оси девиаторного растяжения. Геодинамический тип напряженного состояния на новейшем этапе закономерно изменяется от предгорий, где он характеризуется режимом горизонтального растяжения, к режимам горизонтального сдвига и сжатия в горной части. Сходная обстановка горизонтального сдвига установлена и в пределах Кочкорской впадины, где реконструировано поле тектонических напряжений с преимущественно субгоризонтальными ориентировками осей максимальных сжимающих напряжений в ССЗ–ЮЮВ направлении. Оси минимальных сжимающих напряжений имеют субширотную и реже субвертикальную ориентацию.

Проведенные исследования показывают, что использование современных тектонофизических методов реконструкции позволяет получить усредненную картину действующих тектонических напряжений на неотектоническом и современном этапах развития региона. Полученные максимумы распределения ориентировок малых структурных форм и рассчитанных на их основе направлений осей главных деформаций/напряжений указывают на современную геодинамическую обстановку. Подобный подход может использоваться для получения данных о напряженно-деформированном состоянии тех участков земной коры, для которых невозможно получить информацию по сейсмологическим данным.

Благодарности

Авторы признательны А.К. Рыбину за помощь в организации полевых работ. Мы искренне благодарим наших коллег, помогавших при проведении полевых работ и при написании данной статьи: Ю.Л. Ребецкого, С.И. Кузикова, В.Н. Сычева, Е.С. Пржиялговского, А.М. Корженкова, В.А. Мухамадееву, А.Н. Калашникова, Е.В. Лаврушину, А.С. Лермонтову, Р.С. Алексеева, Н.С. Гордеева и И.В. Бондаря.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ *09-05-00687а, 12-05-00234а, 12-05-00550а, 15-05-06857а, 15-05-10138к и 17-05-01193а.*

Литература

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР,1959. 265 с.

Гзовский М.В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня // Неотектоника СССР. Рига, 1961. С. 191–203.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геоф. 1960. № 3. С. 353–370.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.

Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.

Корженков А.М. Морфоструктуры и сейсмичность Кочкорской впадины и ее горного обрамления (Северный Тянь-Шань) // Известия НАН КР. 1999. № 3–4. С. 33–39.

Кузиков С.И. Методические задачи и проблемы точности GPS-наблюдений (на примере Бишкекского геодинамического полигона) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 55–69.

Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.

Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С. Трещиноватость гранитов: опыт анализа напряженных состояний сложно дезинтегрированных массивов пород (Тянь-Шань) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы 4-й тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 114–122.

Мамбетов Ш.А. Геоакустический контроль состояния массива горных пород вблизи горных выработок. Фрунзе: Илим, 1978. 173 с.

Мамбетов Ш.А., Ялымов Н.Г. Влияние тектоники на напряженное состояние массива горных пород на территории Киргизии // Исследования по механики скальных пород. Фрунзе: Илим, 1974. С. 6–15.

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта методом катакластического анализа // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы третьей тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ, 2013. Т. 1. С. 219–223.

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Напряженно-деформированное состояние Киргизского хребта по данным изучения геологических стресс-индикаторов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы 4-й тектонофизической конф. 3–7 октября 2016. М.: ИФЗ, 2016. Т. 1. С. 152–161.

Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Строение Туапсинской сдвиговой зоны по тектонофизическим данным // Вестник МГУ, сер. геол. 2016. № 1, С. 41–55.

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А. Тектонические напряжения Кочкорской впадины по данным тектонофизических исследований // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: материалы докл. VII Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 19–24 июня 2017 г. Бишкек: НС РАН, 2018. С. 229–234.

Маринин А.В., Сычева Н.А. Полевые тектонофизические исследования южной части Иссык-Кульской впадины // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: тез. докл. Междунар. Юбилейной науч. конф., г. Бишкек, 3–7 июля 2018 г. Бишкек: НС РАН, 2018. С. 211–212.

Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика.2000. Т. 41, № 7. С. 961–970.

Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН КР. 2003. № 4. С. 50–58.

Омуралиева А., Омуралиев М., Джумабаева А. Локальная скоростная 3D неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, её сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Известия НАН КР. 2009. № 2. С. 32–46.

Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 4. С. 31–50.

Пржиялговский Е.С., *Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 4. С. 417–436.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 3, № 2. С. 237–241.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, вып. 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.А., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. № 3. С. 496–520.

Сим Л.А., Сычева Н.А, Сычев В.Н., Маринин А.В. Новейшее напряженное состояние Северного Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкология внутриконтинентальных орогенов: тез. докл. Пятого Междунар. симп. 19–24 июня 2011. Бишкек: МНИЦ, 2011. Т. 2. С. 87–90.

Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.А., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докл. III Всерос. тектонофиз. конф. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 236–240.

Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2014. № 3. С. 127–41.

Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь–Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62 –78.

Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 809–825.

Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Новая серия. М.: Географгиз, 1948. Т. 3. 221 с.

Angelier J. Determination of mean principal directions of stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. V. 56. P. 17–26.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222.

Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of Central Asia // Tectonophysics. 2012. V. 581. P. 114–131.

А. В. Маринин[1], *Е. В. Деев*[2,3], *Т. Ю. Тверитинова*[4], *Е. В. Поречная*[5]

[1]*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru*
[2]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*
[3]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*
[4]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*
[5]*Российский государственный университет нефти и газа, Москва*

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ КАТУНЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Аннотация

При полевых исследованиях в долине р. Катунь сделано более 1600 измерений разнообразных геологических стресс-индикаторов. По собранным данным с помощью структурно-парагенетического и катакластического методов анализа реконструировано напряженно-деформированное состояние в пределах изученного участка Горного Алтая. По результатам проведенных исследований оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы преимущественно в субмеридиональном или северо-восточном направлении, занимая при этом субгоризонтальное положение. Оси минимальных сжимающих напряжений имеют преимущественно субширотную ориентацию. Почти половина определений локальных стресс-состояний отвечает обстановке горизонтального сдвига. Большая часть полученных результатов согласуется с проведенными ранее реконструкциями по сейсмологическим данным и соответствует, вероятно, неотектоническому этапу развития.

A. V. Marinin[1], *E. V. Deev*[2,3], *T. Yu. Tveritinova*[4], *E. V. Porechnaya*[5]

[1]*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS), marinin@ifz.ru*
[2]*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences*
[3]*Novosibirsk state University, Novosibirsk*
[4]*Faculty of Geology, Moscow State University*
[5]*Gubkin Russian State University of Oil and Gas*

THE FIRST DATA OF PALEOSTRESS RECONSTRUCTIONS IN THE KATUN RIVER VALLEY (GORNY ALTAI)

Abstract

During the field research in the Katun river valley more than 1600 measurements of various geological stress indicators were collected. According to measured data the stress-and-strain state within the studied region of Gorny Altai was reconstructed with the help of structural–paragenetic and cataclastic methods of analysis. According to the results of the studies the axes of maximum compression stresses are oriented subhorizontally in the submeridional or northeast direction. The axes of minimum compressive stresses have a predominantly sub-latitudinal orientation. Almost half of the definitions of local stress states correspond to a horizontal shear. Most of the results are consistent with previous reconstructions based on seismological data and probably correspond to the neotectonic developmental stage.

Горный Алтай представляет внутриконтинентальный ороген с четко проявленной на неотектоническом этапе блоковой структурой и абсолютными высотами горных хребтов более 4000 м. Максимальные амплитуды вертикальных межблоковых движений наблюдаются в зонах сочленения горных хребтов и крупных внутригорных впадин, где они достигают величин 1000–4000 м. Амплитуды вертикальных перемещений между небольшими блоками составляют от первых десятков до нескольких сотен метров. Средняя величина тектонической составляющей современных смещений Горного Алтая (эпоха 2000–2011 гг.) по данным космической геодезии составляет 1.2 мм/год, а перед Чуйским землетрясением 2003 г. в юго-восточной части Горного Алтая зафиксированы аномально высокие значения скоростей смещений до 3–12 мм/год. Постсейсмические движения 2004–2012 гг. повторяют правостороннее смещение в эпицентральной области, при этом значения их скоростей достигают 2–3 мм/год [Тимофеев и др., 2006, 2009, 2014].

Несмотря на множество работ, рассматривающих тектоническое строение Горного Алтая, большинство межблоковых границ слабо охарактеризованы структурно-геологическими данными, позволяющими установить их кинематические и геодинамические характеристики (рис. 1).

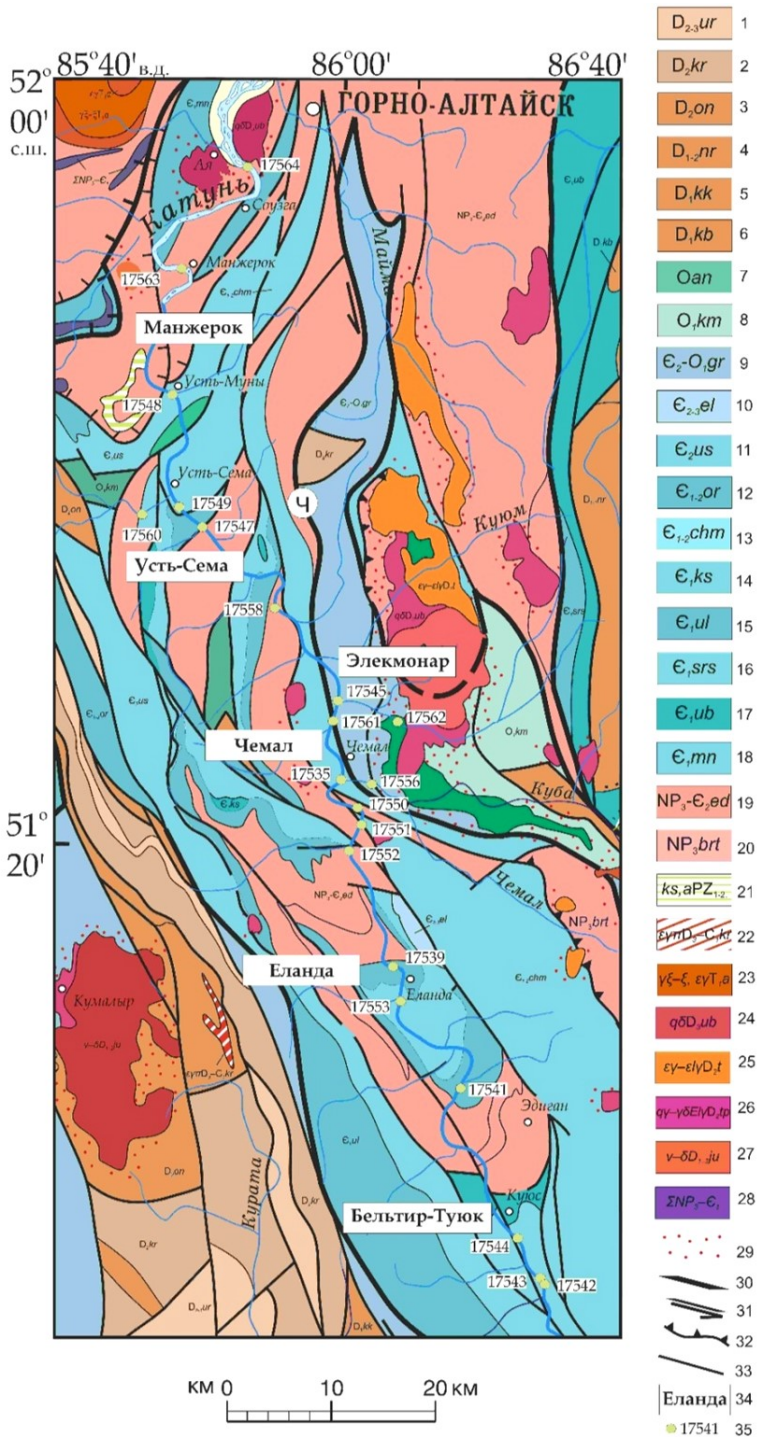


Рис. 1. Схема геологического строения долины р. Катунь с участками и точками полевых тектонофизических наблюдений. Геологическая основа составлена с учетом данных [Федак и др., 2011].

1–6 — девонские отложения: *1* — урсульская свита, *2* — куратинская свита, *3* — онгудайская, *4* — нырнинская свита, *5* — каракудюрская, *6* — кубойская свита; *7–8* — ордовикские отложения: *7* — ануйская серия, *8* — камлакская свита; *9–18* — кембрийские отложения: *9* — горноалтайская серия, *10* — еландинская свита, *11* — усть-семинская свита, *12* — Ороктойский комплекс, *13* — чемальская свита, *14* — каспинская свита, *15* — улусчергинская свита, *16* — сарасинская свита, *17* — убинская свита, *18* — манжерокская свита; *19–20* — докембрийские отложения: *19* — едиганская свита, *20* — баратальская свита; *21* — Чаустинский комплекс кианитовых сланцев, гнейсов, амфиболов; *22–27* — интрузивные образования: *22* — Кокоринский габбро-долерит-риолит-гранитовый комплекс, *23* — Айский сиенит-граносиенит-лейкогранитовый комплекс, *24* — Усть-беловский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс, *25* — Турочакский гранит-лейкогранитовый комплекс, *26* — Топольнинский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс, *27* — Югалинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс; *28* — Терехтинский меланжевый офиолитовый комплекс; *29* — зоны контактового метаморфизма; *30* — главные разломы; *31* — сдвиги; *32* — надвиги; *33* — второстепенные разломы; *34* — участки исследований; *35* — номера точек наблюдения

Fig. 1. Scheme of the geological structure of Katun river valley with areas and observation points. The geologic scheme constructed on the basis of information from data of Fedak et al., 2011.
1–6 — Devonian sediments: *1* — Ursul Formation, *2* — Kuratinsky Formation, *3* — Ongudaysky Formation, *4* — Nyrninsky Formation, *5* — Karakudura Formation, *6* — Cuban Formation; *7–8* — Ordovician deposits: *7* — Anui series, *8* — Kamlak series; *9–18* — Cambrian deposits: *9* — Gorno-Altai series, *10* — Yelandinskaya series, *11* — Ust-Seminskaya series, *12* — Oroktoi complex, *13* — Chemal series, *14* — Caspian series, *15* — Ulusherginskaya series, *16* — Sarasinskaya series, *17* — Ubinskaya series, *18* — Manzherok series; *19–20* — Precambrian sediments: *19* — the Edigan series, *20* — the Baratal formation; *21* — Chaustinsky complex of kyanite schists, gneisses, amphiboles; *22–27* — intrusive formations: *22* — Kokorinsky gabbro-dolerite-rhyolite-granite complex, *23* — Aysky syenite-granosyenite-leucogranite complex, *24* — Ust-Belovsky gabbro-diorite-granodiorite complex, *25* — Turochak granite-leucogranite complex, *26* — Topolninskiy gabbro-granodiorite-granite complex, *27* — Yugalinsky gabbro-diorite-granodiorite complex; *28* — Terekhtinsky melange ophiolite complex; *29* — zones of contact metamorphism; *30* — main faults; *31* — shear; *32* — thrusts; *33* — minor faults; *34* — observation stations; *35* — nos. of observation points

Для их определения в разных частях рассматриваемого региона в 2015, 2017 и 2018 гг. проведены полевые исследования, направленные на сбор сведений по различным геологическим индикаторам тектонических деформаций. В естественных и искусственных обнажениях зафиксированы разнообразные малые структурные формы, которые связаны как с палеозойскими этапами деформирования, так и с более поздними неотектоническими движениями. Особое внимание мы уделяли анализу зеркал скольжения, отрывов, тектонических трещин, жил, кливажа и других малых структурных форм, прямо или косвенно указывающих на ориентацию действовавших тектонических напряжений и преобладающую кинематику разломных зон.

Основная часть полевых наблюдений (рис. 1) была сосредоточена в зоне вытянутого в меридиональном направлении на 200 км Катунского разлома, образующего вместе с оперяющими разломами зону растяжения шириной до 20–40 км [Деев и др., 2012, 2015]. Катунский разлом разными исследователями трактуется как правый сдвиг [Yin, 2010] или как раздвиг [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Deev et al., 2019]. В северной части Горного Алтая вдоль разлома выделяется несколько приразломных грабенов — Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский [Деев и др., 2012; Deev et al., 2019]. По Катунскому разлому заложена долина р. Катунь (рис. 2), а оперяющие его разрывы контролируют притоки.



Рис. 2. Река Катунь около пос. Чемал

Fig. 2. The Katun river valley near Chemal

Неотектоническая активность Катунского разлома подчеркнута резким понижением местного базиса эрозии для ряда притоков р. Катунь — рек Камышла, Соузга и Бельтертуюк, в результате чего они имеют невыработанный профиль равновесия, обрываясь к Катуни крутопадающими участками или водопадами. Инструментальные сейсмологические наблюдения и исторические данные указывают, что с зоной Катунского разлома связаны несколько десятков землетрясений с магнитудами M = 3.0–4.0, три землетрясения имеют магнитуды в диапазоне M = 4.1–5.0 и одно с магнитудой M = 6.0.

Согласно палеосейсмологическим исследованиям, в позднем плейстоцене — голоцене здесь неоднократно происходили землетрясения с M ≥ 5–5.5 [Деев и др., 2012, 2015; Deev et al., 2019; Деев, 2019].

В разрезах четвертичных отложений выявлены вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиты), которые указывают на то, что с южной частью Катунского разлома (Яломанский грабен) связана очаговая зона палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет (Mw = 7.2–7.6, I = X–XI баллов), следы землетрясений и их кластеров с M ≥ 5–5.5 и I ≥ VI–VII баллов, которые произошли около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 тыс. лет назад (с повторяемостью около 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет назад [Деев и др., 2015; Деев, 2019; Deev et al., 2019]. Археосейсмологические исследования показали, что с северной частью Катунского разлома (Манжерокский грабен) связано землетрясение с I ≥ V баллов, нарушившее конструкцию кургана Чултуков Лог-1 в период с IV в. до н.э. по начало I в. н.э. [Деев и др., 2012; Deev et al., 2019; Деев, 2019].

Для реконструкции ориентировки осей палеонапряжений в северной части Катунского разлома были произведены структурные измерения в пределах вдольбереговых обнажений, на участке от пос. Рыбалка до правого притока р. Катунь — р. Бельтиртуюк. Особое внимание при измерениях уделялось зеркалам скольжения с установленными относительными перемещениями их крыльев (рис. 3).



Рис. 3. Зеркало скольжения левосдвиговой кинематики в долине р. Катунь

Fig. 3. Slickenside with sinistral strike slip in the Katun river valley

Обработка данных полевых замеров зеркал скольжения производилась с помощью метода катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017]. Метод позволяет определить количественные характеристики напряженно-деформированного состояния в точке наблюдения: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде — Надаи. Применяемая для расчетов компьютерная программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, использует принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, для достижения максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз. Основные этапы сбора и обработки данных в рамках метода показаны на рис. 4. Результатом реконструкции с помощью катакластического метода является рассчитанные параметры локальных стресс-тензоров (рис. 5, справа).

Анализ полученных систем малых разрывных нарушений разных кинематических типов и тектонической трещиноватости с их последующим объединением в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) проведен с использованием структурно-парагенетического метода Л.М. Расцветаева [1987]. Положение осей главных напряжений при помощи метода структурно-парагенетического анализа основывалось на сравнении полученных стереографических диаграмм с распределением полюсов геологических индикаторов деформаций (см. рис. 5, слева) со структурными рисунками типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений [Расцветаев, 1987].



Рис. 4. Основные этапы сбора и обработки данных по геологическим индикаторам деформаций

Fig. 4. The main stages of collecting and processing data on geological stress indicators

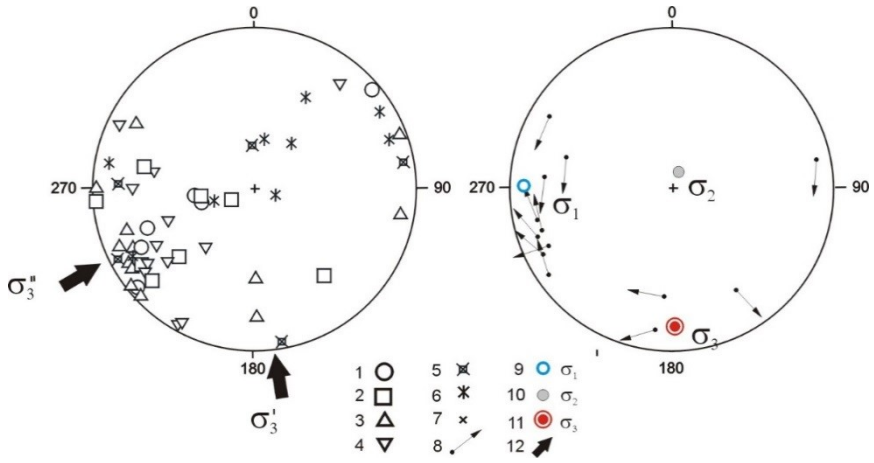


Рис. 5. Пример полевых структурных наблюдений и реконструкции положения осей главных напряжений в долине р. Катунь (т.н. 17542).

На круговых диаграммах в стереографической проекции на верхнюю полусферу показаны: *1–7* — полюса малых структурных форм с преимущественным типом перемещения: *1* — взбросы, *2* — сбросы, *3* — правые сдвиги, *4* — левые сдвиги, *5* — отрывы, *6* — жилы, *7* — элементы залегания слоистости (нормальное); *8* — направление относительного перемещения висячего блока для разрывных нарушений и зеркал скольжения, которые были использованы для реконструкции напряженно-деформированного состояния с помощью метода катакластического анализа; *9–11* — оси главных нормальных напряжений реконструированные с помощью метода катакластического анализа: *9* — минимальных, *10* — промежуточных, *11* — максимальных, *12* — направление максимального сжатия по данным структурно-парагенетического анализа тектонической трещиноватости

Fig. 5. An example of field structural observations and reconstruction of the position of the main axes in the Katun river valley (o.p. № 17542).

The stereoplot (stereographic projection to the upper hemisphere) show: *1–7* — poles of small structural forms with a predominant type of movement: *1* — reverse faults, *2* — normal faults, *3* — dextral strike slips, *4* — sinistral strike slips, *5* — detachments, 6 — veins, 7 — dip and strike of bedding (normal); 8 — slip direction of the hanging wall in the poles of tectonic cracks with structural-kinematic data (slicken-side surfaces) being used in reconstruction; *9–11* — orientations of the axes of main normal stresses: *9* — minimum (tension), *10* — intermediate, *11* — maximum (compression); *12* — direction of maximum compression according to structural paragenetic analysis

При полевых исследованиях в районе долины р. Катунь было сделано более 1600 измерений разнообразных геологических стресс-индикаторов. Процентное соотношение задокументированных структурных форм представлено на рис. 6. Обращает на себя внимание большое количество сдвиговых зеркал скольжения с преимущественным перемещением крыльев в латеральном направлении (около 36 процентов). Пространственная ориентировка большинства дизъюнктивных нарушений совпадает с региональным структурным планом простирания основных тектонических структур в северо-западном направлении (рис. 7).

Северо-западное простирание характерно для правосдвиговых, пологих взбросо-надвиговых, крутых взбросовых и сбросовых нарушений. Левосдвиговые нарушения образуют максимумы, связанные как с северо-западным, так и северо-восточным простиранием. Плоскости сместителей небольших разрывов помимо общего северо-западного направления часто имеют северо-восточное простирание. Для отрывных систем характерна преимущественно субмеридиональная (до ССЗ) ориентировка, которая близка к направлению долины р. Катунь. Жилы часто также имеют меридиональное простирание, но более проявлены системы широтного простирания как субвертикальные, так и с падением в северных румбах

под углом 60–70°. Тектоническая трещиноватость образует три основных максимума с падением плоскостей трещин ЮВ 150º∠80º, ЮЗ 240º∠80º и СЗ 345º∠45º. Интересно, что плоскости сланцеватости, собранные на разных участках, имеют выдержанную меридиональную (до ССЗ) ориентировку.

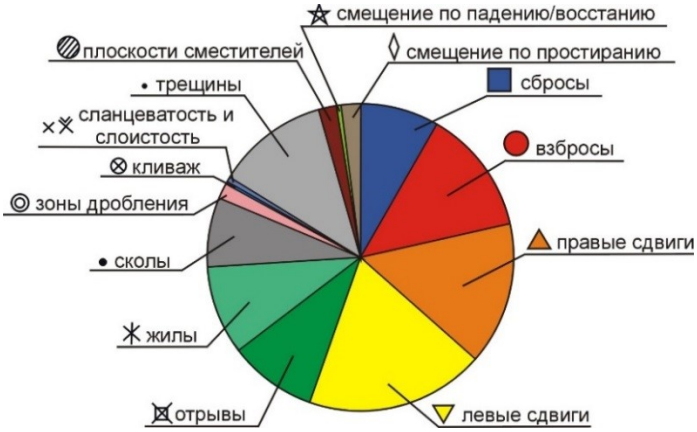


Рис. 6. Диаграмма, показывающая процентное соотношение измеренных при полевых исследованиях в долине р. Катунь малых структурных форм: зеркала скольжения по кинематическому типу (сбросы, взбросы, правые сдвиги, левые сдвиги, смещения преимущественно по простиранию, смещения преимущественно по падению-восстанию), отрывы; жилы; сколы; зоны дробления; плоскости кливажа; плоскости слоистости/ сланцеватости; тектонические трещины; плоскости сместителей/разрывов.
Всего 1396 измерений

Fig. 6. A chart showing the percentage of measurements during field research in the Katun river valley of small structural forms: kinematic of slickenside surfaces (normal faults, reverse faults, right-lateral strike slips, left-lateral strike slips, displacements along strike, displacements along dipping, tension gashes; veins; shear fractures; shatter zones; cleavage; bedding/schistosity, tectonic cracks; fault planes displacement/discontinuity planes
Total: 1396 measurements

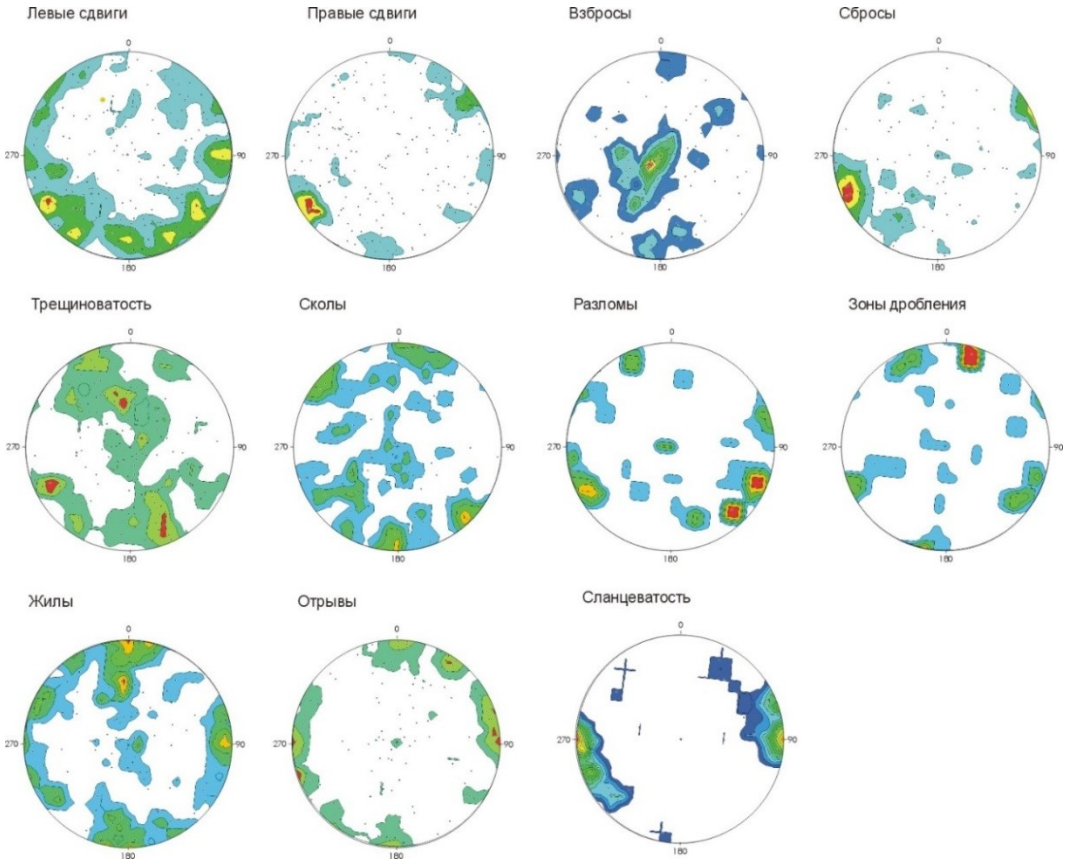


Рис. 7. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения полюсов малых структурных форм разных кинематических типов, которые были собраны при полевых исследованиях в долине р. Катунь, а также их плотностное распределение. Плотностные максимумы полюсов окрашены в красные и желтые тона. Для построения диаграмм использовалась программа *Stereonet*

Fig. 7. Stereoplots (stereographic projection to the upper hemisphere) for reconstructed poles of small structural forms of different kinematic types, which were collected during field studies in the Katun river valley. There is a density distribution. The density maxima of the poles are colored in red and yellow. For the construction of stereoplots, the program Stereonet was used

По результатам проведенной реконструкции с использованием метода катакластического анализа установлено, что для изученной части Горного Алтая характерна высокая вариабельность положения осей главных напряжений (рис. 8). Вместе с тем выделяются некоторые преобладающие направления данных осей. Для оси максимального сжатия характерно субмеридиональное и северо-восточное направление при субгоризонтальном положении. Ось девиаторного растяжения ориентирована в субширотном направлении. Промежуточная ось главных напряжений ориентирована субвертикально, отвечая таким образом обстановке горизонтального сдвига.

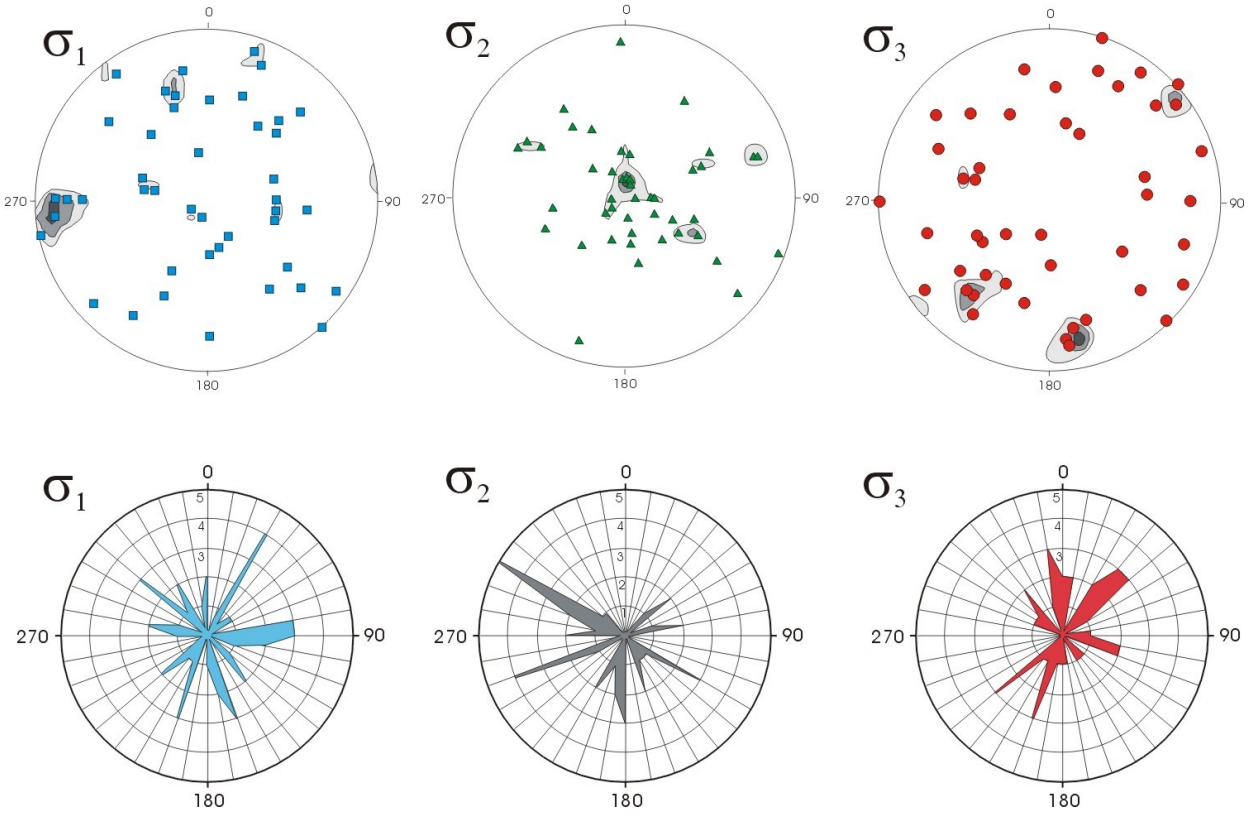


Рис. 8. Ориентировка осей главных напряжений Горного Алтая по данным проведенной реконструкции при помощи метода катакластического анализа геологических стресс-индикаторов. В верхнем ряду на круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано положение осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. В нижнем ряду расположены розы-диаграммы распределения азимутов погружения (с шагом 10°) осей главных напряжений. Оси главных напряжений: σ_1 — минимальных (растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных (сжатие) сжимающих напряжений

Fig. 8. Orientation of the principal stress axes in Gorny Altai according to the reconstruction carried out using the method of cataclastic analysis of geological stress indicators. The position of the axes of the main stresses and the density maxima of their distribution are shown in the upper row on the stereoplots (stereographic projection to the upper hemisphere). The lower row represents the dip angles of the respective axes. Principal stress axes: σ_1 — minimum compression (deviatory tension); σ_2 — intermediate; and σ_3 — maximum compression stresses

Метод структурно-парагенетического анализа тектонической трещиноватости устанавливает также преобладание парагенезов, связанных с меридиональным направлением максимального сжатия. Менее проявлены парагенезы СВ и СЗ сжатия, а парагенезы широтного сжатия примерно в два раза менее распространены нежели связанные с наиболее проявленным меридиональным сжатием. Следует сказать, что в работе [Delvaux et al., 2013] все эти основные ориентировки максимального горизонтального сжатия увязываются с тремя стадиями деформирования региона, которые проявлены на неотектоническом этапе: субширотная в эоцен-олигоценовое время, субмеридиональная и северо-западная в позднеплиоцен — раннеплейстоценовое время, а северо-восточная в среднеплейстоцен-голоценовое время. Однако проведенные нами исследования показывают, что необходимо осторожно подходить к выделению временных стадий с единообразной ориентировкой максимального сжатия для всего исследованного региона [Ребецкий и др., 2019].

По результатам проведенной реконструкции видно, что вариация положения осей главных напряжений значительно уменьшается при рассмотрении территориально близких участков наблюдения вдоль Катунского разлома (рис. 9). В самых северных Манжерокском и Усть-Семинском участках преобладают ССЗ и СЗ ориентации оси максимального сжатия. В центральной части, на Чемальском и Еландинском участках наблюдения, установлены СВ и ССВ направления максимального сжатия. На юге доминирует субмеридиональное направление максимального сжатия.

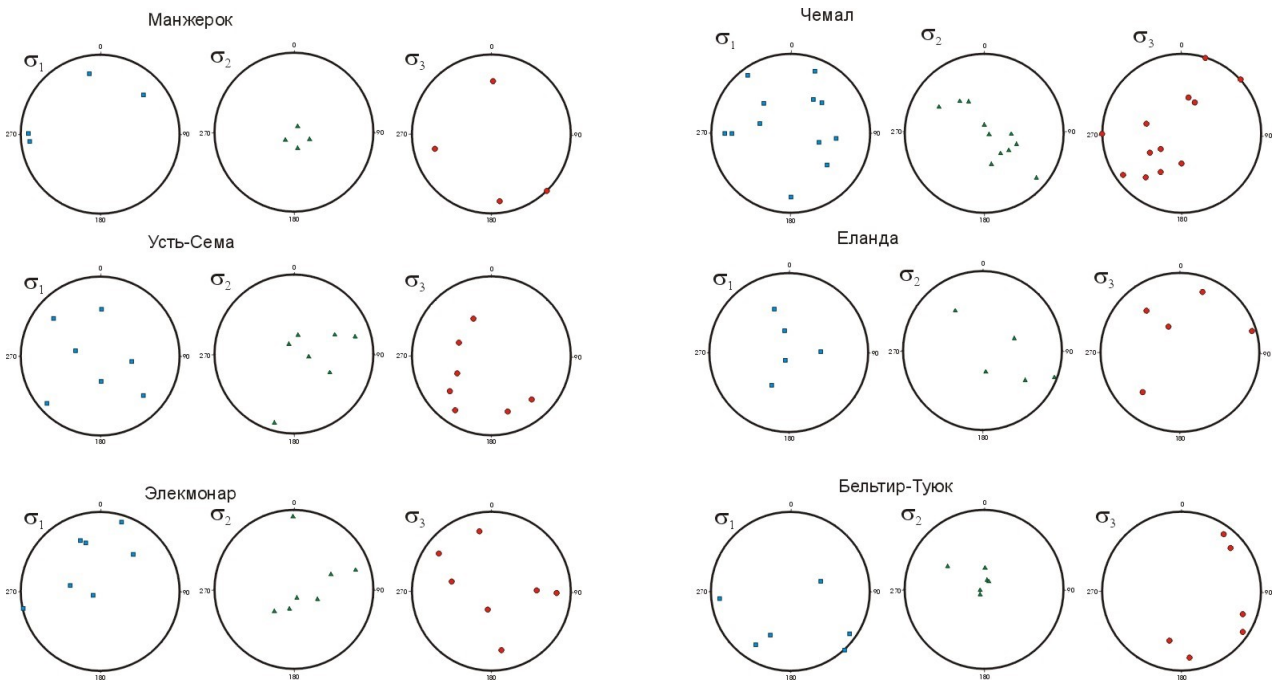


Рис. 9. Ориентировка осей главных напряжений на разных участках по данным проведенной реконструкции (от пос. Манжерок на севере до сел. Бельтир-Туюк на юге). На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано положение осей главных напряжений. Оси главных напряжений: σ_1 — минимальных (растяжение), σ_2 — промежуточных и σ_3 — максимальных (сжатие) сжимающих напряжений

Fig. 9. Orientation of the stress-axes in different sections according to the reconstruction (from Manzherok in the north to Beltir-Tuyuk in the south). Stereoplots (stereographic projection to the upper hemisphere) show the position of the principal axes. Principal axes: σ_1 — minimum compression (deviatory tension); σ_2 — intermediate; and σ_3 — maximum compression stresses

По типу напряженного состояния, определяемого пространственным положением осей главных напряжений, ярко преобладают обстановки горизонтального сдвига (субгоризонтальное положение осей максимальных и минимальных сжимающих напряжений). Число локальных стресс-состояний с данным типом составляет почти половину от общего количества реконструированных (рис. 10). Существенно меньше обстановок горизонтального сжатия (шесть определений) и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом (5 определений). Горизонтальное растяжение и горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом, характеризующееся субвертикальным положением оси максимального сжатия, встречаются еще реже.

Установленные нами характеристики напряженно-деформированного состояния верхних горизонтов земной коры изученной области Горного Алтая близки к установленным ранее при анализе сейсмологических данных [Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2008; Ребецкий и др., 2013], по которым также устанавливается преобладание субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия (в обстановках горизонтального сдвига и реже горизонтального сжатия). При этом следует отметить, что отчетливо проявленный при реконструкции палеонапряжений максимум с северо-восточной ориентацией оси максимального сжатия намного слабее проявлен на диаграммах, полученных на основе анализа современного напряженного состояния по сейсмологическим данным для территории Горного Алтая (см. рис. 8 и 11). Необходимо отметить, что именно для района наших полевых исследований оказалось недостаточно данных для проведения реконструкции напряженно-деформированного состояния по сейсмологическим данным (см. рис. 11). Полученные по геологическим стресс-индикаторам характеристики локальных стресс-тензоров,

которые близки как по ориентировке, так и по типу напряженного состояния к данным реконструкции, проведенных с использованием сейсмологических данных по смежным территориям Горного Алтая, говорят о возможности, во-первых, сопоставить часть этих стресс-индикаторов с неотектоническими движениями, а во-вторых, использовать их для детализации районирования при реконструкциях по данным о механизмах очагов землетрясений.

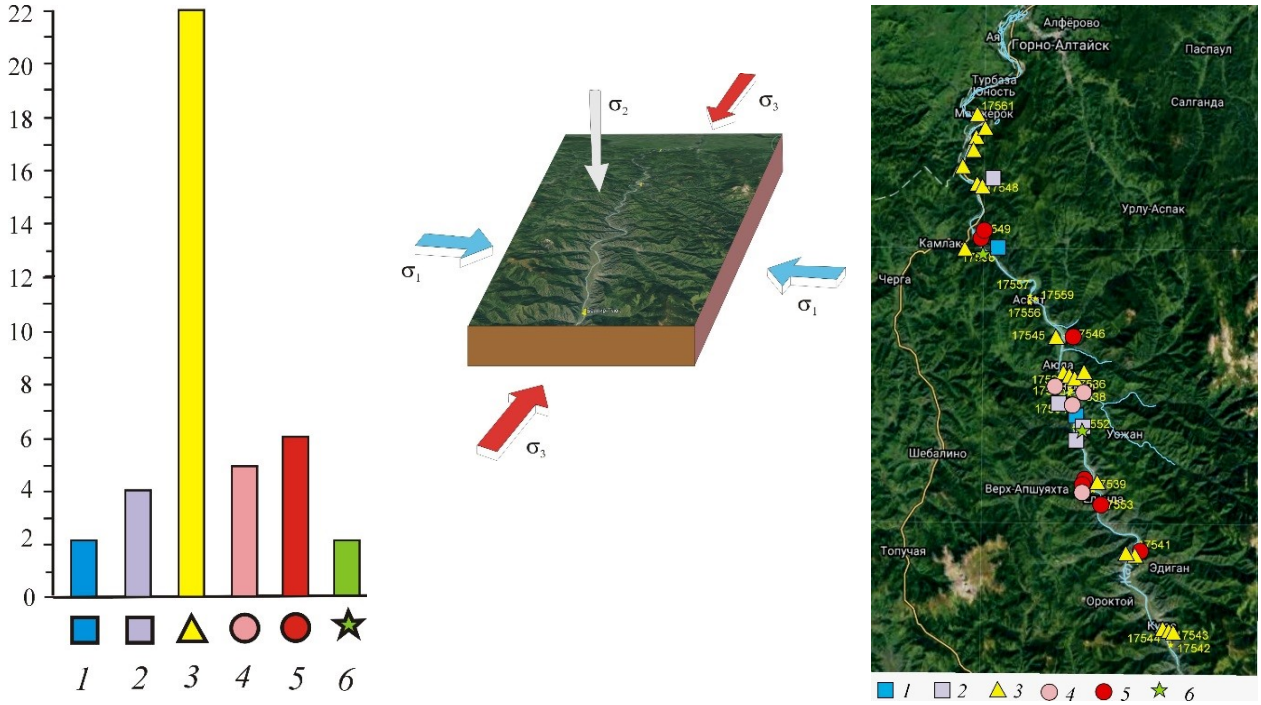


Рис. 10. Типы напряженного состояния исследованной области в долине р. Катунь. На диаграмме (слева) и на карте (справа) показано количество и расположение локальных стресс-состояний с определенным типом напряженного состояния:
1 — горизонтального растяжения; *2* — горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом; *3* — горизонтального сдвига; *4* — горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом; *5* — горизонтального сжатия; *6* — сдвига в вертикальной плоскости. В центре на блок-диаграмме показана ориентация осей главных напряжений регионального геодинамического режима

Fig. 10. Types of stress state of the Katun river valley. The diagram (left) and the map (right) show the number and location of local stress states with a certain type of stress state:
1 — horizontal tension; *2* — horizontal tension combined with shear; *3* — horizontal shear; *4* — horizontal compression combined with a shear; *5* — horizontal compression; *6* — shear in vertical plane. In the center the diagram shows the orientation of the principal stress axes

Проведенными исследованиями подтверждается существенный вклад в формирование блоковой структуры Горного Алтая сдвиговых перемещений, а также связанными с ними локальными обстановками горизонтального сжатия и растяжения [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Новиков, 2001; Thomas et al., 2002; Deev et al., 2017]. Помимо новообразованных разломов в региональном сдвиговом рисунке принимают участие активизированные участки разломных зон, которые определяли структурный план Горного Алтая в палеозойское и мезозойское время [Dobretsov et al., 1996].

Реконструированное положение осей напряжений и тип напряженного состояния для каждой точки наблюдений хорошо согласуются с четвертичной структурой Катунского разлома. В местах сужения долины реки преобладают геодинамические типы горизонтального сдвига, сдвига со сжатием, сдвига в вертикальной плоскости и горизонтального сжатия. В местах расширения долины реки, соответствующих приразломным грабенам, выявлены обстановки горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом. Соответственно, можно сделать вывод о том, что Катунский разлом развивался как сдвиг, а приразломные грабены как структуры типа pull-apart. Важно отметить, что реконструированное в северной части Катунского разлома северо-западное направление максимального сжатия при движении на юг меняет свою ориентировку на север-северо-восточную, что согласуется с реконструкциями напряженного состояния на основе сейсмологических данных

[Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2008, 2013]. Изменение напряженно-деформированного состояния в разных частях Катунского разлома обуславливает его кинематические проявления в виде раздвиговой и правосдвиговой составляющих, отмечаемые разными исследователями.

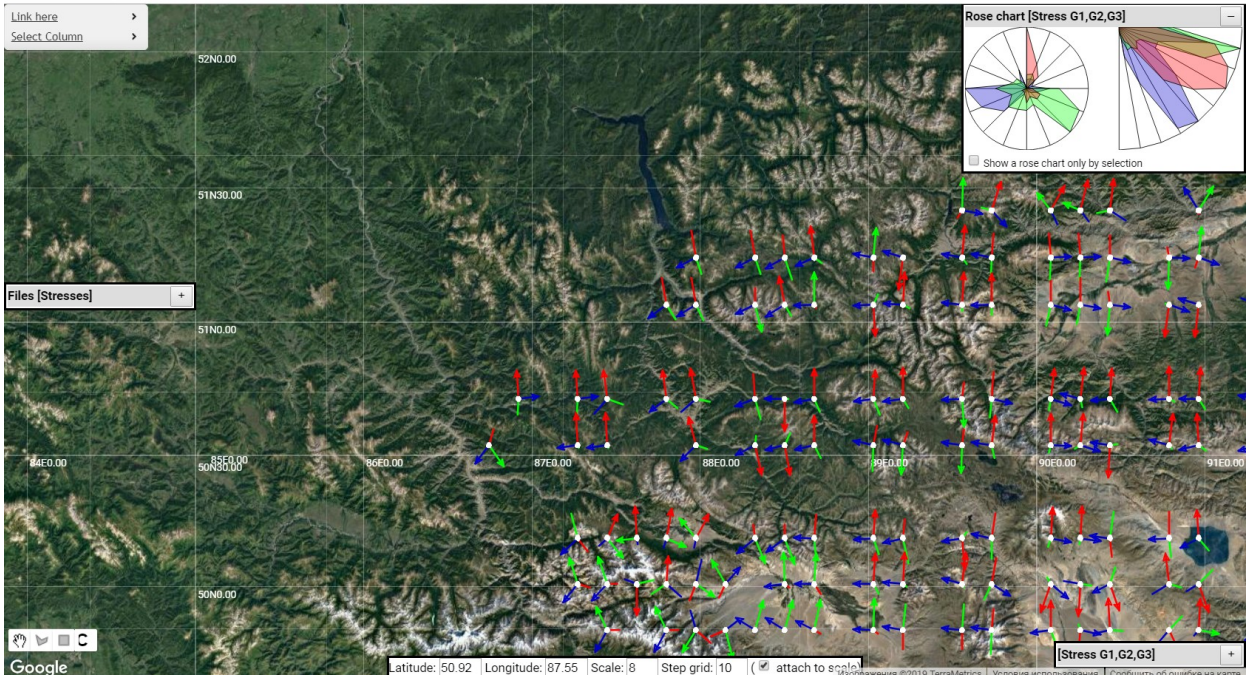


Рис. 11. Результаты реконструкции положения осей главных напряжений по сейсмологическим данным в регионе Горного Алтая (web-ресурс shark.ifz.ru, разрабатываемый в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН). Стрелки направлены по погружению осей главных напряжений: σ_1 — минимальных (синий цвет), σ_2 — промежуточных (зеленый цвет) и σ_3 — максимальных сжимающих напряжений (красный цвет). Длина стрелок указывает на угол погружения: при крутом погружении стрелки короткие, а при пологом — длинные. На врезке к карте показана роза-диаграмма азимутов погружения осей (для показанного региона): максимальных (красная заливка), промежуточных (зеленая заливка) и минимальных (синяя заливка) сжимающих напряжений

Fig. 11. The results of reconstruction of the principal stress axes position using seismological data (web-resource shark.ifz.ru developed at the tectonophysics laboratory of the Schmidt Institute of Physics of the Earth). The arrows are directed along the axis of the principal stresses: σ_1 — minimum (blue), σ_2 — intermediate (green) and σ_3 — maximum compressive stress (red). The length of the arrows indicates the angle of dipping: the arrows are short when the dive is steep and they are long when the dive is gentle. The inset to the map shows a rose diagram of the azimuths of the axis dipping (for the region shown): maximum (red fill), intermediate (green fill) and minimum (blue fill) compressive stresses

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов *№ 17-05-01193а и № 18-05-00389а.*

Литература

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 692–723.

Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 9. С. 1154–1168.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1601–1620.

Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 71–74.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1377–1388.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2, С. 173–235.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением 2003 года // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ, 2008. С. 245–299.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути её решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 860–880.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 8. С. 923–937.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 1. С. 45–55.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Лунев Б.В. Поля смещений блоков Алтае-Саянского региона и эффективные реологические параметры земной коры // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 481–497.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.

Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист M-45 — Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies. International Geology Review. 2017. V. 59 (3). P. 293–310.

Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 203. P. 68–89.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt; effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // International Geology Review. 1996. V. 38, No. 5. P. 430–466.

Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D., Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 119–137.

Yin A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. V. 488. P. 293–325.

Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, reb@ifz.ru

МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ КОРОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ. РОЛЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ, ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ИЗОСТАЗИИ

Аннотация

Обсуждаются факторы, определяющие генерации напряжений в земной коре, которые ускользнули от внимания в рамках превалирующей сегодня парадигмы тектоники литосферных плит. Показано, что процесс «откапывания» — эксгумации горных пород (сочетание восходящих движений в коре с денудационно-экзогенными процессами) приводит к формированию в верхней части коры аномально высокого уровня напряжений горизонтального сжатия. Показана возможность учета этого механизма генезиса напряжений горизонтального сжатия для реологии вязко-упругого тела (модель Максвелла) в упрощенной форме. В рамках этого подхода построено приближение уравнения вязкого течения Навье — Стокса, в котором имеется член, определяющий влияние упругого изменения объема в поле силы тяжести. Полученное уравнение зависит от параметра, что говорит о возможности возникновение неустойчивого состояния при определенном виде краевых условий, прямо не связанными с краевой задачей механики. При этом эрозионные процессы могут оказаться именно такими процессами, способными привести к потере устойчивости. Установлена роль стремления литосферы к изостазии на возникновение колебательных процессов. Показано, что при активном нагружении в верхней мантии (мелкомасштабная тепло-гравитационная конвекция) каждая из границ скачка плотности в тектоносфере способна генерировать акт инверсии скорости для вышележащих границ.

Yu. L. Rebetsky

Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, reb@ifz.ru

MECHANISMS OF CRUSTAL STRESS GENERATION. ROLE OF VERTICAL MOVEMENTS, EXOGENOUS PROCESSES AND ISOSTASY

Annotation

The causes of stress generation in the earth's crust, which have escaped attention in the framework of the prevailing paradigm of lithospheric plate tectonics, are discussed. It is shown that the process of "digging out" of rocks (the combination of upward movements in the crust with denudation-exogenous processes) leads to the formation in the upper part of the crust of an abnormally high level of horizontal compression stresses. The possibility of taking into account this mechanism of genesis of horizontal compression stresses for the rheology of a viscoelastic body (Maxwell model) in a simplified form. Within the framework of this approach, an approximation of the Navier — Stokes viscous flow equation is constructed, in which there is a term determining the effect of elastic volume change in the gravity field. The resulting equation depends on the parameter, which suggests the possibility of an unstable state under a certain type of boundary conditions, which are not directly related to the boundary value problem of mechanics. In this case, erosion processes can be just such processes that can lead to a loss of stability. The role of isostatic processes on the occurrence of oscillatory processes is established. It is shown that under active loading in the upper mantle (small-scale heat-gravitational convection), each of the boundaries of the density jump in the tectonosphere is able to generate an act of velocity inversion for the overlying boundaries.

Очень часто, когда речь идет о коровых или литосферных напряжениях, считается, что они рождаются на границах литосферных плит и их значение и знак (растяжение или сжатие) зависит от движения плит. С другой стороны, существует устойчивое мнение, что сила тяжести всегда создает напряженное состояние, в котором горизонтальное сжатие меньше либо равно вертикальному. При таком подходе любое отличие природного напряженного состояния от заявленного выше объясняют внешними факторами воздействия, т.е. движениями плит.

Здесь будет показано, что это не соответствует реальной роли силы тяжести. Будет также показано, что вертикальные движения, вызываемые мелкомасштабной конвекцией в верхней мантии, и экзогенные процессы можно рассматривать как явления, определяющие формирование напряжений аномального горизонтального сжатия.

Формировании избыточных напряжений горизонтального сжатия в областях поднятия

В геодинамике [Лобковский и др., 2004] и в горном деле [Brown, Hoek, 2002; Savchenko, Gorbatsevich, 2012] наиболее вероятной причиной формирования больших величин напряжений горизонтального сжатия принято считать движение литосферных плит. Простые физические соображения позволяют предположить, что на больших расстояниях от границ плит результирующие (сумма гравитационного напряженного состояния и дальнодействующего давления) напряжения бокового сжатия будут стремиться распределиться по глубине коры равномерно. Можно ожидать, что отклонение от этого правила будет наблюдаться вблизи границ плит, где развиты надвиговые и поддвиговые разрывы. Кроме того, уровень этих напряжений должен ослабевать по мере удаления от границ плит в силу расширения дуги влияния, вдоль которой будут действовать сжимающие напряжения.

В работах [Voigth, Pierre, 1974; Гудман, 1987; Ребецкий, 2008а, б] были рассмотрены геомеханические соотношения, обеспечивающие возможность формирования остаточных напряжений в областях действия только ГНС. Появление этих напряжений связывали:

1) с деформированием пород под действием собственного веса при отсутствии возможности бокового расширения;

2) с появлением на больших глубинах в породах необратимых деформаций, создающих дополнительное горизонтальное сжатие по сравнению с упругой моделью Динника [1926];

3) наличие восходящих движений в земной коре, сопровождающихся денудацией поверхности и приводящих к частичной вертикальной разгрузке пород.

Начальное гравитационное напряженное состояние. Напряженное состояние коры, отвечающее действию только массовых сил, имеет два глубинных уровня, характеризующих разную реакцию пород на нагружение. В верхней части коры (в зависимости от флюидного режима: сотни метров — 1–2 км) за пределами разломных зон породы в условиях действия только гравитационного напряженного состояния (ГНС) могут деформироваться только упруго, а в более глубоких горизонтах формируются необратимые деформации. В работах [Ребецкий, 2008а, б] приведены выражения для оценки напряжений ГНС на разных глубинах. На рис. 1, *а*, показано изменение напряжений в элементарном объеме пород осадочного бассейна, который вначале испытывал погружение и увеличение напряжений вертикального и горизонтального сжатия (стадия осадконакопления), а затем упругую разгрузку, вызванную эксгумацией.

В верхней части разреза — области чисто упругого деформирования, наблюдается самый быстрый линейный рост с глубиной уровня девиаторных напряжений и значений максимальных касательных напряжений. На рис. 1, *а*, этому участку коры отвечает прямая линия ОА [Динник, 1926]. Вертикальные напряжения для ГНС рассматриваемой стадии всегда являются активными и представляют собой главные сжимающие напряжения ($\boldsymbol{\sigma}_{zz} = \boldsymbol{\sigma}_3$), в то время как горизонтальные — реактивные напряжения ($\boldsymbol{\sigma}_{xx} = \boldsymbol{\sigma}_{yy} = \boldsymbol{\sigma}_1 = \boldsymbol{\sigma}_2$), порожденные боковым стеснением пород ($\boldsymbol{\varepsilon}_{xx} = \boldsymbol{\varepsilon}_{yy} = 0$), определяющие невозможность их свободного деформирования в горизонтальном направлении. Соотношение между горизонтальными и вертикальными напряжениями определяется отношением $\boldsymbol{\nu}/(1 - \boldsymbol{\nu})$, где $\boldsymbol{\nu}$ — коэффициент Пуассона. Оно всегда меньше единицы.

Рост с глубиной разности вертикальных и горизонтальных (дифференциальных) напряжений ГНС в конечном итоге приводит к нарушению упругого равновесного состояния пород по двум наиболее вероятным причинам: 1) хрупкое разрушение; 2) достижение предела упругости. Существует гипотеза [Николаевский, 1979], хорошо отвечающая наблюдаемым данным, согласно которой для пород коры достижение истинного пластического состояния (формирование необратимых деформаций за счет внутризернового или внутрикристаллического дислокационного течения) наблюдается на границе Мохо. Поэтому нарушение упругого равновесного состояния в породах верхней и средней коры возникает из-за формирования и активизации множества разномасштабных дефектов хрупкой прочности — трещин. В породах возникает катакластическая текучесть, что приводит к появлению необратимых деформаций, вызванных трещинным течением (смещение по множеству разноориентированных трещин при соответствующем масштабе усреднения деформаций выглядит подобным пластическому течению).

В области катакластической текучести (ниже глубины $\boldsymbol{H}_p$) там, где выполняется предельное соотношение Кулон — Мора, рост с глубиной дифференциальных напряжений замедляется. Это происходит из-за необходимости выполнения предела текучести при одновременном

квазипостоянстве вертикальных напряжений, которые близки к литостатическому давлению (вес породы на данной глубине). Такое сочетание условий приводит к тому, что в массиве появляются дополнительные напряжения горизонтального сжатия **Δσ**. Эти напряжения добавляются к тем напряжениям сжатия, которые действовали бы на этой глубине, если ГНС было бы чисто упругим. При глубинах более $\boldsymbol{H_p}$ отношение горизонтальных нормальных напряжений к вертикальному напряжению будет больше, чем в случае чистого упругого состояния. На рис. 1, *а*, этому глубинному уровню напряжений отвечает линия **AB**, которая является прямой при постоянном отношения флюидного давления к литостатическому давлению.

Изменения напряженного состояния при вертикальном перемещении горных пород, сопровождающимся эрозией поверхности. В случае эксгумации породы, вызванной вертикальными восходящими движениями и денудацией поверхности на величину ***dH***, вертикальная нагрузка, действующая на элементарный объем геосреды, уменьшается. Согласно уравнениям механики разгрузка будет происходить *по упругому закону* (линия **BCD** на рис. 1, *а*).

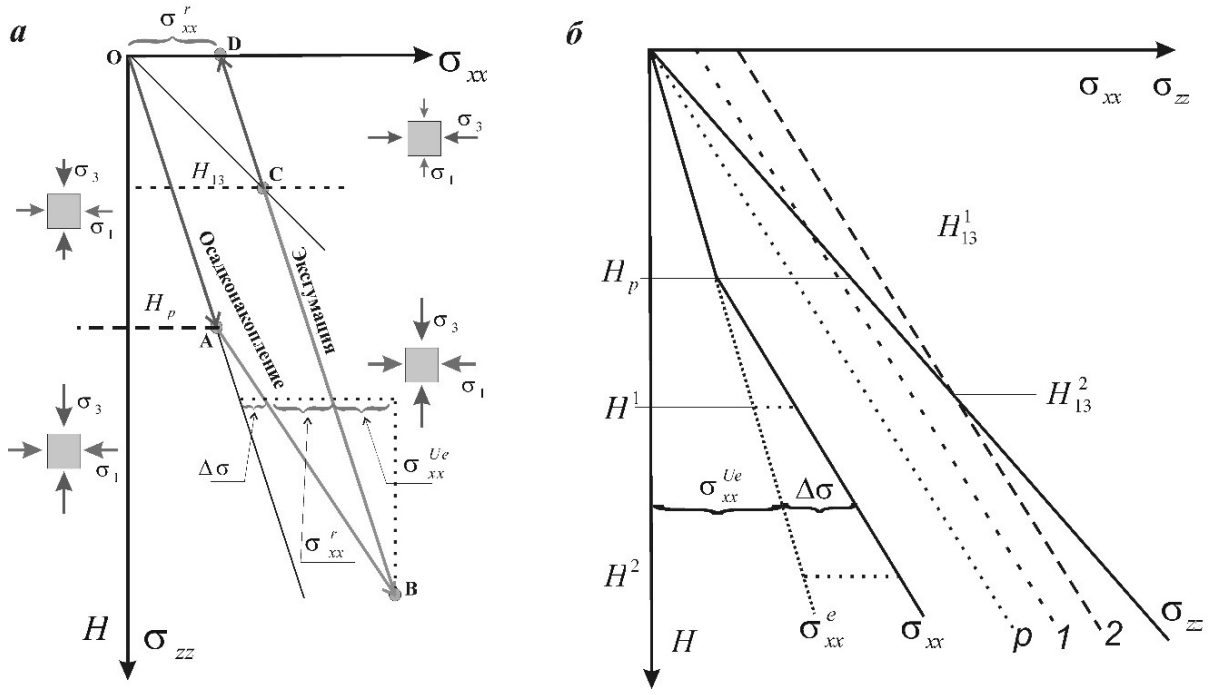


Рис. 1. Схемы формирования остаточных напряжений ГНС в областях вертикальных восходящих движений, сопровождающихся денудацией поверхности (эксгумация породы):
а — диаграмма нагружения для элементарного объема в глубине осадочного бассейна в процессе осадконакопления (стрелка вниз) и эксгумации (стрелка вверх). Вертикальная координатная ось — глубина нахождения в осадочном бассейне элементарного объема и уровень напряжений вертикального сжатия ($\boldsymbol{\sigma_{zz}}$). Горизонтальная координатная ось — горизонтальные напряжения сжатия ($\boldsymbol{\sigma_{xx}}$). Длинный пунктир — глубина кровли упруго-катакластического деформирования ($\boldsymbol{H_p}$), короткий — глубина переиндексации главных напряжений ($\boldsymbol{H_{13}}$) для стадии эксгумации породы; точка **C —** глубина, для которой для стадии эксгумации горизонтальные напряжения сжатия совпадают с вертикальными напряжениями ($\boldsymbol{\sigma_{xx}/\sigma_{zz}}$ = 1). Путь нагружения: **OA** — чисто упругое нагружение объема в пределах области $\boldsymbol{H \le H_p}$; **AB** — нагружение на стадии упруго-катакластического деформирования ($\boldsymbol{H \ge H_p}$); **BD** — стадия разгрузки — эксгумация породы; **CD** — участок разгрузки, для которого горизонтальное сжатие становится больше вертикального $|\boldsymbol{\sigma_{xx}}| > |\boldsymbol{\sigma_{zz}}|$. Слева показана ориентация осей главных напряжений ($\boldsymbol{\sigma_1} > \boldsymbol{\sigma_3}$ при сжатии отрицательном) на стадии осадконакопления (начальная стадии ГНС), а справа на стадии эксгумации.
б — распределение по глубине напряжений для начальной стадии ГНС (сплошные линии для напряжений $\boldsymbol{\sigma_{xx}}$ и $\boldsymbol{\sigma_{zz}}$) и для стадии эксгумации для разных вариантов амплитуды денудации поверхности (линии ***p***, 1 и 2 с точечным, укороченным и удлиненным пунктиром отвечают трем глубинным уровням эксгумации: $\boldsymbol{H_p < H_1 < H_2}$). Глубины H_{13}^1 и H_{13}^2 отвечают уровню переиндексации главных напряжений для двух разных случаев эксгумации породы (линии 1 и 2). σ_{xx}^{Ue} — горизонтальные напряжения, которые снимаются в процессе упругой разгрузки (при эксгумации),

$\Delta\sigma$ — дополнительное сжатие, возникающее при катакластическом течении при погружении пород, σ_{xx}^{r} — остаточные напряжения сжатия на стадии эксгумации породы

Когда порода находится на глубине ($H^0 \le H_p$) выше кровли той части коры, которая испытывает катакластическое течение (псевдопластическое течение — *геомех.*), то в ней имеет место чисто упругое напряженное состояние. В этом случае упругая разгрузка будет приводить к уменьшению величин нормальных напряжений, действующих в горизонтальном и вертикальном направлениях, в отношении $\nu/(1-\nu)$, т.е. по тому же закону, что и при упругом нагружении [Динник, 1926]. В ходе такой разгрузки соотношение между вертикальными и горизонтальными напряжениями не изменяется. В конечном случае, когда порода будет полностью выведена на поверхность, напряжения, действующие в ней, будут близки к нулю.

Другая ситуация будет иметь место для пород, находившихся до начала эксгумации на глубине $H^0 > H_p$ (рис. 1, *а*, траектория разгрузки ***BCD***). В них соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений не отвечает пропорции $\nu/(1-\nu)$ из-за дополнительных напряжений сжатия, возникших в ходе катакластического течения. Поэтому при упругой разгрузке, вызываемой эксгумацией породы, вертикальные напряжения могут сняться полностью (когда порода вышла к поверхности), а горизонтальные — нет. Таким образом, в породе появляются остаточные горизонтальные напряжения сжатия.

На рис. 1, *б*, показано распределение по глубине горизонтальных напряжений для начальной стадии ГНС, когда существует верхняя зона упругого и нижняя зона упруго-катакластического состояния (аналог упругопластического состояния). Здесь также приведено глубинное распределение этих напряжений для трех разных случаев денудации поверхности. В первом на поверхность выведен слой, располагавшийся на начальной стадии на глубине H_p (верхняя граница упруго-катакластического слоя). В этом случае в части выделенного объема массива на всех этапах сжимающие горизонтальные напряжения меньше вертикальных и геодинамический тип напряженного состояния – горизонтальное растяжение. Два других напряженных состояния отвечают выводу на поверхность пород с больших глубин ($H_2 > H_1 > H_p$). В этих случаях в части выделенного объема массива появляется слой, для которого уровень сжатия горизонтальных напряжений выше, чем вертикальных. В массиве, испытывающем такую фазу деформирования, всегда существуют две глубинные зоны с разным геодинамическим типом напряженного состояния. В верхней части массива (на рис. 1, *б*, выше глубины H_{13}^{k} (k = 1, 2) напряжения горизонтального сжатия больше вертикального сжатия, а ниже H_{13}^{k} напряжения горизонтального сжатия меньше.

Согласно исследованиям [Ребецкий, 2008а, б] уровень остаточных напряжений ГНС не зависит от упругих свойств горных пород, а определяется прочностными параметрами геосреды, включающими в себя разупрочняющее влияние флюида. Следствием этого факта является *слабая зависимость остаточных напряжений от вещественной неоднородности горных массивов, но сильная — от структуры геосреды* и давления флюида в трещинно-поровом пространстве.

Fig. 1. Schemes of formation of residual stresses of GSS in areas of vertical ascending movements accompanied by surface denudation (rock exhumation):
a — loading diagram for the elementary volume in the depth of the sedimentary basin during sedimentation (down arrow) and exhumation (up arrow). Vertical coordinate axis — the depth of the sedimentary basin of the elementary volume and the level of vertical compression stress (σ_{zz}). The horizontal coordinate axis – the horizontal compressive stress (σ_{xx}). Long dotted line – the depth of the roof of elastic-cataclastic deformation (H_p); short dotted line-the depth of reindexation of the main stresses (H_{13}) for the stage of exhumation of the rock; point ***C*** is the depth for which, for the exhumation stage, the horizontal compression stresses coincide with the vertical stresses (σ_{xx}/σ_{zz} = 1). Loading path: **OA** — purely elastic loading of the volume within the region $H \le H_p$; **AB** — loading at the stage of elastic-cataclastic deformation ($H \ge H_p$); **BD** — unloading stage — exhumation of the rock; **CD** — unloading area, for which the horizontal compression becomes greater than the vertical $|\sigma_{xx}| > |\sigma_{zz}|$. On the left, the orientation of the main stress axes ($\sigma_1 > \sigma_3$ under negative compression) is shown at the sedimentation stage (initial GNS stage), and on the right at the exhumation stage
b **—** the depth distribution of stresses for the initial stage of GSS (solid lines for stresses σ_{xx} and σ_{zz}) and for the exhumation stage for different variants of the surface denudation amplitude (lines *p*, 1 and 2 with point, shortened and elongated dotted lines correspond to the three depth levels of exhumation: $H_p < H_1 < H_2$). The depths H_{13}^{1} and H_{13}^{2} correspond to the level of reindexation of the main stresses for two different cases of rock exhumation (lines 1 and 2). σ_{xx}^{Ue} — horizontal stresses that are removed in the process of elastic unloading (during exhumation), $\Delta\sigma$ — additional

compression that occurs during cataclastic flow during rock immersion, σ_{xx}^{r} — residual compression stresses at the stage of exhumation of the rock

Возможность появления и длительного существования избыточных напряжений горизонтального сжатия, вызванных остаточными упругими деформациями ГНС, является неотъемлемым свойством пород верхней и, вероятно, отдельных участков средней коры, связанным с особенностью стесненного деформирования горных массивов на глубине и уровнем девиаторных напряжений в десятки МПа, который много ниже предела истинной текучести пород (300–400 МПа), что позволяет достаточно долго сохранять эти напряжения [Watts, Cochran, 1984].

Подобное явление в подкоровой литосфере уже не может иметь место из-за влияния на деформирование механизма дислокационной ползучести. Как показано в работах [Mercier, 1980], из петрофизического анализа данных о мантийных включениях с глубин 60–200 км следует невысокий уровень девиаторных напряжений порядка 5–15 МПа. Механизм дислокационной пластичности определяет невозможность длительного существования здесь остаточных упругих деформаций ГНС, вызванных вертикальными движениями. В нижней и средней коре в условиях, близких к псевдопластическому деформированию [Николаевский, 1979], длительное существование девиаторных напряжений более первых десятков МПа маловероятно.

Влияние изменения упругой сжимаемости в поле силы тяжести на процесс вязкого течения в литосфере

Обычно при математическом моделировании вязкого течения в литосфере и мантии используют уравнения Навье — Стокса для несжимаемой среды. В реальности даже вязкая жидкость, для которой данные уравнения были в первую очередь получены, обладает достаточно высокой объемной сжимаемостью (для воды модуль объемной упругости около 10^9 Па). Другое дело, что при течении жидкости при давлениях близких к гидростатике в объемах с характерным размером в первые метры по высоте влиянием упругого изменения объема можно пренебречь.

Иная ситуация имеет место при течении горных пород в верхней мантии и в литосфере, где вертикальные перемещения могут достигать десятков и даже сотен километров. В этом случае упругое изменение объема может быть первые проценты и даже десятков процентов. Поднимаясь вверх, порода пытается расшириться, уменьшая уровень упругого сжатия, полученного в глубине. При этом, находясь в стесненном состоянии, она создает дополнительные напряжения горизонтального сжатия, воздействующие на соседние породы. Всплывающая порода расширяется, а окружающая ее порода испытывает горизонтальное сжатие, сопротивляясь этому расширению.

Сейчас оценить подобные факторы в вязком течении возможно только для численных моделей упругопластического или упруго-вязкого течения. В этом разделе будет показано, что существует возможность приближения уравнений Навье — Стокса на учет влияния упругой сжимаемости от действия силы тяжести [Ребецкий, 2011].

О сжимаемости пород в поле силы тяжести. Расчеты вязкого течения в литосфере и мантии базируются на модели среды в виде *несжимаемой* жидкости с постоянной плотностью ρ или, увеличивающейся с глубиной. Задача решается в эйлеровом представлении для возмущенного напряженно-деформированного состояния, в котором учитывается способность среды к изменению объема только в рамках решения задачи термоупругости [Shubert, Turcotte, 2001; Трубицын, 2008]. Начальное гравитационное напряженное состояние, отклонение от которого отыскивается в рамках решения задачи термогравитационной конвекции, представляется через начальное распределение всестороннего давления $\boldsymbol{P^0}$ [Стейси, 1972]

$$\rho(z) = \rho_0\left(1-\theta^0\right),\ \theta^0 = -P^0 / K,\ \rho_0 = \rho(0) \qquad (1)$$

в предположении отсутствия девиаторных напряжений. Здесь θ^0 и K — соответственно деформация упругого изменения объема и модуль объемной упругости, нижний индекс после запятой обозначает дифференцирование по пространственной координате, а система координат связана с поверхностью мантии и **z** направлена к центру Земли.

Использование эйлеровой системы координат, связанной точкой пространства, позволяет в задачах течения рассматривать модель среды в виде несжимаемой жидкости с плотностью, отвечающей начальному невозмущенному состоянию. При такой постановке задачи в уравнениях сохранения импульса силы не учитывается упругая деформация изменения объема, вызванная изменением глубинного уровня вещества в процессе конвекции.

Реальные горные породы обладают упругостью и способностью изменять объем при изменении всестороннего давления. Кристаллические горные породы имеют упругий коэффициент Пуассона (***ν***), изменяющийся в достаточно широких пределах от 0.15 до 0.40. Данные о скоростях сейсмических волн в коре и мантии показывают значения коэффициента ***ν*** близкие к 0.25 за исключением локальных аномальных участков, наиболее контрастные из которых сосредоточены в коре. Если анализировать течение в литосфере, сопровождающееся выносом кристаллических пород с больших глубин в верхние слои, то можно ожидать изменение этих глубин не только в первые километры, но и в первые десятки километров. Принимая модуль упругости пород в 10^{10} Па, можно ожидать, что деформации изменения их объема при этом будут около 10 %. Это очень большие изменения, которые могут стать еще большими, если учесть влияние в этих условиях распирающего давления флюида в трещинно-поровом пространстве пород.

Таким образом, при анализе течения в литосфере и мантии необходим учет упругой сжимаемости пород. Наиболее «просто» это выполнить, если использовать методы численного моделирования. Однако часто возникает потребность проверить различные концепции, используя при этом аппарат аналитической механики сплошной среды. Стандартные приемы учета упругости на вязкое течение в виде применения уравнений тела Максвелла возможны в рамках аналитических решений только в случае, когда не учитывается объемная упругая сжимаемость. В этом случае речь идет об уравнениях наследственной теории упругости или вязко-упругости [Работнов, 1972]. Приложение этих уравнений в аналитической механике возможно, когда речь идет о деформационных процессах, не связанных с изменением объема. В этом случае вместо модуля сдвига используется операторный модуль сдвига.

В рассматриваемом нами случае как раз важно учесть деформацию изменения объема. Для этого согласно положениям наследственной теории упругости необходимо использовать два оператора, соответственно для модуля сдвига и для объемного модуля. Но в этом случае практически невозможно получить аналитических решений, кроме отдельных частных случаев. Ниже будет показано, что существует возможность построения приближенных аналитических решений вязкого течения

в литосфере за счет учета не полной компоненты упругого изменения объема, а только той ее части, которая связана с влиянием силы тяжести. Использование этого решения позволит оценить роль изменения объемного упругого сжатия породы на напряженное состояние коры.

Уравнение сохранения импульса для упруго-вязкого тела. Будет использоваться наиболее простая реологическая модель среды в виде упругого (G — постоянный упругий модуль сдвига) линейно-вязкого (η — постоянный коэффициент вязкости) тела Максвелла, в которой имеется возможность учесть как формирование больших необратимых деформаций, так и упругую сжимаемость. Конечное решение будет строиться для параметров возмущенного состояния, доставляющего отклонения в напряжениях и деформациях от начального их уровня), определяемого исходным градиентом давления (P^0). Система декартовых координат задачи определяет вертикальное положение оси r, совпадающей с осью на зенит.

Выражения, связывающие напряжения ($\boldsymbol{\sigma_{ij}}$) и скорости деформаций ($\dot{\varepsilon}_{ij}$) возмущенного напряженно-деформированного состояния относительно указанного выше начального состояния для упруго-вязкого тела, испытывающего большие необратимые вязкие деформации, имеют вид:

$$2\eta\dot{\varepsilon}_{ij} = \left(1+\frac{\eta}{G\,t}-\right)\sigma_{ij} - \delta_{ij}\left(1+\chi\frac{\eta}{G\,t}-\right)\sigma \; + 2\eta\delta_{ij}\dot{\theta}^{ug}/3, \qquad (2)$$
$$i = x, y, r\ ,\ \chi = 3\nu/(1+\nu)\ .$$

Здесь точка над функцией означает частную производную по времени, $\boldsymbol{\delta_{ij}}$ — тензор Кронекера, а σ — среднее напряжение. Последний член в (2) учитывает влияние на скорость продольных деформаций ($\dot{\varepsilon}_{ii}$) упругого изменения объема ($\dot{\theta}^{ug}$) из-за вертикального перемещения в начальном поле давления (P^0). Таким образом, влиянием возмущения давления ($-\sigma$) пренебрегаем.

Согласно выражениям (2) для скорости деформаций объема ($\dot{\theta}$) имеем:

$$\dot{\theta} = \frac{1}{K}\dot{\sigma} + \dot{\theta}^{ug} \text{ при } \dot{\theta}^{ug} \approx -P^0_{,r}\dot{u}_r / K = \rho g\dot{u}_r / K\ . \qquad (3)$$

Уравнения сохранения импульса запишем в эйлеровой системе координат также для возмущенных компонент напряжений:

$$\sigma_{ij,j} = \rho \left(\ddot{u}_i + \dot{u}_l \dot{u}_{i,j} \right),\ i = x, y, r\ . \tag{4}$$

Проделав ряд стандартных преобразований, запишем уравнение сохранения импульса в вертикальном направлении через искомую скорость $\dot{u}_r$:

$$\eta \Delta \left(\Delta \dot{u}_r - \dot{\theta}_{,r} \right) = \rho \left(\ddot{u}_i + \dot{u}_i \dot{u}_{i,j} \right), \Delta_{xy} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},\ g,\ \alpha = \text{const}\ . \tag{5}$$

Будем далее рассматривать начальную, но уже установившуюся стадию очень медленного течения. Это позволяет пренебречь в (5) произведениями от возмущенных скоростей перемещений ($\dot{u}_i \dot{u}_{i,j}$), членами с производной по времени от скорости перемещений (ускорением) и от плотности, а также рассматривать напряженное состояние независимым от времени ($\dot{\sigma} = 0$). Используя (3), перепишем (5) в следующем виде:

$$\eta \Delta \left(\Delta \dot{u}_r - \frac{\rho g}{K} \dot{u}_{r,r} \right) = 0\ . \tag{6}$$

Выражение (6) является разрешающим уравнением поставленной задачи, определяющим закон *сохранения импульса в вертикальном направлении для упруго-вязкого тела, обладающего упругой сжимаемостью* и испытывающего сверхбольшие пластические деформации (течение) в поле начального напряженного состояния (2).

Отметим, что само уравнение сохранения импульса в форме (6) отличается от уравнения Навье – Стокса с реологией несжимаемой вязкой жидкости только дополнительным членом в левой части. Этот член учитывает упругое изменение объема, возникающее в среде за счет вертикальной компоненты движения в поле начального градиента давления. Имея в виду развитие течения в геосреде, можно говорить, что (6) отвечает реологии вязкой упруго-сжимаемой жидкости в приближенной форме.

Анализ полученного решения. Обратим внимание на то, что уравнение (6) имеет вид, определяющий возможность потери устойчивости упруго-вязкого слоя, т.е. формирования в нем поля не нулевых скоростей перемещений. Это связано с наличием в этом уравнении параметра в виде отношения удельного веса к объемному модулю упругости. Переходя в (6) к безразмерным величинам путем нормировки координат на мощность слоя $\boldsymbol{H}$, скорости на единичную скорость $\bar{\dot{u}}$, представим разрешающее уравнение (6) в виде:

$$\Delta \left(\Delta \dot{u}_r - R_b \dot{u}_{r,r} \right) = 0 \text{ при } R_b = \frac{\rho g H}{K}\ . \tag{7}$$

Здесь $\boldsymbol{R_b}$ — коэффициент, значение которого отвечает для однородного по плотности массива величине деформации упругого изменения объема под собственным весом. Анализ показывает, что значение этого коэффициента для различных характерных слоев тектоносферы практически всегда меньше 0.3.

Покажем вид аналитического решения, следующего из (7). В качестве примера решения (7) будем рассматривать двумерную задачу плоской деформации, полагая вдоль горизонтальной оси $\boldsymbol{y}$ нулевые деформации и перемещения. Будем искать решение в виде:

$$\dot{u}_r = C\ \exp\ (\beta\ r)\ \sin\ (\alpha\ x)\ . \tag{8}$$

Здесь C — неизвестная постоянная, $\boldsymbol{\alpha = 2\pi H / L}$, где $\boldsymbol{L}$ — горизонтальный размер ячейки периодичности (два горизонтальных размера ячейки конвекции), $\boldsymbol{\beta}$ — безразмерный параметр.

Характеристическое уравнение для дифференциального уравнения (7) будет иметь следующие четыре корня:

$$\beta_1 = \beta_2 = \alpha \text{ и } \beta_{3,4} = \left(R_b \pm \sqrt{R_b^2 + 4\alpha^2} \right) / 2\ . \tag{9}$$

На основании (8) и (9) решение уравнения (7) может быть представлено в виде:

$$\dot{u}_r = \left[C_1 Ch(\alpha\ r) + C_2 Sh(\alpha\ r) + C_3\ exp\ (\beta_3 r) + C_4\ exp\ (\beta_4 r) \right]\ \sin\ (\alpha\ x), \qquad (10)$$

где неизвестные постоянные интегрирования $\boldsymbol{C_i}$ ($\boldsymbol{i}$ = 1,...4) должны определяться из краевых условий, задаваемых для бесконечного в плане слоя на верхней и нижней его границах.

Используя выражения (2), можно получить выражение для всестороннего давления:

$$P_{,z} = \eta\left(\Delta\dot{u}_z + \dot{\theta}^{ug}_{,z} / 3 \right). \qquad (11)$$

Из (11) следует, что давление относительно решения, следующего из уравнений Навье — Стокса, имеет дополнительные члены, пропорциональные скорости изменения давления. Если использовать выражения для $\dot{\theta}^{ug}$ из (3), то можно оценить величину вклада упругого расширения в восходящей ветви течения в литосфере в изотропное давление. Так, при скорости вертикального течения в 1 см/год получим дополнительное давление около 100 бар (вязкость — 1023 Па, модуль упругого сжатия — 5·1010 Па). Это очень большая величина, которая вполне соответствует существующим данным в горном деле о величине горизонтального сжатия для глубин до 3 км.

Обращаю внимание на тот факт, что разрешающая система уравнений (7) содержит параметр, который может определять появление неустойчивости ГНС. Это говорит о том, что при задании нулевых краевых условий задачи механики на границах слоя (напряжения или перемещения) возможно возникновение течения в слое, подобного конвекции. Это обстоятельство на первый взгляд выглядит абсурдным. Как может происходить вязкое течение, сопровождающееся диссипацией механической энергии в тепло без совершения работы на границах слоя. Но мы уже знаем об одном таком механизме конвекционного течения — это термогравитационная конвекция. С позиции краевых условий задачи механики здесь нулевые вертикальные перемещения и касательные напряжения (гладкие и скользкие границы). Но конвекция в слое при этом может происходить, так как аналогично (3) в разрешающих уравнениях механики для задачи с учетом подвода тепла к нижней границе присутствует параметр.

Где в нашем случае находится источник энергии, который будет определять возможность или невозможность формирования конвекции в слое? Этот источник представляет собой совокупность эрозионно-аккумуляционных процессов, совершающих работу по разрушению пород в областях поднятий, их горизонтальному транспорту и накоплению во впадинах. Если под действием этих процессов возможно формирование конвекции в слое, то подобное явление следует назвать «эрозионная конвекция».

В работе [Ребецкий, 2011] показано, что при определенном способе задания для слоя нулевых краевых условий на поверхности в нем появляется возможность получения ненулевого решения. Это определяется равенством нулю дискриминанта алгебраической системы уравнений, полученной при реализации задаваемых краевых условий в виде функций от скорости перемещений $\dot{u}_r$.

Обычно в задачах механики на поверхности слоя, отвечающего дневной поверхности осадочного бассейна, платформы или плиты задаются нулевые условия для напряжений. Но, когда речь идет о процессе денудации поверхности, такой тип краевых условий не отражает сути явления разрушения вещества перед его удалением. Действительно, при разрушении породы непосредственно в тонком приповерхностном слое появляется возможность частично освободиться от объемной зажатости за счет расширения в направлении поверхности (денудация не изменяет состояния породы нижележащих слоев), т.е. на поверхности следовало бы задать условие:

$$\dot{\varepsilon}_z = \theta^{ug}, \qquad (12)$$

которое следует дополнить стандартным условием равенства нулю касательных напряжений или горизонтальных смещений. Выполненные расчеты показали, что в этом случае дискриминант системы равен нулю и возможность возникновения течения в слое зависит от величины коэффициента $\boldsymbol{R_b}$. На рис. 2 показано, при каких соотношениях между определяющими параметрами возможно это явление.

Так для осадочных бассейнов стандартным является значение для R_b порядка 0.03 (мощность 10 км, модуль упругости осадочных пород 10^{10} Па). Но если учесть, что влияние флюидного давления эффективно снижает значение модуля упругости, то для этого коэффициента можно получить значения около 0.1. Таким образом, соотношение между мощностью осадочного бассейна и горизонтальным размером ячейки конвекции лежит в диапазоне 0.5 для глубоких (10–15 км) и 0.8 для неглубоких (3–5 км). Таким размерам ячеек конвекции будут отвечать длины волн складок (антиклинали или синклинали) от 2 до 10 км.

Если рассматривать неустойчивость коры в целом, то для нее значения коэффициента лежат в диапазоне от 0.02 для стандартного состояния коры и до 0.05 для активизированного мантийным флюидом. Таким образом, диапазон изменений соотношения H / L может быть около 0.5–0.7, что дает длины волн складок 60–80 км. Они вполне соответствуют горизонтальным размерам чередующихся областей поднятий и впадин для внутриконтинентальных орогенов.

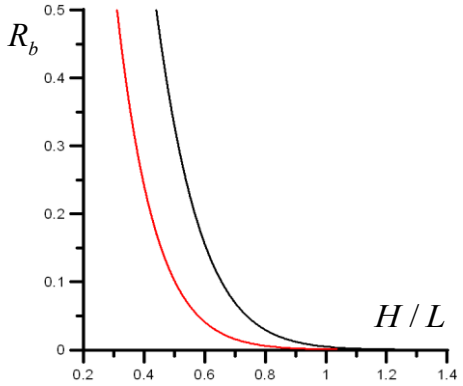


Рис. 2. Параметры задачи для слоя, которые характеризуют возможность формирования эрозионной конвекции. H — мощность слоя, L — двойная длина ячейки. Красная линия отвечает дополнительному к (12) условию — нулевые касательные напряжения, черная — нулевые скорости горизонтальных смещений

Fig. 2. Parameters of the problem for the layer characterizing the possibility of formation of erosion convection. H is the power of the layer, L is the double length of the cell. The red line corresponds to the additional condition to (12) — zero shear stresses, the black line-zero velocities of horizontal displacements

Колебательные вертикальные движения и роль экзогенные процессов и изостазии

Скорости эрозионных процессов в орогенах. Роль эрозионных процессов в поднятиях и осадконакопления в областях впадин до конца не понята. Общие соображения о процессе осадконакопления и существующие данные по крупным осадочным бассейнам [Лисицин, 1988] показывают, что кровля консолидированного фундамента впадин по мере роста мощностей отложений испытывает погружения. С другой стороны, для горных поднятий характерна эрозия склонов, осуществляемая как за счет медленных перемещений вниз по склонам пород, дезинтегрированных под действием процессов выветривания, вымерзания и др., так и за счет импульсных оползневых процессов и медленного течения больших тектонических пластин [Хаин, Ломизе, 1995]. При этом горные поднятия могут как продолжать испытывать восходящие движения, определяющие рост гор, так и уменьшать свои высоты, разрушаясь под действием эрозионных процессов и пластически растекаясь.

При интенсивной эрозии, сопровождающей рост хребтов, на вершинах и некоторой части склонов часто сохраняются останцы предорогенной поверхности выравнивания (пенеплен) [Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Эти поверхности выравнивания располагаются на разных гипсометрических уровнях. Для Алтая одни исследователи [Обручев, 1936; Девяткин, 1965; Рейснер, 1971; и др.] считали, что это останцы единой поверхности, сформировавшейся до начала эпохи новейшей активизации. Другие [Калецкая, 1948; Минина, 1971; и др.] полагали, что это разновозрастные поверхности выравнивания, причем чем древнее эта поверхность, тем более высокий гипсометрический уровень она занимает (рис. 3). Эта разная трактовка морфологических данных определяет и разные оценки скоростей эрозии и объемов снесенного материала.

Для Тянь-Шаня установлено, что периоды активизации оползневых процессов совпадают с периодами активизации тектонических движений [Современная геодинамика…, 2005]. Степень поражения оползневыми процессами горной территории Киргизии составляет 30–50 %. 80 % современных оползней Киргизии образуется на теле древних оползней. Установлена периодичность активизации оползневых процессов 4, 6, 9, 12 лет. Большая часть оползней зафиксирована в диапазоне высот 800–2100 м в зоне перехода от предгорий к высокогорью. Отмечается существенное возрастание оползневой активности на юго-западе Тянь-Шаня. Существуют кальдерообразные провалы, связываемые с наличием на больших глубинах громадных по объему пустот [Стром, 2001].

Существующие общемировые оценки показывают, что скорости экзогенных процессов могут достигать значений 0.5 мм/год [Оллиер, 1984; Weiss, 1996]. В работе [Непоп, Агатов, 2011] показано, что скорость сейсмотектонической денудации рельефа Алтая составляет 0.03 мм/год. Результаты трекового датирования апатитов из приосевой части Курайского хребта показывают, что средняя скорость денудации рельефа за последние 3 млн лет составила 0.3 мм/год [Буслов и др., 2008]. Высоты горных хребтов в 3 км от уровня долин дают скорости поднятия 1 мм/год, а с учетом денудационных процессов — 1.3 мм/год.

Для Чуйской впадины (долина р. Аламедин) существуют оценки скорости аккумуляции осадков в плиоцене-плейстоцене 0.5–1 мм/год [Абдарахматов, и др., 2001], которые коррелируют с результатами, полученными в работе [Bullen et al., 2001] для скорости накопления галечников в долине р. Норуз — 0.6±0.3 мм/год. По данным работы [Трифонов и др., 2008], скорость аккумуляции тяньшаньской серии во внутригорных впадинах Центрального Тянь-Шаня составляла 0.1–0.6 мм/год.

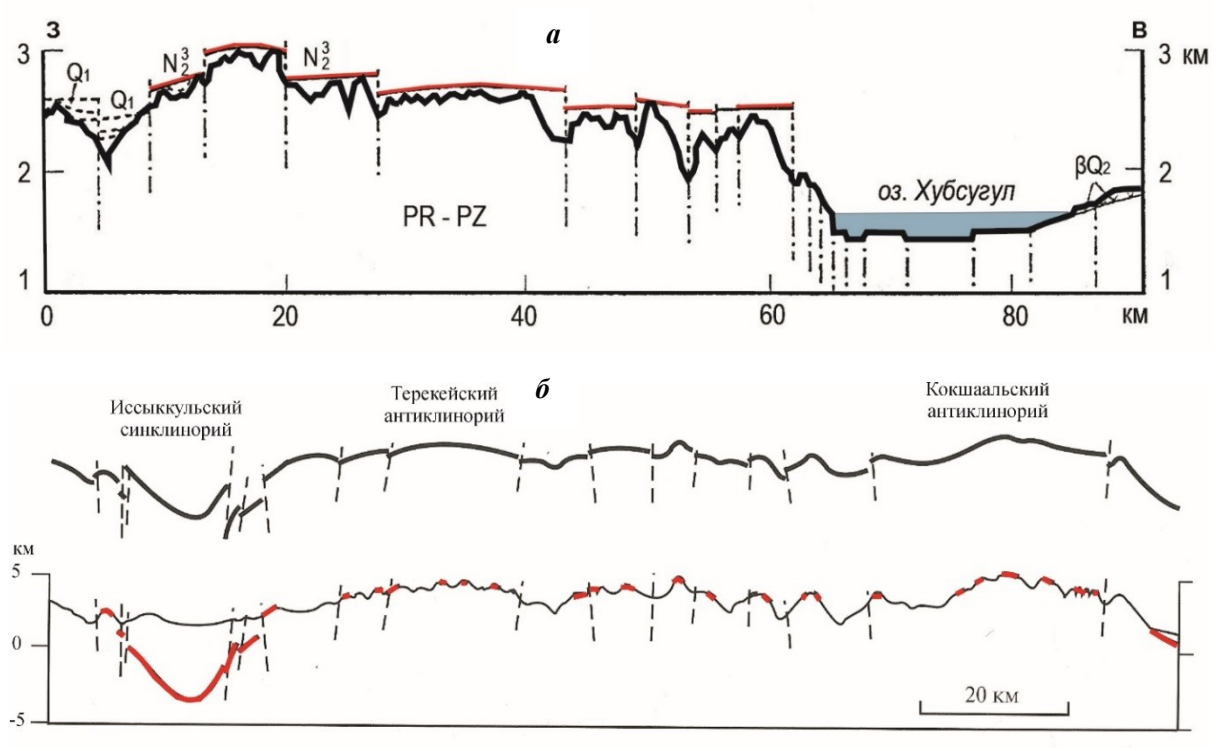


Рис. 3. Современный уровень поверхности выравнивания — пенеплен (красная линия):
а — в Северной Монголии в области озера Хубсугул, с изменениями по [Makarov, 1995]. В позднем плиоцене эта поверхность располагалась на абсолютной высоте ~ 0.5 км; *б* — для Тянь-Шаня вдоль Тюп-Кокшаал по [Чедия, 1986] (вверху реконструкция доорогенной поверхности, внизу современный рельеф с фрагментами доорогенного пенеплена)

Fig. 3. The current elevation of the alignment surface is peneplen (red line):
a — in Northern Mongolia in the region of lake Khubsugul, as modified by [Makarov, 1995]. In the late Pliocene, this surface was located at an absolute height of ~ 0.5 km; *b* — for the Tien Shan along Tyup-Kokshaal [Chediya, 1986] (above reconstruction of the pre-rhogenic surface, below the modern relief with fragments of pre-rhogenic peneplene)

Результатом действия эрозионных процессов является перенос вещества с поверхности хребтов во внутригорные впадины и затем вынос вещества за пределы поднятий в межгорные впадины и передовые прогибы, а также и в более удаленные океанические шельфы. Эрозионные процессы хребтов, а также частичная или общая денудация пенеплена горных стран вместе с процессами осадконакопления в крупных межгорных котловинах, передовых прогибах и удаленных осадочных бассейнах могут рассматриваться как некоторая часть конвективного массопереноса, осуществляемого вдоль поверхности земной коры за счет *энергии атмосферы*. Иными словами, внешние по отношению к коре силы совершают работу, уменьшая часть нагрузки собственного веса пород в областях поднятий и увеличивая нагрузку в областях впадин. Раз подобная работа совершается, то значит, должна быть и ответная реакция среды на эту работу, т.е. должны происходить изменения внутрикоровых напряжений, формироваться внутрикоровые течения.

Заметим, что о роли денудационных процессов ранее также говорилось в работах В.С. Пономарева [Пономарев, 1971, 2008; Пономарев, Тейтельбыум, 1978; Марков, 1985; Пономарев, Трифонов, 1987 и др.], а в работах В.А. Макарова [1980; Макаров и др., 2010] и М.Г. Леонова [Современная геодинамика..., 2005] речь шла о компенсирующем течении коровых масс. Но в них не была показана количественная взаимосвязь между этими явлениями.

О внутрикоровом течении. Все эти факты неизбежно приводят к идеям существования внутрикорового течения, Так, из наличия в коре впадин антикорня с одновременным погружением кровли фундамента в процессе осадконакопления следует латеральный отток вещества, возможно, в пределах средней и нижней коры, определяющий изостатическую компенсацию на уровне подкоровой литосферы. В противном случае увеличение мощности отложений впадин должно приводить к постепенному исчезновению антикорня, что не наблюдается. Точно также и уменьшение объема горных пород областей горных поднятий, происходящее за счет эрозии склонов и частичной денудации пенепленов, должно компенсироваться притоком вещества коры. Иначе корни гор также постепенно будут уменьшаться.

Если объяснять компенсацию объемов коры впадин и поднятий за счет оттока и притока вещества через подошву коры, то это означает, что в области поднятий должно происходить наращивание корней за счет выплавления базальтов из мантии, а в области прогибов должна происходить базификация коры. В первом случае требуется наличие большой температуры — аномальной мантии, а во втором — высокого давления. Сложно представить процессы, способные долгое время поддерживать столь разные условия у подошвы коры на небольших латеральных расстояниях. Более вероятным выглядит возможность локального перетока вещества из коры впадин в кору поднятий. На рис. 4 приведена схема подобного течения по Макарову.

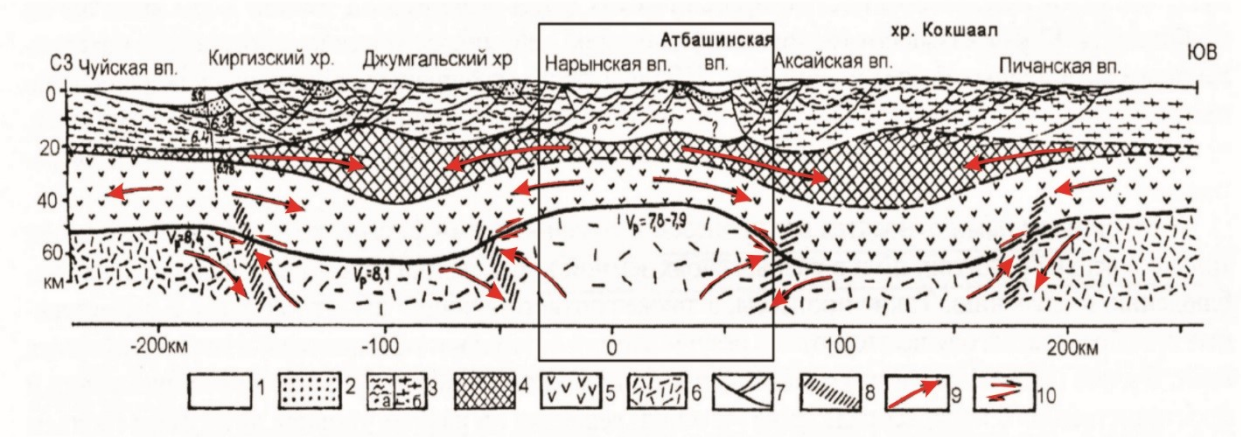


Рис. 4. Геодинамическая схема механизма формирования структур горно-складчатых поясов по В.И. Макарову (рисунок взят из работы [Макаров и др., 2010, 2011]) (принципиальный геолого-геофизический разрез земной коры Центрального Тянь-Шаня). Стрелки красного цвета показывают направления внутрикорового и литосферного течения, подошва коры (граница М) соответствует глубинам 60–40 км

Fig. 4. Geodynamic scheme of the mechanism of formation of structures of mountain-folded belts according to Makarov (figure taken from [Makarov et al., 2010, 2011]) (principal geological and geophysical section of the crust of the Central Tien Shan). The red arrows show the directions of the intracoral and lithospheric flow, the sole of the crust (boundary M) corresponds to depths of 60–40 km

Фиксируемые в коре горно-складчатых орогенов гравитационные аномалии показывают, что в процессе формирования рельефа должны проявлять себя механизмы изостатической компенсации. Кровля и подошва коры являются двумя границами, на которых происходит максимальный перепад плотности, поэтому движения именно этих границ будут прежде всего способствовать уменьшению гравитационных аномалий. Подошва литосферы ассоциируется с внутренней термальной границей в мантии, где достигается температура порядка 1300°. Здесь также существует небольшой скачок плотности. Наши исследования [Мягков, Ребецкий, 2019а, б] показывают, что он также вносит свою лепту в изостатическую компенсацию и в закономерность движения главных глубинных границ верхней части тектоносферы.

Из предположения о том, что для активной фазы горообразования контраст рельефа кровли коры возрастает, и из направленности процесса изостатической компенсации на уменьшение гравитационных аномалий следует увеличение контраста рельефа подошвы коры. Подобная эволюция форм коры обеспечивает минимум девиаторных напряжений в мантии, вязкость которой существенно ниже эффективной вязкости коры.

Однако увеличение контраста рельефа кровли и подошвы коры должно приводить к возрастанию девиаторных напряжений в самой коре, увеличению ее энергии формоизменения и обмену вещества коры между областями поднятий и прогиба ее кровли. Изостатическая компенсация приводит к перекачке энергии упругих деформаций формоизменения мантии в энергию упругих деформаций коры.

Важным является также и вопрос о реакции среды на вынос вещества далеко за пределы горных поднятий, т.е. из межгорных впадин и передовых прогибов в удаленные осадочные бассейны. Объемы подобным образом вынесенных пород огромны. Так, в работе [Лисицын, 1988] говорится о 5 млн км^3, вынесенных с Гималаев в дельты рек Ганг и Брахмапутры. Эти объемы соответствуют нескольким высотам Гималаев. Для Альп, по оценкам объемов снесенных осадочных пород установлено, что общая эрозия отвечает 20–25 км снесенной мощности [England, 1981]. При этом только 50% объемов эрозионного материала было отложено в непосредственной близости от мест размыва. Оцениваемая скорость их денудации от 0.1–1.0 мм/год [Menrad, 1964; Clark, Jager, 1969]. Несмотря на такие объемы снесенного материала, Гималаи и Альпы сохраняют свои высоты, что говорит о сопоставимости скоростей эрозионного сноса и горообразующих поднятий. Средняя скорость поднятия для Гималаев, установленная из данных фишинтрекового датирования [Zeitler et al., 1980], около 0.15 мм/год. Можно ожидать близкие значения скорости эрозионного сноса для этой области.

Необходимо понять, что происходит при этом с корой. Если материал, ее составляющий, не возобновляется, то тогда должно происходить утонение коры в горных поднятиях. Но этого не наблюдается. Кора, как для самих горных поднятий, так и для межгорных впадин и передовых прогибов, утолщена относительно коры молодых платформ. Объяснение этому явлению можно дать, предположив, что: 1) граница Мохоровичича является не вещественной, а структурной; 2) существует горизонтальное внутрикоровое перетекание пород, связывающее напряженные состояния удаленных осадочных бассейнов и областей горных поднятий.

Роль изостатических процессов. Исследование роли изостатических процессов с использованием краевых задач механики при всей их актуальности выполнялись в очень ограниченном спектре работ. В 1950–1980-х гг., когда еще геосинклинальная теория не была окончательно отвергнута тектоникой литосферных плит, возможности изучения этой проблемы методами математического моделирования были ограничены из-за недостаточных мощностей компьютеров. В конце XX и начале XXI вв. стала преобладать тенденция объяснять все деформационные процессы на континентах движением литосферных плит и силами, которые рождаются на границах плит. Поэтому сейчас отсутствует актуальность изучения роли изостатических процессов в вертикальном движении и тем более в общих деформациях литосферы.

Однако подобные исследования все же проводятся. Так результаты расчетов, выполненных в работах [Михайлов, 1983, 1999; Mikhailov et al., 1999; Тимошкина и др., 2010], несмотря на определенную их приближенность (теория течения смазок, лежащая в их основе, не содержит девиаторных компонент тензора напряжений) показывают, что воздействие на литосферу со стороны астеносферы при учете фактора изостатической компенсации способно сформировать течение, отвечающее тектонике и, возможно, напряженному состоянию, наблюдаемому в континентальных орогенных поднятиях [Ребецкий, 2015].

Вероятнее всего механическое воздействие на литосферу со стороны астеносферы или подлитосферной мантии может быть обусловлено возникающей в верхней мантии термогравитационной конвекцией. Размер ячеек такой конвекции может варьироваться от первых десятков километров (конвекция только в астеносферной части мантии мощностью около 100 км) и до тысячи километров (конвекция охватывает всю мощность верхней мантии). Этот диапазон ячеек конвекции вполне соответствует наблюдаемым на континентах чередованиям поднятий и впадин разного линейного масштаба.

В астенсфере вблизи границы с литосферой должны формироваться зоны повышенного (в области восходящей ветви) и пониженного (в области нисходящей ветви) всестороннего давления. Это давление может отвечать 10–15 МПа [Бобров, Трубицын, 2006]. Подобное давление способно инициировать возникновение вертикальных скоростей поднятия и опускания литосферы, которое способно инициировать вторичное течение в системе кора — подкоровая литосфера. В нашем рассмотрении [Мягков, Ребецкий, 2016, 2019а] этот факт был использован для того, чтобы упростить постановку задачи. На первом этапе проведенных исследований мы не решали задачу для трехслойной модели: кора, подкоровая литосфера и астеносфера, в которой и должна возникать

термогравитационная конвекция. Рассматривалась более простая двуслойная модель (кора и подкоровая литосфера), в которой на границе слоев скачком меняется плотность и вязкость. Вязкость повышается на 1.5–2 порядка, а плотность на 0.4 г/см^3, т.е. эта граница соответствует границе М (кора — мантия). На подошве двуслоя по гармоническому закону задавались скорости восходящего и нисходящего вертикальных потоков (рис. 5). Таким образом, сам процесс конвекции в верхней мантии не рассматривался, но его влияние на процесс деформирования литосферы задавалось через граничные силы.

Задача решалась в аналитической постановке с линейным законом вязкости. Учет возникающего рельефа на изначально плоской внутренней границе двуслоя (ξ_l) и его кровле (ξ_c) осуществлялся по А. Лаву [Love, 2011] за счет сил приложения дополнительных тяжести и плавучести. Такой подход позволял, с одной стороны, получить достаточно простые линейные соотношения между скоростями течения и внешней нагрузкой, а с другой, учесть нелинейность процесса за счет изменения нагрузки в ходе деформирования модели.

Понятна физическая сторона, определяющая нелинейность процесса деформирования системы. После начала вертикального течения на подошве двуслоя эти границы синформно начинали двигаться в ту же сторону, что и подошва слоя. При этом там, где имело место восходящее движение ($v_a = \xi_a > 0$), более тяжелое вещество подкоровой части литосферы замещало более легкое вещество коры. Это приводило к формированию здесь дополнительных (по отношению к первоначальным) сил тяжести, которые начинали противодействовать восходящему движению. То же самое имело место и на кровле слоя, где вес формирующегося рельефа также создавал противодействие восходящему движению. В зоне нисходящего движения ($v_a = \xi_a < 0$) происходили обратные процессы, но формирующиеся здесь силы плавучести, так же как и в первом случае, действуют против нисходящего движения на подошве двуслоя.

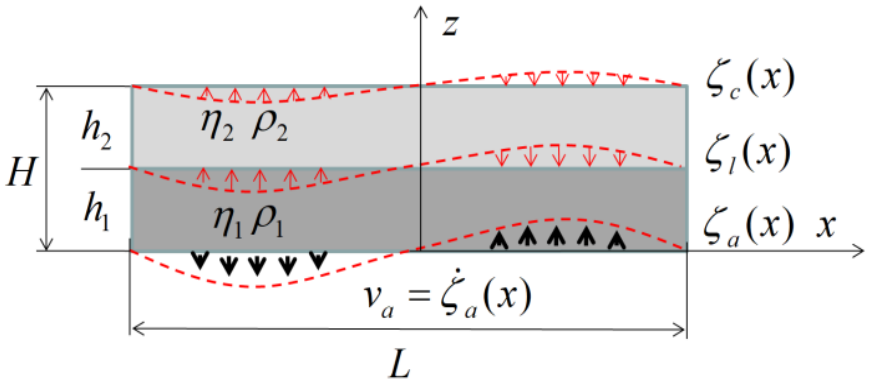


Рис. 5. Схема постановки задачи для литосферы — двуслоя с разной плотностью и вязкостью, на подошве которого задана вертикальная компонента скорости в виде гармонической функции. Пунктирные линии красного цвета — рельеф границ двуслоя, формирующийся в процессе его деформирования. Красные тонкие стрелки — распределенные силы, возникающие на внутренней границе двуслоя и его кровле. Черные утолщенные стрелки — силы, приложенные со стороны астеносферы. Пояснения в тексте

Fig. 5. The scheme of the problem for the lithosphere-a bilayer with different density and viscosity, on the sole of which the vertical component of velocity in the form of a harmonic function is given. Dotted lines of red color — the relief of the boundaries of the bilayer, formed in the process of its deformation. Red thin arrows — distributed forces arising on the inner boundary of the bilayer and its roof. Black thickened arrows — forces applied from the asthenosphere. Explanations in the text

Математически нелинейность нагружения в модели следовала из вида системы из двух обыкновенных дифференциальный уравнений относительно неизвестных функций верхней (ξ_l) и внутренней (ξ_c) границ двуслоя:

$$\begin{cases} \dot{\zeta}_c = \lambda_a V_0 + \lambda_c \zeta_c + \lambda_l \zeta_l \\ \dot{\zeta}_l = \kappa_a V_0 + \kappa_c \zeta_c + \kappa_l \zeta_l \end{cases}. \qquad (13)$$

Здесь λ_a, λ_c, λ_l и k_a, k_c, k_l определяют скорость течения соответственно на плоской кровле и внутренней границе двуслоя при задании единичных значений амплитуд соответственно

вертикальной компоненты скорости течения на подошве двуслоя и рельефа границ двусловя ($\boldsymbol{\lambda_a}$ и $\boldsymbol{k_a}$ — безразмерные величины, а размерность других коэффициентов — 1/сек).

Уравнения (13) можно назвать эволюционными, так как на их основе определяется весь характер эволюции процесса даже без необходимости изучения изменений напряженно-деформированного состояния двуслоя. Решение системы (13) при начальных условиях

$$\dot{\zeta}_c\Big|_{t=0} = 0\,,\ \dot{\zeta}_l\Big|_{t=0} = 0\,, \tag{14}$$

получить достаточно просто:

$$\begin{aligned} \zeta_c &= A_1 \exp(r_1 t) + A_2 \exp(r_2 t) + \chi\, V_0\ , \\ \zeta_l &= \left[A_1 (r_1 - \lambda_c) \exp(r_1 t) + A_2 (r_2 - \lambda_c) \exp(r_1 t) + (\lambda_a - \lambda_c \chi) V_0\right] / \lambda_l\ , \end{aligned} \tag{15}$$

где

$$\begin{aligned} r_i &= 0.5\ \left[(\lambda_c + \kappa_l) + (-1)^i \sqrt{(\lambda_c + \kappa_l)^2 - 4(\lambda_c \kappa_l - \lambda_{lc} \kappa_c)}\right], \\ A_i &= \frac{\lambda_a - r_i \chi}{r_j - r_i} V_0,\ \ \chi = (\kappa_a \lambda_l - \lambda_a \kappa_l) / (\lambda_c \kappa_l - \lambda_{lc} \kappa_c), \end{aligned} \qquad i = 1, 2, j = 2, 1. \tag{16}$$

Анализ исходных параметров задачи в диапазоне, отвечающем возможной вариации свойств пород литосферы, показывает, что $\boldsymbol{\lambda_a}$ и $\boldsymbol{k_{cl}}$ — положительны и зависят только от волнового числа в гармонических функциях и отношения вязкостей $\boldsymbol{\eta_l/\eta_c}$ двуслоя, $\boldsymbol{k_a}$, $\boldsymbol{k_c}$, $\boldsymbol{k_l}$, $\boldsymbol{\lambda_a}$, $\boldsymbol{\lambda_c}$, $\boldsymbol{\lambda_l}$ — отрицательны и зависят не только от указанных параметров, но и от абсолютного значения вязкости коры. Уменьшение вязкости коры на порядок приводит к увеличению на порядок этих параметров. Значения двух коэффициентов ($\boldsymbol{r_i}$) отличаются почти на порядок, коэффициенты при экспонентах ($\boldsymbol{A_i}$) имеют разные знаки, что в совокупности определяет различное во времени поведение рельефа кровли коры и мантии. Расчеты показывают, что коэффициенты при экспонентах $\boldsymbol{r_i}$ принимают отрицательные значения, что говорит *о затухающем со временем* характере эволюции рельефа. Поскольку эти коэффициенты существенно отличаются, это приводит к разным законам эволюции исследуемых границ (рис. 6).

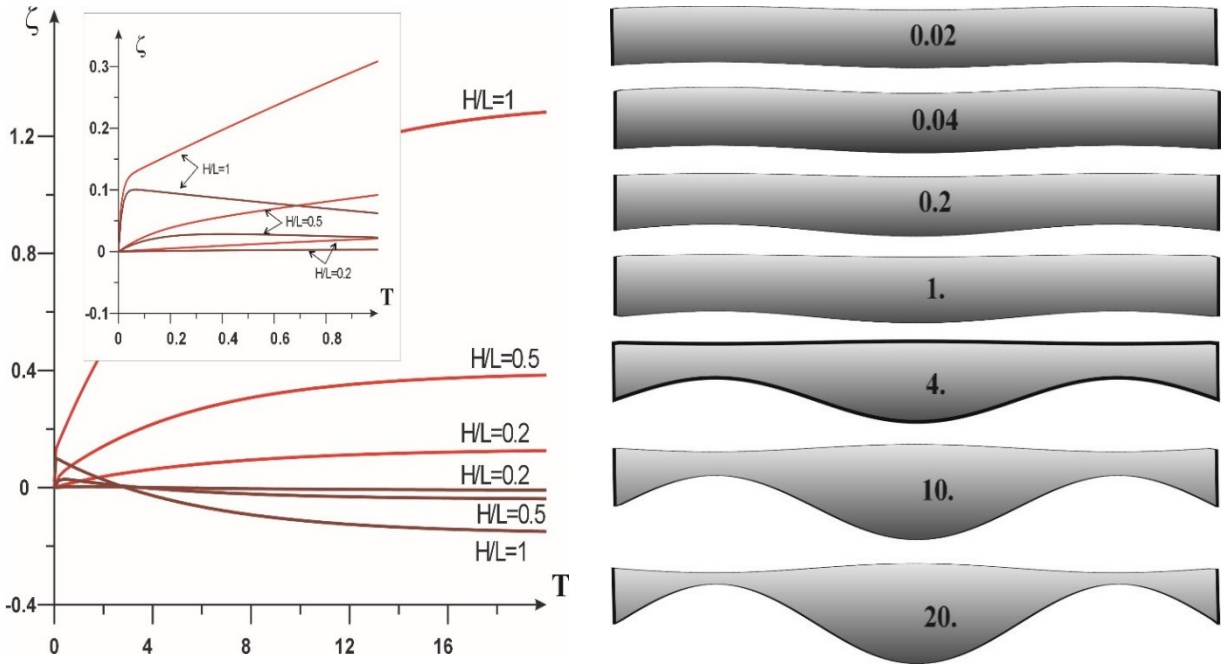


Рис. 6. Эволюция рельефа границ литосферы:
а — эволюция рельефа кровли коры (линии темно-коричневого цвета) и мантии (линии красного цвета) для разных значений отношения. Время по горизонтали в млн лет, амплитуды рельефа по вертикали в км. На врезке показан в увеличенном масштабе начальный интервал времени менее 1 млн лет; ***б*** — изменения формы

коры в процессе развития течения (цифры в слоях — время в млн лет), рассчитаны для ***H/L* = 1**. Масштаб изменений мощности коры преувеличен, соотношения изменений между временными стадиями сохранены

Fig. 6. Evolution of lithosphere boundary relief:
a — evolution of the relief of the roof of the crust (lines of dark brown) and the mantle (lines of red) for different values of the ratio. Horizontal time in million years, vertical relief amplitudes in km. the inset shows an enlarged initial time interval of less than 1 million years; *b* — changes in the shape of the crust during the development of the flow (figures in layers-time in million years), calculated for. The scale of changes in the power of the crust is exaggerated, the ratio of changes between the time stages are preserved

Внутренняя граница двуслоя на всех этапах деформирования движется синформно с задаваемым движением подошвы двуслоя, в то время как кровля испытывает инверсию своего движения. Поэтому в начале течения двуслоя он по форме близок к изогнутой балке, а в конечном итоге в верхнем — коровом слое начинает формироваться типичная структура, определяемая влиянием сил изостазии. На внутренней границе в областях поднятия кровли возникают корни, а в областях депрессий — антикорни.

Анализ изменений напряженного состояния двуслоя представлен в работах [Мягков, Ребецкий, 2016, 2019]. Там было показано, что выявленные закономерности могут быть использованы для объяснения природных напряжений, полученных по результатам тектонофизической инверсии для внутриконтинентальных орогенов. Уточнение этого решения [Мягков, 2019а] при использовании трехслойной модели для коры и верхней мантии и при формировании в нижнем слое — астеносфере течения, вызываемого термогравитационной конвекцией, позволило выявить еще одну важную особенность изостатических процессов. Хотя граница модели, отвечающая переходу от литосферы к астеносфере, имела существенно меньший скачок плотности (0.04 г/см^3), чем граница *M*, она также давала большой вклад в изостатические силы. Показано, что в этом случае колебательный (возвратно-поступательный) характер движения проявляется не только на кровле модели, но возникает и на границе *M*. Более того, для кровли модели имеет место двукратная смена вертикального направления движения границы. Полученный результат позволил сделать вывод, что любой скачок плотности на внутренних границах тектоносферы будет инициировать формирование изостатических сил и давать свой вклад в инверсию движений вышележащих границ. Таким образом, можно ожидать, что граница 420 км, так же как и граница 610 км, могут рассматриваться как границы изостатической компенсации.

Дальнейшие исследования в этой области [Мягков, Ребецкий, 2019б; Мягков, 2019б] были связаны с выявлением влияния на скорости течения в литосфере и напряжений экзогенных поверхностных процессов — эрозии и денудации в областях поднятий и осадконакопления во впадинах. В этих исследованиях, выполненных также с использованием аналитических методов моделирования, были получены соответствующие новой постановке задачи эволюционные дифференциальные уравнения, в которые для уравнения кровли входил член, отвечающий за денудацию и осадконакопление. Было показано, что учет экзогенных процессов приводит к существенному увеличению скорости течения в коре и, как следствие, к увеличению уровня напряжений. При этом характер эволюционных уравнений не изменяется, что говорит о большей интенсивности влияния на эволюцию процесса течения изостатических процессов на внутренних границах тектоносферы.

Заключение

Напряженное состояние, обусловленное силой тяжести в значительном большинстве задач геомеханики и в модельных представлениях тектонистов фигурирует как некий стабильный фактор, определяющий либо изотропное давление близкое к литостатическим значениям, либо упругое состояние с девиаторной компонентой линейно возрастающей с глубиной. Наши исследования показывают, что это не так. Главную роль в отклонении от этих стандартных представлений играют экзогенные и изостатические процессы.

Существует устоявшаяся точка зрения, что достижение критического состояния хрупкой прочности или предела пластичности (псевдопластичности) приводит к снижению уровня напряжений и как минимум к уменьшению интенсивности накопления механической энергии. Она пришла из обыденной практики окружающих нас конструкционных материалов.

Для напряженного состояния, связанного с действием силы тяжести, возникающего в породах, которые находятся в стесненных условиях, это не так. Породы, погрузившиеся на глубины ниже, чем глубина начала закритического состояния, испытывают там упругопластическое (катакластическое)

уплотнение. Направления действия главных напряжений здесь не изменяется (преобладает субвертикальное сжатие), но меняется их соотношение. Увеличиваются напряжения горизонтального сжатия и среднего (изотропного) давления, но замедляется рост с глубиной девиаторных напряжений. Именно за счет изменения объема порода запасает энергию упругого деформирования в сравнении с чисто упругим состоянием.

При изостатическом подъеме породы ближе к поверхности, возникающем из-за действия эрозионно-денудационных процессов на положительных формах рельефа, снижение напряжений в массиве происходит по упругому закону. Поэтому часть горизонтального упругого сжатия, запасенного при упругопластическом уплотнении на глубине, сохраняется. При этом по мере уменьшения глубины начинает уменьшаться разница между большим вертикальным сжатием и меньшим горизонтальным. Это приводит к тому, что в какой-то момент горизонтальное сжатие в породе превысит вертикальное. Меняется тип геодинамического режима. Горизонтальное растяжение сменяется горизонтальным сжатием.

Такие восходящие движения и процессы эрозии склонов всегда сопровождают рост поднятий виде хребтов. Именно здесь повсеместно распространен режим напряженного состояния с наибольшим сжатием, ориентированным субгоризонтально. В сопряженных с крупными поднятиями межгорных впадинах или передовых прогибах идет аккумуляция осадков и здесь наибольшее сжатие субвертикально. Таким образом, генезис аномально высоких горизонтальных сжимающих напряжений вполне объясняется действием силы тяжести, а не давлением «Индийской плиты».

Еще один важный вывод следует из выполненного здесь анализа. В слоистых средах с чередованием пород с существенно разными механическими свойствами такая зарядка механической энергией может происходить с разной интенсивностью. В компетентных слоях, порода которых обладает более высоким модулем упругости и хрупкой прочностью, упругопластическое уплотнение будет иметь меньшую интенсивность, чем в некомпетентных слоях. Таким образом, в случае постепенного вывода к поверхности такой пачки слоев в них возникнет резко различающееся по интенсивности напряженное состояния в части горизонтальных напряжений. Это может явиться одной из причин формирования изгибной неустойчивости (пликативных деформаций).

Такая неустойчивость подобна волнистости, возникающей в тонких металлических листах стенок трансформаторов из-за температурного расширения. Некомпетентные слои, в которых запасены напряжения повышенного горизонтального сжатие будут стремиться горизонтально удлиниться, уменьшая сжатие. Компетентные слои буду этому препятствовать. Равновесное состояние возникнет тогда, когда слои изогнутся в складки.

Исследование подобной формы неустойчивости в вязкой слоистой среде может быть осуществлено с помощью представленного здесь модифицированного уравнения Навье — Стокса, учитывающего влияние упругой сжимаемости, обусловленной действием силы тяжести. Форма определяющего соотношения для вертикальных скоростей содержит параметр, что говорит о возможности нахождения собственных значений для конкретных краевых задач. Комплексируя вид этого уравнения со способом задания краевых условий на свободной горизонтальной поверхности в эйлеровых координатах, можно говорить о том, что имеет место открытая диссипативная система, закачка энергии в которую осуществляется через свободную поверхность. Здесь речь идет об экзогенных процессах, приводящих к переносу материала из областей восходящих движений в зону нисходящих движений.

Другой важный вывод получен из оценки роли силы тяжести, экзогенных процессов и изостазии в формировании морфологии коры зон орогенных поднятий. Оказывается, смена направления вертикальных движений совсем не обязательно должна выражаться в смене условий внешнего нагружения литосферы. Все причины этого явления заложены в структуре системы кора — верхняя мантии при определенном вкладе эрозионного процесса. При определенном сочетании плотностных свойств вывод слоистой системы из начального плоскопараллельного состояния способен привести к нелинейному колебательному процессу. Вполне вероятно, что подобное явление может происходить и отдельно в слоях осадочного чехла и внутри коры, где существует так называемая зона волновода.

Работа выполнена при поддержке в рамках финансирования по госзаданию ИФЗ РАН и проекта РФФИ *№ 17-05-01193а* и *№ 19-55-53025 ГФЕН_а*.

Литература

Абдарахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Монар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585–1609.

Бобров А.М., Трубицын А.П. Сдвиговые вязкие мантийные напряжения в численной модели суперконтинентального цикла // Физика Земли. 2006. № 8. С. 3–13.

Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.

Гудман Р. Механика скальных пород. 1987. М.: Строиздат, 232 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и нетектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 244 с.

Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.

Калецкая М.С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Труды ИГ АН СССР. 1948. Вып. 2.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамки. М.: Науч. мир, 2004. 610 с.

Макаров В.И. Несогласия и фазы активизации тектонических движений (к палеотектонической интерпретации несогласий) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 139–144.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.

Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д. и др. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар-Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю., Щербина Ф.А. Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Инженерные изыскания. 2011. № 1. С. 42–51.

Марков Г.А. Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: КФАН СССР, 1985. С. 72–84.

Минина Е.А. Новейшая тектоника и рельеф Юго-Восточного Алтая: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л., 1971.

Михайлов В.О. Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Физика Земли. 1983. № 6. С. 3–18.

Михайлов В.О. Моделирование процессов растяжения и сжатия литосферы внутриплитными силами // Физика Земли. 1999. № 3. С. 71—81.

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Исследование формирования напряженно-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов с учетом влияния экзогенных (эрозионно-аккумуляционных) факторов // Проблемы тектоники континентов и океанов: материалы LI Тектонического совещания. М., 2019а. С. 75–79.

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Тектонофизическое исследование возможных механизмов генерации напряжений в коре орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019б. Т. 10, вып. 1. С. 21–41.

Мягков С.Д., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. Вып. 29, № 1, С. 89–100.

Непоп Р.К., Агатов А.Р. Численная оценка сейсмогравитационной денудации на пример Юго-Восточного Алтая // Литосфера. 2011. № 2. С. 111–121.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817−820.

Обручев В.А. Молодость рельефа Сибири / Академику В.И. Вернардскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 2.

Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
Пономарев В.С. Упругая энергия горных пород и сейсмичность // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 75–86.
Пономарёв В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с.
Пономарёв В.С., Тейтельбаум Ю.М., Особенности строения тектоносферы, связанные с процессами релаксации изостазии, и сейсмичность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных областях. М.: Наука, 1978. С. 181–198.
Пономарёв В.С., Трифонов В.Г., Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
Работнов Ю.Н. Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1979. 744 с.
Ребецкий Ю.Л. Влияние упругой сжимаемости мантии на термогравитационную конвекцию. Конвективная неустойчивость гравитационного напряженного состояния // Доклады РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 250–255.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008а. С. 431–466.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11, № 1. С. 66–73.
Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008в. Т. 423, № 4. С. 538–542.
Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, вып. 4. С. 437–466.
Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геол. руд. месторож. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.
Рейснер Г.И. О квалификации новейших прогибов Горного Алтая // БМОИП, отд. Геол. 1971. Т. XLVI (3).
Современная геодинамика внутри континентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Науч. мир, 2005.
Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
Стром А.Л. Формирование молодых дислокаций, характеризующихся «дефицитом пространства» как отражение процесса новейшего складкообразования // Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). М., 2001. С. 106–109.
Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О. Формирование системы горное сооружение — предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 3–21.
Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное гообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
Трубицын В.П. Уравнение тепловой конвекции для вязкой сжимаемой мантии с фазовыми переходами // Физика Земли. 2008. № 12. С. 83–91.
Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
Brown W., Hoek E. Technical Note. Trends in relationships between measure in-siru stress and depth // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. 1978. V. 15. P. 211–215.
Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Y. Late Cenozoic tectoniolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building // Geol. Soc. Am. Bull. 2001 V. 113, No. 12 P. 1544–1559.
Clark S.P., Jager E. Denudate rate in the Alps from geochronologic and heat flow date // Amer. J. Sci. 1969. V. 267 P. 1143–1160.
England P. Metamophic pressure estimates and sediments volumes for Alpine orogeny: an independent control on geobarometers // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 387–397.
Love A.E.H. Some Problems of Geodynamics. Cambridge University Press, London, 1911. 180 p.

Makarov V.I. Neotectonics and geodynamics of mountain systems of Central Asia // Quaternary Intern. 1995. V. 25. P. 19–23.

Menard H.W. Marine geology of Pacofic. N.Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.

Mercier J-C.C. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, B.11. P. 62930–6303.

Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polono R. Foredeep basin: the main features and model of formation // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 345–359.

Savchenko S., Gorbatsevich F. Estimation of the stressed state of the rock mass in the area of the Outkumpu deep drill hole (OKU), Finland // Acta Geodyn. Geomater. 2012. V. 9, No 1. P. 31–42.

Shubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle convection in the Earthand Planets. Cambridge Univ. Press, 2001. P. 940.

Voigth B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V. 2. P. 580–582.

Watts A.B., Cochran I.R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian-Emperor seamount chain // Royal Astron. Soc. Geophys. J. 1974. V. 38. P. 119–141.

Weiss F.N. Sediment monitoring, long term loads balances and management strategies in Southern Bavaria // Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. IANS publication. 1996. V. 236. P. 575–586.

Zeitler P.K., Tahirkhell R.A., Naeser C. W. et al. Uplift of the Himalayas Northern Pakistan, as inferred from fussion treck ages of sphere, epidote and zircon // Fussion track dating workshope. Pisa, 1980. 239 p.

Л. А. Сим

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОЛЕВЫХ МЕТОДОВ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Посвящена памяти М. В. Гзовского

L. A. Sim

Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, sim@ifz.ru

HISTORY OF DEVELOPMENT OF FIELD METHODS FOR RECONSTRUCTION OF TECTONIC STRESSES

Dedicated to the memory of M.V. Gzovsky

«Михаил Владимирович Гзовский зажег путевые фонари в тектонофизике не только для своих современников, но и для тектонофизиков XXI в» — этой фразой я закончила свои воспоминания об Учителе в сборнике, посвященном 80-летию Михаила Владимировича [Сим, 2000]. С тех пор прошло 20 лет, но я уверенно повторяю эту фразу в сборнике, посвященном 100-летию Михаила Владимировича. Я являюсь представительницей одной из пяти студентов кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ, которая прослушала единственный факультативный курс тектонофизики, прочитанный Михаилом Владимировичем в МГУ в 1965 г. Известно, что Михаил Владимирович, будучи выпускником МГРИ, читал свои курсы именно во МГРИ. Более подробно о курсе Михаила Владимировича в МГУ было написано мною в сборнике [Гзовский…, 2000]. Все пять бывших студентов М.В. Гзовского достигли больших успехов в тектонофизике: О.И. Гущенко предложил свой метод реконструкции тектонических напряжений [Gushchenko, 1973; Гущенко, 1979], В.В. Степанов предложил метод расчета тектонических деформаций [Степанов, 1979], Н.Ю. Васильев активно применяет методику О.И. Гущенко и развил ее для прогноза месторождений рудных и индустриальных полезных ископаемых [Васильев и др., 2017]. В.А. Кондратов — пятый студент нашей группы слишком рано (1979 г.) ушел из жизни, но успел на месторождениях урановых руд в Казахстане и в Забайкалье употребить те знания, которые он получил на курсе М.В. Гзовского. Создание кинематического метода позволило по-новому подойти к проблеме, поставленной М.В. Гзовским. Эти новые подходы требовали не только знаний структурной геологии и наличия опыта полевых работ, но и хорошего понимания механических основ разрушения горных пород. Исследования О.И. Гущенко дали импульс механикам на дальнейшее развитие методических основ реконструкции природных напряжений. Вслед за методом О.И. Гущенко появились новые методы, созданные С.Л. Юнгой и Ю.Л. Ребецким. Юрий Леонидович — заведующий лаборатории им. М.В. Гзовского, достиг значительных успехов в изучении тектонических напряжений как по сейсмологическим, так и по геологическим данным. Он предложил и обосновал возможность расчета полного тензора напряжений на основе обобщения результатов экспериментальных работ по разрушению горных пород и привлечения дополнительных сейсмологических данных о динамических параметрах очага землетрясений [Ребецкий, 2005, 2007]. Программа StressGeol, составленная Юрием Леонидовичем для реконструкции тектонических напряжений по замерам векторов перемещений на зеркалах скольжения, в последние годы успешно используется сотрудниками лаборатории А.В. Мариниым и И.В. Бондарем на Большом Кавказе, Тянь-Шане, Хибинах и др. регионах [Маринин, 2013; Маринин и др., 2016; Бондарь и др., 2019].

Эта статья включает в себя элементы эссе, которые неуместны в научных журналах. В специальном сборнике, посвященном 100-летию крупнейшего тектонофизика, моего учителя М.В. Гзовского, пожалуй, история возникновения структурно-геоморфологического метода (СГ) реконструкции напряжений платформ, отвечающих типу напряженного состояния в виде горизонтального сдвига [Сим, 1991] и других методов будет уместна. Метод предложен мною в 1987 г. на основе обобщений о парагенезах вторичных нарушений в зонах горизонтальных сдвигов, сделанных М.В. Гзовским [Гзовский, 1975, с. 148]. Идея использовать эти парагенезы возникла в экстремальной ситуации. В конце 80-х годов Атомэнергопроект производил изыскания и разработку технико-экономического обоснования строительства одновременно двух атомных электростанций: Печорской

и Карельской. В число задач, поставленных перед подрядчиком (объединение «Аэрогеология», партия № 14) стояли задачи, кроме геологической съемки масштаба 1:200 000 с детальным изучением участков, выбранных под строительство АЭС, выделения активных современных разломов и т.д., исследования параметров современного напряженного состояния районов проектируемых АЭС в масштабе 1:200 000 на участках геологической съемки того же масштаба, а также масштаба 1: 1 000 000 — на территории между Карельской и Печорской АЭС (!?!). С партией № 14 я работала на протяжении более 10 лет, и в том числе благодаря работе с этой организацией, мною была составлена схема тектонических напряжений зоны сочленения Мезенской синеклизы и Тимана [Сим, 1980], в пределах которой в бассейне р. Вашка была выбрана площадка проектирования Печорской АЭС. Подрядчики — аэрогеологи обратились ко мне с предложением заключить договор о проведении тектонофизических исследований. По Печорской АЭС материалы были готовы, по Карельской нам давалось 2 полевых сезона для проведения тектонофизической съемки. Встала очевидная проблема характеристики неотектонических (и современных) напряжений территории континентальной части СССР в пределах Русской плиты и Балтийского щита до широты г. Ленинграда (60° с.ш.) в масштабе 1:1 000 000 — это была невыполнимая задача. Сейсмических данных о механизмах очагов землетрясений на эту территорию не было, кроме единичных механизмов в акватории Баренцева моря и Осмуссаарского землетрясения в Балтийском море. Кроме того, на Кольском п-ове в рудниках Хибинского и Ловозерского массивов были немногочисленные данные инструментальных измерений современных тектонических напряжений, а также небольшие участки с восстановленными кинематическим методом тектоническими напряжениями на побережьях Онежского озера и Кандалакшского залива [Бабак и др., 1981], — и всё! Как на этой основе можно было характеризовать тектонические напряжения такой огромной площади! На оба участка, выбранные под проектирование АЭС, были восстановлены параметры «общего поля» тектонических напряжений [Сим, 1982]. Обоснование этого метода будет рассмотрено ниже после обсуждения проблем с Карельской АЭС.

Я решила, что единственное, что объединяет поле напряжений этой территории по моим данным, — это то, что на Мезенской синеклизе (вместе со Средним Тиманом) оно отвечает геодинамическому типу напряженного состояния в виде горизонтального сдвига с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия и субширотной — растяжения. В Карелии на территории тектонофизической съемки масштаба 1:200 000 тоже получилось «общее поле» напряжений (ОПН), отвечающее горизонтальному сдвигу, но ориентации осей максимального девиаторного сжатия и растяжения (далее сжатия и растяжения) были другими: в Карелии ЗСЗ ориентация оси сжатия, субмеридиональная — растяжения. Эта единственная общность характеристик тектонических напряжений двух площадей, удаленных на расстояние около 1000 км, а именно: тип напряженного состояния горизонтального сдвига, заставил пересмотреть работы М.В. Гзовского, особенно в той части, где обсуждалась теория деформации простого сдвигания [Гзовский, 1975, с. 138–149]. Прежде всего, на вооружение была взята фраза о том, что «платформенные разрывы отличаются большой протяженностью (многие сотни километров), хрупкостью, очень простым строением плоского сосредоточенного шва, очень слабой сейсмичностью, особой минерализацией. Такие разрывы образуют сетки нарушений, выявленных особенно полно при аэрофотосъемках. Они нередко тянутся независимо от простирания слоев и складок в складчатом основании платформы».

А взаимные ориентировки триады трещин — двух сколовых и в остром углу между ними — отрывов [Гзовский, 1975, с. 148] были положены в основу метода (рис.1, *а*, *б*). Достаточно большое значение имела фраза об особенно полном обнаружении сеток нарушений, выявленных на фотоснимках, которые активно применяются при использовании СГ метода. Множество данных о крутом падении крупных разломов на платформах также способствовало убеждению о сдвиговом поле напряжений на платформах.

Со временем были сформулированы следующие пункты обоснования СГ метода: 1 — крутопадающие разломы на платформах требуют сдвигового поля напряжений; 2 — в верхних частях земной коры (осадочного чехла) малы гравитационные силы, соответственно, из-за отсутствия (или малого) литостатического давления ось сжатия может быть субгоризонтальна; 3 — относительно применения СГ метода в пределах чехла платформ обоснованием СГ метода служат данные моделирования сдвигов на платформенных плитах Ю.Л. Ребецкого (математическое моделирование) [Ребецкий, 1987] и А.В. Михайловой (физическое моделирование) [Михайлова, 2002]. Моделирование сдвигов на платформах было проведено сотрудниками лаборатории тектонофизики им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецким и А.В. Михайловой, что важно отметить в связи со 100-летним юбилеем М.В. Гзовского.

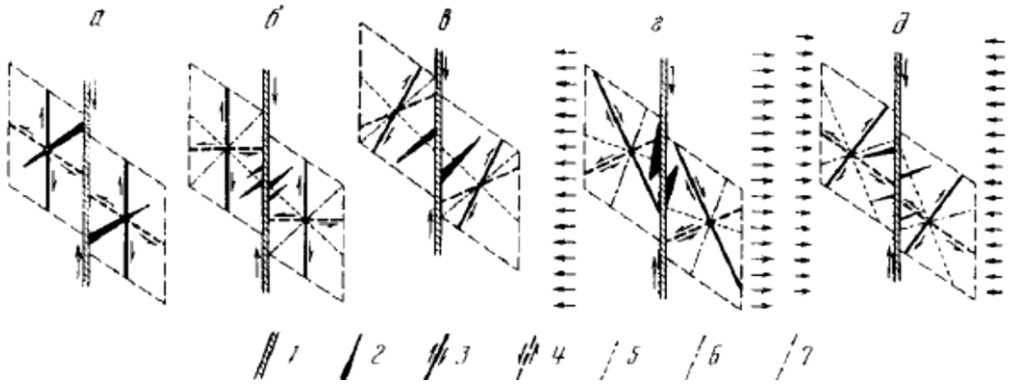


Рис. 1, *а*. Схема расположения осей напряжений и трещин в момент их возникновения при деформации сдвигания:
а — широко распространенная неправильная схема; *б–д* — рекомендуемая схема: *б* — при угле скалывания 45º, *в* — при угле скалывания меньше 45º, *г* — при угле скалывания 45º и дополнительном растяжении, *д* — при угле скалывания 45º и дополнительном сжатии. *1* — шов главного разрыва; *2* — трещины отрыва; *3*, *4* — сопряженные трещины скалывания; *5–6* — оси напряжений σ_1 и σ_3; *7* — условные границы рассматриваемого участка [по: Гзовский, 1975, с. 148]

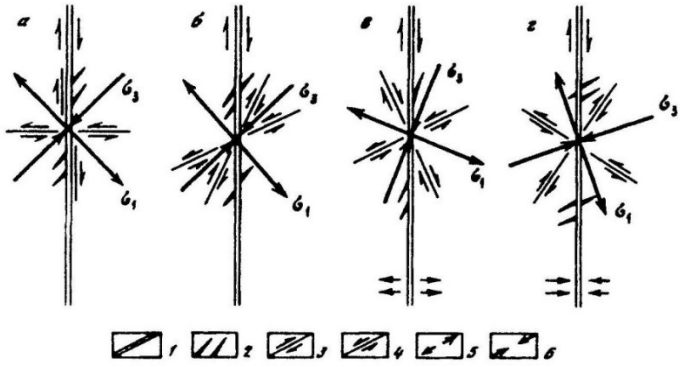


Рис.1, *б.* Палетка Гзовского (рис. 1, *а* с изменениями). Варианты напряженного состояния при углах скалывания близких к 45º (*а*), меньше 45º (*б*), обстановка дополнительного растяжения (*в*) и сжатия (*г*):
1 — разлом; *2* — трещины отрыва; *3*, *4* — сколы с правой (*3*) и левой (*4*) сдвиговой кинематикой; *5*, *6* — ориентация дополнительного растяжения (*5*) и сжатия (*6*) в горизонтальной плоскости

Данные моделирования показали, что если по разломам фундамента независимо от их предшествующей кинематики, происходят перемещения вдоль простирания, то в основании чехла над разломами формируются максимумы касательных напряжений; в средней части чехла они существенно меньше, а на дневной поверхности возникает второй максимум касательных напряжений, приводящий к формированию трещин оперения, соответствующих оперяющим трещинам (разрывам) сдвигу в фундаменте (рис. 2).

Таким образом, даже при отсутствии в средней части осадочного чехла магистрального разлома, в верхней части осадочного чехла фиксируются оперяющие разрывы (в нашем случае мегатрещины — мелкие прямолинейные элементы рельефа), образованные за счет горизонтальных сдвиговых подвижек по разлому фундамента. Именно по этим мегатрещинам на дневной поверхности дешифрируются зоны повышенной трещиноватости в виде линеаментов.

СГ метод дает возможность определить ориентировки в горизонтальной плоскости осей сжатия и растяжения, направление сдвигового перемещения по разлому (правый или левый сдвиг), дополнительные факторы геодинамической обстановки формирования разлома (дополнительное сжатие или растяжение, ориентированное нормально к плоскости разлома). Для использования этого метода были собраны данные о крупных разломах значительной части севера Восточно-Европейской платформы до широты г. Ленинграда, как это было сформулировано в техзадании Атомэнергопроекта. Вдоль разломов были отдешифрированы мелкие прямолинейные элементы рельефа, трактуемые нами как мегатрещины — возможные оперяющие трещины (опережающие — термин К.Ж. Семинского), которые при сопоставлении с палеткой Гзовского позволили составить первую схему тектонических

напряжений севера Восточно-Европейской платформы [Сим, 1991]. Позже этой же методикой были восстановлены тектонические напряжения всей Русской плиты, Западно-Европейской, Тимано-Печорской и Скифской молодых плит и произведено обобщение всех полевых данных о тектонических напряжениях северной Евразии, в которое также вошли данные проведенной А.В. Мариниым реконструкции тектонических напряжений на Северо-Западном Кавказе и Тянь-Шане с использованием метода катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [Сим и др., 2018].

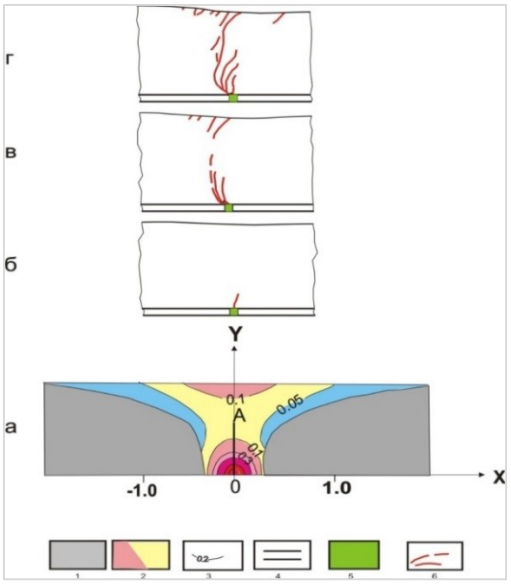


Рис. 2. Разрушение слоя над сдвигом в его основании:
а — расчетные эквивалентные напряжения, ответственные за разрушение [Ребецкий, 1987]; *б–г* — последовательные стадии развития разрывов [Михайлова, 2002]: *б* — зарождение разрыва в слое над областью горизонтального сдвигания в основании; *в* — развитие разрывов двумя группами — снизу и сверху, *г* — объединение обеих групп разрывов. *1* — область двустороннего сжатия и отсутствия разрывов; *2* — область «скалывания»: максимальные девиаторные напряжений напряжения положительны, минимальные — отрицательны; *3* — изолинии эквивалентных напряжений; *4* — блоки фундамента в основании; *5* — зона дробления; *6* — разрывы (в разрезе)

В прошлом году молодые коллеги лаборатории тектонофизики Н.А. Гордеев и А.Б. Молчанов автоматизировали СГ метод [Гордеев, Молчанов, 2019], что существенно ускорит реконструкцию тектонических напряжений указанным методом.

Здесь необходимо отметить, что я была во время работы по проекту выбора площадки под строительство Карельской АЭС Атомэнергопроектом активной противницей строительства АЭС в Карелии, потому что Карелия буквально «вчера» освободилась от ледника и представляет собой соединенные друг с другом озера, реки и речки — единая водная система, которая может быть мгновенно отравлена как зона отдыха для россиян. Ведь проектирование этой АЭС производилось практически сразу после Чернобыльской трагедии 1986-го г., известной своими последствиями. Из-за этой точки зрения представители «Атомэнергопроект» готовы были разорвать со мной контракт, но я работала как субподрядчик по договору с подрядчиком «Атомэнергопроекта» партией № 14 объединения «Аэрогеология», сотрудники которой поддерживали мою точку зрения, но не столь активно, как я.

Мои «Заказчики» решительно отказались прерывать контракт со мною, так что работы были продолжены. Тогда, в конце 80-х — начале 90-х годов было мощное движение жителей Карелии против строительства АЭС. 10 декабря 1989 г. протестные настроения вылились в антиатомный марш. Был организован двухчасовой митинг, лозунги которого в итоге услышали власти. В мае 1990 г. Верховный совет Карелии выступил против атомной электростанции и запретил дальнейшие инженерные работы. После этого тема строительства АЭС поднималась еще раз 15 лет назад. Однако тогдашнее руководство Карелии во главе с Сергеем Катанандовым также сумело доказать федеральному руководству, что атомная станция принесет республике больше вреда, чем пользы. Кстати, пользуясь заявленным выше жанром «эссе» хочу заметить, что и сегодня тема Карельской АЭС остается актуальной. Активным противником строительства АЭС в Карелии является ст. научный сотрудник

Карельского научного центра Д. Рыбаков, считающий «что это ущербно для нашей республики как в экологическом, так и экономическом плане и что для Карелии важнее развивать альтернативные, возобновляемые источники энергии. Но это сегодня практически не делается (сайт «Карельская АЭС» в Интернете).

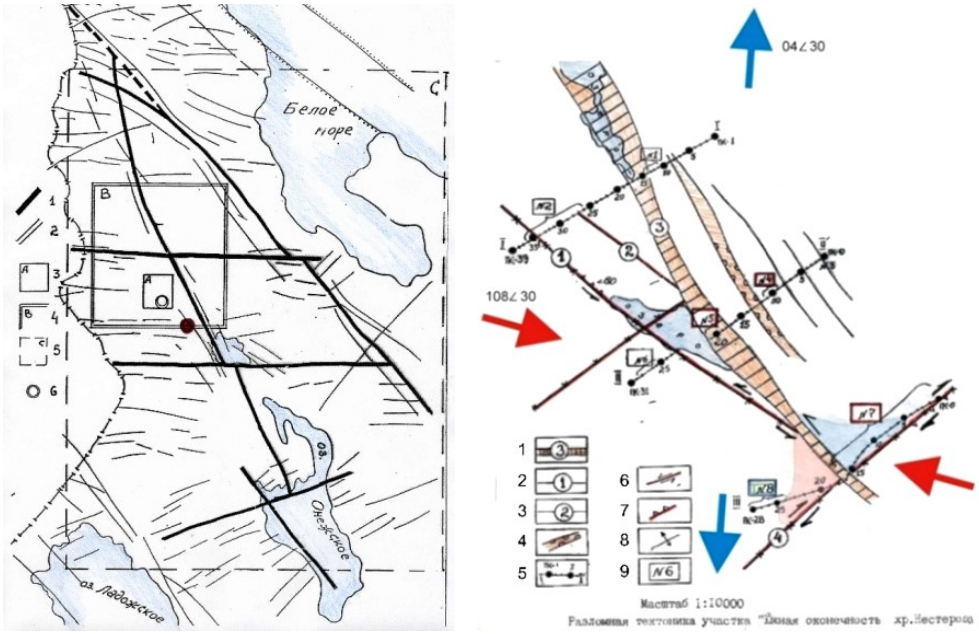


Рис. 3. Геохимическое профилирование в районе выбора площадки под строительство Карельской АЭС.
Слева: *а* — Район проектируемой Карельской АЭС. *1–2* — разломы: *а* — I, *2* — II и более мелких рангов; *3–6* — площади геологической съемки: *3* — детальной, *4* — масштаба 1:200 000, *5* — масштаба 1:1 000 000; *6* — геохимического профилирования. *Справа:* Разломная тектоника участка «Южная оконечность хребта Нестерова». Цифры в кружках — разломы; *1* — главный, одна из ветвей Онего-Сегозерского разлома; *2* — разломы 2-го ранга (*1*, *2* и *4*), *3* — более мелкие разломы; *4* — ров, образованный между двумя крупными поверхностями рассланцевания — разломами; *5* — геохимические профили и точки отбора проб; *6* — сдвиги, *7* — взбросы; *8* — взрезы; *9* — номера геохимических аномалий. Голубой цвет — сектор растяжения, красный — сектор сжатия; образованы за счет разнонаправленных сдвиговых подвижек по разломам № 4 и № 7; цветные крупные стрелки — проекции на горизонтальную плоскость оси сжатия (красные) и растяжения (синие) общего поля напряжений (ОПН), восстановленного для площади геологической съемки масштаба 1:200 000

Тектонические напряжения на территории будущих Карельской и Печорской АЭС восстанавливались мною кинематическим методом О.И. Гущенко (графический вариант). Известно, что он основан на анализе векторов перемещения на зеркалах скольжения. При этом считается, что борозды скольжения преимущественно фиксируют следы последних перемещений, а Балтийский щит достаточно активен в неотектонический этап, т.е. мы считали, что как в Карелии, так и в Мезенской синеклизе кинематическим методом были восстановлены неотектонические напряжения. Начальство «Атомэнергопроекта», раздраженное моей «зеленой» позицией, потребовало от меня доказательства, что восстановленные мною тектонические напряжения являются неотектоническими и, более того, современными, что и нужно при проектировании АЭС. В связи с этим я пригласила сотрудников кафедры геохимии геологического факультета МГУ провести комплексное геохимическое профилирование через разломы.

На двух детальных участках геохимического опробования (рис. 3, слева) было проведено геохимическое опробование с шагом 25 м. Одновременно в каждой точке измерялось содержание радона в почве, углекислого газа и радиоактивность. Участки выбраны в поле развития моренных отложений. Разломы отдешифрированы по снимкам, направление сдвиговых перемещений прогнозировано по ориентировкам ОПН, реконструированного для всей площади съемки масштаба 1:200 000 (рис. 3, слева). Результаты опробования по одному из профилей показан на рис. 4. Над профилями вверху показаны аномалии № 7 и № 8, выделенные на рис. 3, справа. Очевидно, что аномалия 7, относящаяся к сектору локального растяжения (пересечение разломов с осью растяжения внутри) и показывающая резкие превышения содержания радона и углекислого газа при фоновых

значениях радиоактивности, обусловлена обстановкой дополнительного растяжения. В секторе сжатия (пересечение разломов с осью сжатия внутри) незначительная аномалия содержания радона вызвана повышенной радиоактивностью.

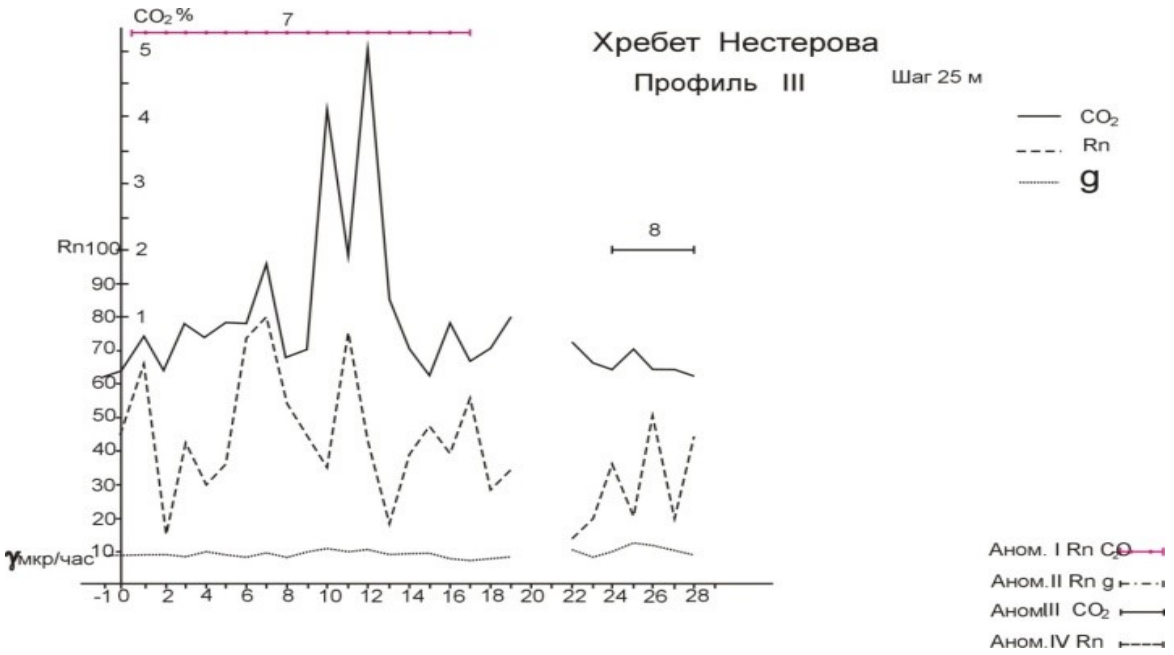


Рис. 4. Геохимический профиль вдоль разлома № 4. Над профилями вверху показаны аномалии № 7 и № 8, выделенные на рис. 3 справа

Так как объекты геохимического опробования были в четвертичных отложениях, нами было доказано, что восстановленные по бороздам скольжения в архей-протерозойских породах, характеризуют и современное поле напряжений — начальство Атомэнергопроекта было удовлетворено. Соответственно, изменения локальных стресс-состояний, восстановленных кинематическим методом в разных крыльях разломов, стало критерием активности разломов на современном этапе.

За основу ранжирования тектонических напряжений принят принцип изменчивости ориентировок локальных напряжений в окрестностях разлома при сдвиговой подвижке по нему [Сим, 1982]. Эта изменчивость получена при оптическом и математическом моделировании сдвигов [Осокина, 1987] и свидетельствует о том, что в окрестностях разлома ориентировки осей локальных напряжений изменяются в пределах 45º. Все оси локальных напряжений (отнесем их ко II рангу) в этом случае могут быть описаны конусами сжатия и растяжения с углом при вершине 90º, а оси конусов, соответственно, будут осями сжатия и растяжения I ранга или оси главных нормальных напряжений ОПН. На рис. 5 приведен пример анализа ОПН по данным определений локальных стресс-состояний в отдельных точках наблюдения в пределах Пелингичейского блока, который был выделен на Приполярном Урале по структурным признакам. Размер блока около 100 км^2.

Как уже упоминалось выше, сдвиговое ОПН района проектируемой Карельской АЭС характеризуется запад-северо-западной ориентацией оси сжатия, погружающейся по аз. 108 угол 30º и субмеридиональной — оси растяжения, погружающейся на север по аз. 4 угол 30º (рис. 3, справа).

Целью обзора истории развития полевых методов реконструкции тектонических напряжений было показать, какую важную роль играют работы Михаила Владимировича, в том числе в создании тектонофизических методов: четверо его учеников, прослушавших всего лишь один семестр факультативный курс тектонофизики, создали свои методы. Вольнослушатель Л.М. Расцветаев, также прослушавший этот курс, создал свой парагенетический метод, ряд тектонофизических методов изучения полей напряжений было создано исследователями, бывшими аспирантами Михаила Владимировича (П.Н. Николаев, В.Д. Парфенов) и сотрудниками лаборатории тектонофизики (Ю.Л. Ребецкий). Обоснование этих методов базировалось на данных математического и физического моделирования, активно проводившихся в созданной им лаборатории тектонофизики. Сегодня геологи лаборатории тектонофизики проводят активные тектонофизические исследования на Балтийском щите, Тянь-Шане, Большом Кавказе, Горном Алтае, Сахалине.

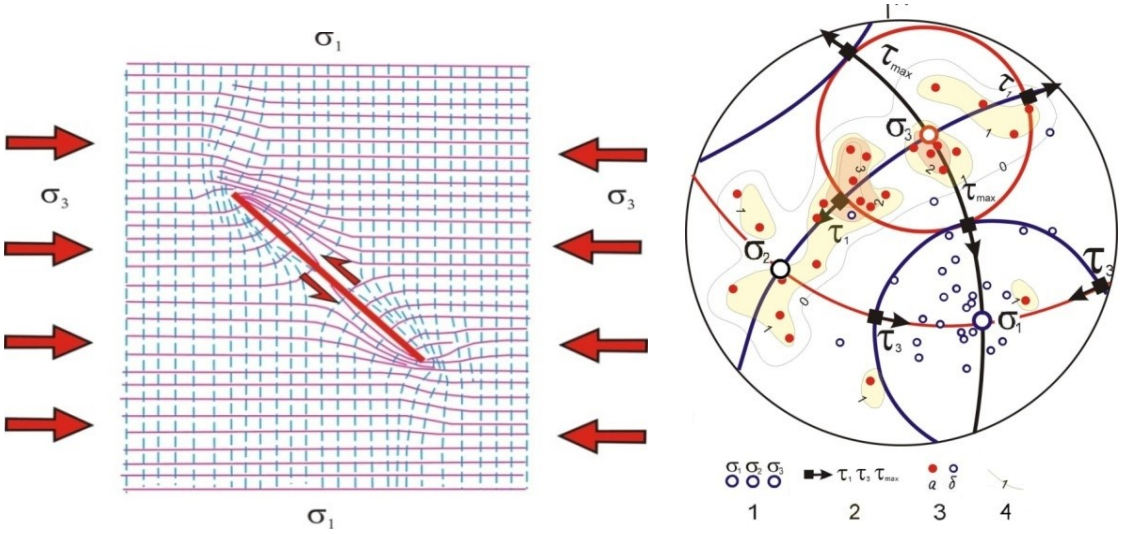


Рис. 5. Определение ОПН по данным определений стресс-состояний в локальных объемах. *Справа*: изменение ориентировок внешнего поля напряжений, вызванное перемещением по разрыву, по [Осокина, 1987]; *слева:* ОПН Пелингичейского блока, Приполярный Урал:
1–2 — тектонические напряжения «общего поля»: оси главных нормальных напряжений: σ_1 — минимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — максимальных сжимающих напряжений; *2* — полюса плоскостей действия касательных напряжений; *3* — оси локальных стресс-состояний: *а* — сжатия, *б* — растяжения, *4* — изолинии плотностей осей сжатия локального стресс-состояния

Сотрудники лаборатория тектонофизики гордятся тем, что лаборатория носит имя М.В. Гзовского. В создании методов изучения тектонических напряжений уже в последние годы принимают участие совсем молодые сотрудники лаборатории. Поэтому я повторю фразу, которой я завершила свою статью 20 лет назад: «Михаил Владимирович Гзовский зажег путевые фонари в тектонофизике не только для своих современников, но и для тектонофизиков XXI в».

Исследования проведены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Литература

Бабак В.И., Сим Л.А., Касаткин Ф.Г. Вариации тектонического поля напряжений восточной части Балтийского щита: автореф. докл. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 1. С. 150.

Бондарь И.В., Маринин А.В. Напряженно-деформированное состояние Хибинского массива по данным полевых тектонофизических исследований // Сергеевские чтения: Эколого-экономический баланс природопользования в горнопромышленных регионах. Пермь, 2019. Т. 21. С. 388–393.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования (результаты реконструкций по методике О.И. Гущенко) // Материалы Всерос. конф., посвящ. 120-летию со дня рожд. А. Г Бетехтина «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты». 20–22 ноября 2017 г. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 133–137.

Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. Моделирование геообъектов и геопроцессов. 2019. № 2. С. 25–33.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 4. С. 461–484.

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Напряженно-деформированное состояние Киргизского хребта по данным изучения геологических стресс-индикаторов // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докл. всерос. конф. М.: ИФЗ. 2016. Т. 1. С. 152–161.

Михайлова А.В. Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента в свете учения М.В. Гзовского // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 212–224.

Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 135–151.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М., 1987. С. 4–56.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных пород. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным разрывных смещений // Геофиз. журн. Киев, 2005. Т. 27, № 1. С. 39–54.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

Сим Л.А. Мои воспоминания об Учителе // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 160–162.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 771–800. Doi:10.5800/GT-2018-9-3-0371.

Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М. Наука, 1979. С 67–71.

Gushchenko, O.I. Analysis of the orientations of the slip on the fault 926 plane and their tectonophysical interpretation during the reconstruction of 927 palaeostresses // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1973. 210. P. 331–334.

***Л. А. Сим*[1], *А. В. Маринин*[1], *Г. В. Брянцева*[2], *Н. А. Гордеев*[1], *И. В. Бондарь*[1]**

[1]*Институт физики Земли им. О. Ю.Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru*
[2]*МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет*

ОСОБЕННОСТИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ГЛОБАЛЬНЫМ ТЕКТОГЕНЕЗОМ

Аннотация

Комплексом тектонофизических методов восстановлены тектонические напряжения Северной Евразии. На всех платформах исследованной части Евразии установлены сдвиговые неотектонические напряжения. На Западно-Европейской молодой плите, восточной части Балтийского щита восстановлен западный тип напряженного состояния с субширотной-ЗСЗ ориентацией оси сжатия. Восточный тип с субмеридиональной ориентацией оси сжатия и субширотной — оси растяжения характерен практически для всех остальных платформ, а также для орогенных структур Кавказа, Северного Тянь-Шаня, Чукотки. На севере Евразии западный и восточный типы сдвигового напряженного состояния обусловлены влиянием процессов спрединга в Северной Атлантике и Арктике. Границы между этими типами напряженно-деформированного состояния на Русской плите выделены как зоны неустойчивых тектонических напряжений, где они являются барьерами для распространения сейсмичности. Рифтогенез в Арктике не влияет на распределение тектонических напряжений на северо-востоке Сибирской платформы. Орогенные процессы в структурах обрамления Северной Евразии отражаются на распределении тектонических напряжений на соседних платформах. Выделены внутриплатформенные источники остаточных гравитационных тектонических напряжений (Хибинский и Ковдорский массивы на Балтийском щите, Кожимская кольцевая структура на Приполярном Урале, Оленекский и Мунский массивы на Сибирской платформе). На Сахалине неотектоническое напряженно-деформированное состояние с субширотным сжатием и субмеридиональным растяжением целиком обусловлено движением Охотоморской и Амурской микроплит.

***L. A. Sim*[1], *A. V. Marinin*[1], *G. V. Bryanceva*[2], *N. A. Gordeev*[1], *I. V. Bondar'*[1]**

[1]*Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, sim@ifz.ru*
[2]*Moscow State University M.V. Lomonosov, geological faculty*

FEATURES OF NEOTECTONIC STRESSES OF NORTHERN EURASIA AND THEIR INTERRELATION WITH GLOBAL TECTOGENESIS

Abstract

Tectonic stresses of Northern Eurasia were reconstructed by a complex of tectonophysical methods. Shear neotectonic stresses were established on all platforms of the studied part of Eurasia. On the Western European young plate, the Eastern part of the Baltic shield, the Western type of stress state with a sub-latitude-WNW orientation of the compression axis was restored. The Eastern type with a submeridional orientation of the compression axis and a sub-latitude-stretching axis is typical for almost all other platforms, as well as for the orogenic structures of the Caucasus, Northern Tien Shan, Chukotka. In the North of Eurasia, the Western and Eastern types of shear stress state are due to the influence of spreading processes in the North Atlantic and Arctic. The boundaries between these types of stress-strain state on the Russian plate are identified as zones of unstable tectonic stresses, where they are barriers to the propagation of seismicity. Rifting in the Arctic does not affect the distribution of tectonic stresses in the North-East of the Siberian platform. Orogenic processes in the framing structures of Northern Eurasia are reflected in the distribution of tectonic stresses on neighboring platforms. Intra-platform sources of residual gravitational tectonic stresses (Khibiny and Kovdor massifs on the Baltic shield, Kozhimskaya ring structure on the circumpolar Urals, Oleneksky and Munsky massifs on the Siberian platform) are identified. On Sakhalin, the neotectonic stress-strain state with sub-latitude compression and submeridional stretching is entirely due to the movement of Okhotsk and Amur microplates.

Введение

В работе представлено обобщение многолетних исследований напряженно-деформированного состояния верхних частей литосферы Евразии. Преобладающую часть Северной Евразии составляют платформенные структуры, которые представляют собой «белое пятно» на картах напряженного состояния.

Целью исследования являлось составление схемы неотектонических напряжений Северной Евразии для определения влияния глобального тектогенеза на развитие платформенных структур. Тектонические напряжения восстанавливались комплексом тектонофизических методов с активным

использованием структурных методов изучения разломной тектоники и трещиноватости — наиболее однозначными индикаторами тектонических напряжений, картированием мелких структурных форм, помогающих восстанавливать локальные стресс-состояния в массивах горных пород (разновозрастные жилы с различными минеральными заполнителями, стилолитовые швы, элементы складок и т.д.). В статье кратко приведены результаты реконструкции тектонических напряжений на платформах с разновозрастным фундаментом: Западно-Европейской, Восточно-Европейской, Тимано-Печорской, Скифско-Туранской, Западно-Сибирской и Сибирской. Кроме этого, обобщены данные реконструкций тектонических напряжений в структурах обрамления платформ: На Карпатах, Кавказе, Пай-Хое, Полярном-Северном Урале, Северном Тянь-Шане, Чукотке, Сахалине и Стрельцовской кальдере — вулкано-плутонической структуре с богатыми урановыми месторождениями. В результате исследований на фактическом материале подтверждено влияние процессов спрединга в Северной Атлантике и Арктике на формирование новейших структур в прилегающих к зонам рифтогенеза континентальных частях платформ; установлена граница влияния процессов в Атлантике и в Арктике на Восточно-Европейскую платформу, которая контролирует распределение сейсмичности на Русской плите. Установлено, что спрединг в Арктике ответственен за формирование молодых структур Пай-Хоя и Приполярного Урала, а также северной половины Западно-Сибирской плиты. При этом влияние Арктического спрединга на северо-восточную окраину Сибирской платформы установить не удалось. По всей вероятности, это связано с близостью полюса вращения между Евразийской и Северо-Американской плитами к району вхождения зоны спрединга в континент. Уточнена граница между Охотской и Амурской микроплитами на Сахалине; установлены источники горизонтального сжатия, обусловленные разрядкой остаточных гравитационных напряжений при длительном воздымании структур, сопровождавшихся эрозией и денудацией.

Краткий очерк об изученности тектонических напряжений Северной Евразии по геологическим данным

Обширность территории исследования и объем статьи и не позволяют более детально рассмотреть вопросы вклада различных авторов, производивших тектонофизические исследования в пределах Северной Евразии, поэтому мы ограничимся лишь кратким перечнем наиболее крупных работ в этом регионе. Начало исследований полевыми методами тектонических напряжений было положено М.В. Гзовским, предложившим метод выделения сколовых сопряженных трещин [Гзовский, 1954, 1975]. Далее тектонофизические исследования на территории запада Верхояно-Чукотской складчатой области были осуществлены Г.С. Гусевым (1979); на Кавказе в течение многих лет тектонические исследования проводились Л.М. Расцветаевым, а также его учениками Т.Ю. Тверитиновой, А.В. Мариниым и др. (1982 — настоящее время). Территория Донбасса активно изучалась В.А. Корчемагиным и его последователями (1984–2008). Изучение тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны и Монголии успешно проводилось С.И. Шерманом и Ю.И. Днепровским (1989) и продолжается сотрудниками ИЗК СО РАН К.Ж. Семинским, В.А. Саньковым, А.С. Гладковым, О.В. Луниной и др. (1986 — настоящее время). Разноранговые тектонические напряжения Кавказа и Ирана были исследованы П.Н. Николаевым (1977–1992), в Узбекистане — Р.А. Умурзаковым (2008). На территорию Украинского щита, Крыма тектонические напряжения геологическими методами восстановлены О.Б. Гинтовым и А.В. Муровской, В.В. Гончаром (1988 — настоящее время). Фрактографическим методом реконструкции палеонапряжений [Bankwitz, Bankwitz, 1984] авторами производилось изучение ряда структур в Западной Европе, а по методике, разработанной Ж. Анжелье [Angelier J. et al., 1994; Saintot A., Angelier J., 2002 и др.] тектонические напряжения восстановлены в числе многих регионов мира, в том числе и в пределах юга Европейской части России. М.Л. Коппом с коллегами полевыми методами изучено напряженное состояние Русской плиты (2014 — настоящее время). С 1979 г. Л.А. Сим было начато планомерное изучение тектонических напряжений на севере Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорской плиты, включая выходы байкалид в фундаменте указанной плиты на Среднем и Северном Тимане, в северных частях Урала, на Сахалине (1979–2018).

Методы исследования

Тектонофизические исследования на севере Евразии проводились комплексом как полевых, так и камеральных методов. Обоснование методов и особенности их применения, преимущества и ограничения изложены в работе [Ребецкий, Сим, Маринин, 2017]. Доминирующим по площади являлся структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых тектонических

напряжений платформ [Сим, 2000]. Технология метода заключается в дешифрировании по топоснове или космическим снимкам мелких прямолинейных элементов в зоне динамического влияния разломов (или линеаментов), которые выражены в рельефе в виде зон повышенной трещиноватости над разломом фундамента со смещениями по простиранию. В обосновании СГ метода лежат данные о развитии оперяющих разрывов в зоне динамического влияния горизонтальных сдвигов, обобщенные М.В. Гзовским [Гзовский, 1975] в виде закономерно ориентированных между собой триады разрывов: две системы сколов и отрывы. Если взаимная ориентировка мегатрещин между собой и по отношению к разлому(линеаменту) соответствует одному из вариантов ориентации оперяющих разрывов по отношению к разлому на палетке Гзовского, то решаются следующие задачи: 1) восстанавливается ориентировка осей максимального девиаторного сжатия и растяжения (далее сжатия и растяжения), действующие в горизонтальной плоскости; 2) определяется знак сдвигового смещения (правый или левый); 3) определяется дополнительная геодинамическая обстановка формирования сдвига — дополнительное сжатие или растяжение. Кинематический метод [Гущенко, 1979] и катакластический метод [Ребецкий и др., 2017] основаны на анализе закономерно ориентированных векторов перемещений на зеркалах скольжения, измеренных in situ. Оба метода полевые, позволяют определять локальные стресс-состояния (ЛСС) в пределах отдельно взятых объемов горных пород путем анализа закономерностей ориентировок векторов перемещений. Методы дают возможность определять ориентации осей главных нормальных напряжений (σ_1 — ось минимальных, σ_3 — максимальных и σ_2 — промежуточных сжимающих напряжений, ориентировки плоскостей действия максимальных касательных напряжений τ_{max1}, вектора перемещений по ним — весьма важный параметр для использования тектонофизических данных при проектировании крупных гражданских сооружений, оценке устойчивости горных выработок и т.д. В отдельных случаях применялся метод выделения сколовых сопряженных трещин [Гзовский, 1975], структурно-парагенетический метод [Расцветаев, 1987], метод нахождения параметров «общего поля» напряжений (ОПН) по данным о ЛСС в отдельных крупных блоках земной коры [Ребецкий, Сим, Маринин, 2017], метод поясного распределения трещиноватости в зонах разломов [Данилович, 1961]. Неотектонические и структурно-геоморфологические схемы составлены с использованием методики, разработанной Н.П. Костенко [Костенко, Брянцева, 2002].

Ниже будет рассмотрен подробнее метод определения «блоковых и общих полей» напряжений по крупным участкам (размером до 10×10 км^2) на примере Приполярного Урала (рис. 1) [Сим, 2000]. Приведенный пример характеризует возраст восстановленных ЛСС кинематическим методом на Приполярном Урале: гнезда горного хрусталя образовались на завершающей фазе герцинского тектогенеза (около 260 млн лет назад). На стереограмме «А» показаны полюса кварцевых жил, внедрение которых было в несколько этапов. К последней фазе образования жил приурочено формирование гнезд горного хрусталя. Их полюса попадают в конус растяжения, который был восстановлен по данным об ориентации осей растяжения в ЛСС, реконструированных по бороздам скольжения в пределах Омега-Шорского блока. Такая приуроченность осей растяжения ЛСС и полюсов кварцевых жил с гнездами горного хрусталя свидетельствует о молодом возрасте полей напряжений — позднегерцинских и неотектонических, так как на Приполярном Урале задокументировано полное унаследование герцинских структур на неотектоническом этапе. Разница между этими этапами заключается в том, что в герцинскую фазу тектогенеза доминировали складчатые деформации, а на неотектоническом этапе происходили глыбово-блоковые движения с унаследованным развитием положительных и отрицательных герцинских структур.

Тектонические напряжения платформ Северной Евразии

С запада на восток в пределах Северной Евразии тектонические напряжения восстановлены на Западно-Европейской плите (ЗЕП) на палеозойском фундаменте, Восточно-Европейской платформе (ВЕП) как на Русской плите, так и на восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита, на Украинском щите, Тимано-Печорской плите (ТПП) с эпибайкальским фундаментом и на выступающем на дневной поверхности основания — байкалид на Среднем Тимане и п-ове Канин, на Западно-Сибирской и Туранской молодых плитах с палеозойским гетерогенным складчатым фундаментом и отдельных частях Сибирской платформы с архей-протерозойским фундаментом.

Западно-Европейская платформа. Неотектонические сдвиговые напряжения восстановлены СГ методом в пределах Северо-Германской депрессии (рис. 2) и восточной части структуры на территории Польши [Сим, Маринин и др., 2018].

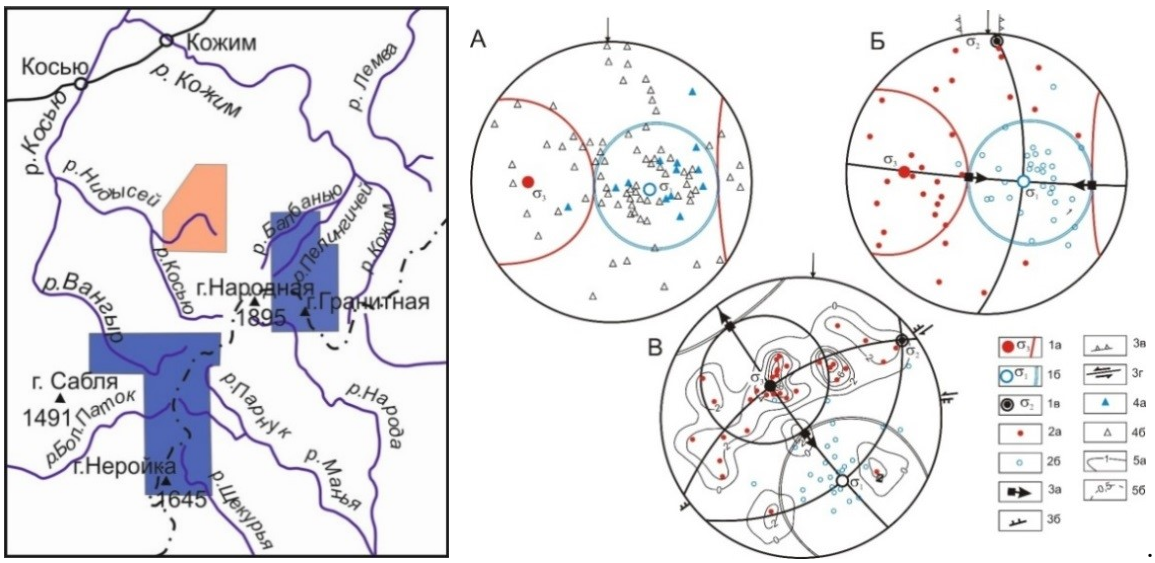


Рис. 1. *Слева:* Блоки земной коры Приполярного Урала, для которых определены общие поля тектонических напряжений. Оранжевый — Западно-Саледский (без гнезд горного хрусталя); синие: на востоке — Пелингичейский, на юге — Омеге-Шорский блоки с основной концентрацией месторождений горного хрусталя. *Справа:* ОПН отдельных блоков Приполярного Урала. А, Б — Омега-Шорский блок, В — Пелингичейский блок, по: [Сим, Юрченко, Сироткина, 2005]. *1* — оси сжатия (*а*), растяжения (*б*) и промежуточная (*в)* и плоскости их действия τ_{max}; *2* — оси ЛСС: *а* — сжатия, *б* — растяжения; *3* — плоскости действия максимальных касательных напряжений: *а* — полюс, *б–г* — простирания и их кинематические типы: *б* — сбросы, *в* — взбросы, *г* — сдвиги; *4* — полюса плоскостей кварцевых жил: *а* — с гнездами, *б* — без гнезд горного хрусталя; *5* — изолинии плотности осей сжатия ЛСС

Fig. 1. *On the left*: Blocks of the earth's crust of the circumpolar Urals, for which the General fields of tectonic stresses are determined. Orange — West Saled (without nests of rock crystal); blue: in the East – Pelingichejskij, in the South — Omege-SHorskij blocks with the main concentration of deposits of rock crystal. *On the right*: The General stress field of individual blocks of the circumpolar Urals. A, B — Omege-SHorskij block, B — Pelingichejskij unit, by [Сим, Юрченко, Сироткина, 2005]. *1* — axis compression (*a*) stretching (*б*) and intermediate (*в*) and the plane of their actions τ_{max}; *2* — axis ЛСС: *а* — compression *б* — tension; *3* — the plane of the maximum shear stresses: *а* — pole, *б–г* — stretch and kinematic types: *б* — vents, *в* — reverse faults, *г* — shifts; *4* — pole planes of quartz veins: *а* — with sockets, *б* — without nests rhinestone; *5* — isolines of density of the compression axes of the ЛСС

На рис. 2 разломы I ранга активизируются в новейшем поле напряжений с ЗСЗ-субширотной ориентацией оси сжатия. При этом на восточной части ЗЕП (территория Польши) также восстановлены ЗСЗ-широтные ориентировки осей сжатия и меридиональные — растяжения, которые подтверждаются откартированными С. Остафичуком [Ostaficzuk, 1995] депрессиями и эскарпами, расположенными нормально по отношению к оси растяжения восстановленного поля напряжений. На территории Польши региональные тектонические напряжения так же, как в западной части ЗЕП, ориентированы в ЗСЗ-субширотном направлении, несмотря на наличие линии ТТ, разграничивающей ЗЕП и ВЕП на разновозрастном фундаменте [Сим, Маринин и др., 2018].

Восточно-Европейская платформа (ВЕП). На территории ВЕП реконструкция неотектонических напряжений производилась комплексом методов, главным из которых являлся СГ метод на Русской плите и на Балтийском и Украинском щитах. Кроме этого, на Балтийском щите значительные по размерам участки были исследованы полевыми кинематическим и катакластическим методами. Субширотные ориентации осей сжатия, характерные для ЗЕП, сохранили свои характеристики на самой западной окраине Русской плиты до западного склона палеозойской Белорусской антеклизы. Этот тип ориентировок осей сжатия выделен нами как *западный*. Такие же сдвиговые ориентировки осей сжатия и растяжения были восстановлены как кинематическим, так и СГ методами на исследованной части Балтийского щита. В частности, региональное поле напряжений в районе планировавшегося строительства Карельской АЭС и «общее поле» напряжений Ковдорского массива показали полную идентичность ориентировок субгоризонтальных осей сжатия простирания (ЗСЗ) и меридиональных осей растяжения. На остальной территории Русской плиты восстановлены субмеридиональные ориентации осей сжатия и субширотные — осей растяжения. Этот тип ориентировок тектонических напряжений выделен как *восточный.*

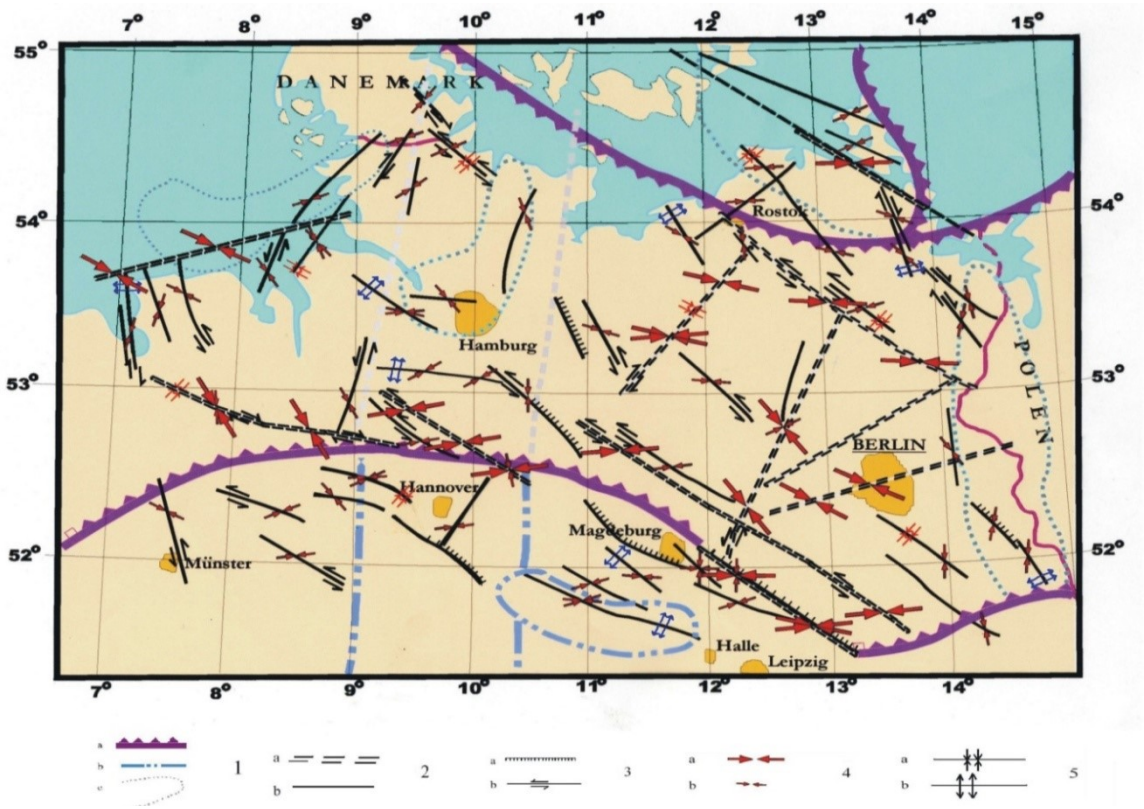


Рис. 2. Неотектонические напряжения Западно-Европейской плиты [Sim, 2001]:
1 — границы: *а* — Северо-Германской зоны опусканий; *b* — депрессии Хессе и блока Гарц, *с* — Гамбургского трога и Одерской депрессии (по: [Garetsky et al., 1999]; *2* — разломы: *а* — выделенные по геологическим данным, *б* — по дешифрированию космических снимков и топографической основы; *3* — кинематические типы разломов: *а* — сбросы, *б* — сдвиги; *3* — кинематические типы разломов: *а* — сбросы, *б* — сдвиги; *4* — ориентировки осей сжатия: *а* — I, *б* — II рангов; *5* — геодинамические обстановки формирования сдвигов: *а* — дополнительного сжатия, *б* — дополнительного растяжения

Fig. 2. Neotectonic stresses of the Western European plate [Sim, 2001]:
1 — Boundaries: *a* — the North German zone of depressions, *b* — the Hesse depression and the Harz block, *c* — the Hamburg trog and Oder depression (by: [Garetsky et al., 1999]; *2* — Faults: *a* — allocated by geological data, *b* — by decoding satellite images and topographic basis; *3* — kinematic types of faults: *a* — discharges, *b* — strike-slip faults; *3* — kinematic types of faults: *a* — discharges, *b* — strike-slip faults; *4* — orientation of compression axes: *a* — I, *b* — II grades; *5* — Geodynamic conditions of shear formation: *a* — additional compression, *b* — additional stretching

На самом юго-западе ВЕП были восстановлены неупорядоченные ориентировки осей сжатия, менявших свои простирания от ССВ между Карпатами и Украинским щитом на ВСВ восточнее Украинского щита; далее на юг ориентировки осей сжатия становятся более упорядоченными и соответствуют ориентировке осей сжатия, восстановленных СГ методом на Кавказе (рис. 3). [Sim et al., 1999; Сим, 2000].

ССВ горизонтальные ориентировки осей сжатия, вероятнее всего, отражают влияние орогенеза Карпат на прилежащую платформенную территорию. Далее оси сжатия, неупорядоченные по ориентировкам на северо-востоке, могут иметь две причины: либо это зона «столкновения» устойчивых тектонических напряжений западного и восточного типов в сочетании с действием Карпатского орогенеза на ВЕП, либо (предположительно) методические ограничения, так как СГ метод практически неприменим на щитах из-за выраженности разновозрастных мелких прямолинейных элементов рельефа в древних породах, не дающих однозначных решений [Сим, 2000]. В любом случае здесь была проведена 2-я граница неустойчивых тектонических напряжений на территории ВЕП — ее южная ветвь (рис. 4).

Установленные границы изменения типов ориентировок главных нормальных напряжений на территории ВЕП нашли свое подтверждение в виде границ распространения сейсмичности на этой территории: западная ветвь ограничивает очаги сейсмичности, связанные с процессами рифтогенеза в Северной Атлантике, южная ветвь служит барьером для распространения сейсмичности, вызванной

орогенезом в Карпатах и Кавказе (см. рис. 4). На побережье Балтийского моря была выделена область неустойчивых тектонических напряжений, характеризующаяся одновременным сосуществованием субгоризонтальных как меридиональных, так и широтных ориентировок осей сжатия, которые были определены СГ методом вдоль главных неотектонических разломов побережья Прибалтики [Сим, 2000]. В этой области до 2000 г. был определен единственный сдвиговый механизм очага Осмуссаарского землетрясения с субширотным сжатием и меридиональным растяжением. Калининградские землетрясения 2004 г., механизмы которых показали современные сдвиговые тектонические напряжения в этой части ВЕП, подтвердили нашу область неустойчивых неотектонических напряжений с меняющимися ориентировками осей сжатия от широтного до меридионального в выделенной зоне. Так, в Калининградских землетрясениях определены меридиональные ориентировки осей сжатия и широтные — осей растяжения (под 90° к осям сжатия и растяжения Осмуссаарского землетрясения).

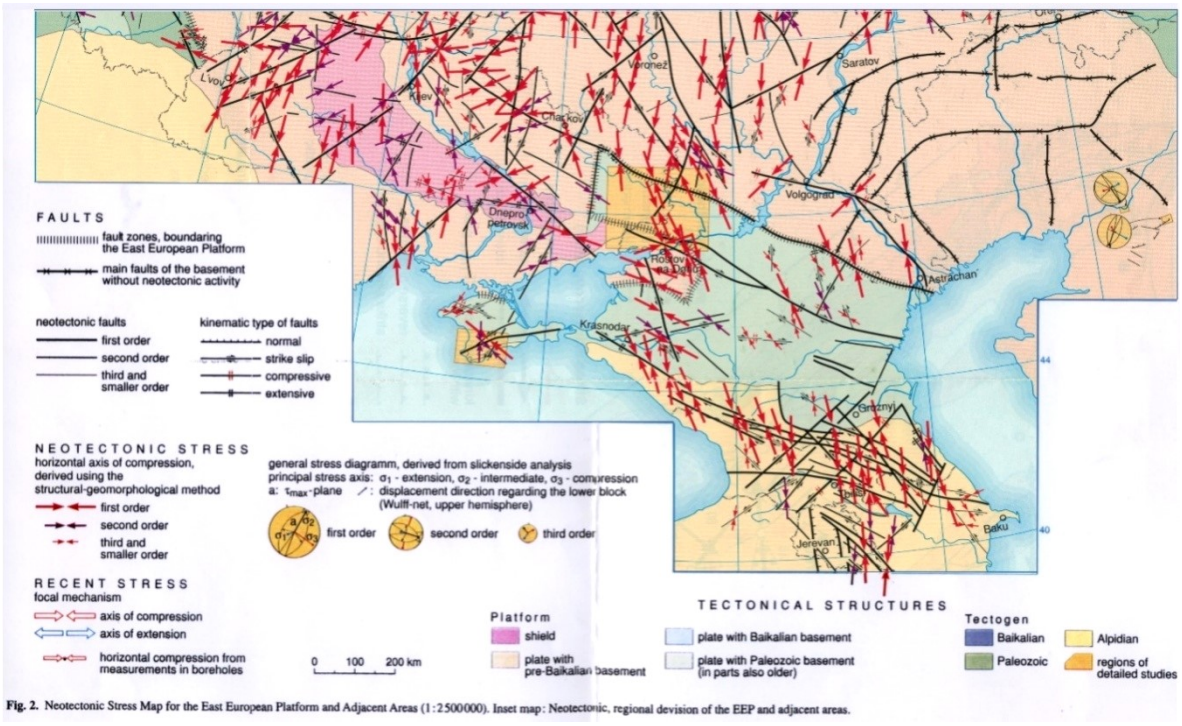


Fig. 2. Neotectonic Stress Map for the East European Platform and Adjacent Areas (1:2500000). Inset map: Neotectonic, regional devision of the EEP and adjacent areas.

Рис. 3. Южный фрагмент поля тектонических напряжений ВЕП и структур обрамления [Sim et al., 1999]. Фиксируются неупорядоченные ориентировки осей сжатия на Украинском щите и его северном обрамлении

Fig. 3. The southern fragment of the the East-European platform tectonic stress field and framing structures [Sim et al., 1999]. The disordered orientations of compression axes on the Ukrainian shield and its Northern frame are fixed

На схеме районирования тектонических напряжений ВЕП и структур обрамления (рис. 4) ранее в область неустойчивых тектонических напряжении была включена часть Балтийского щита на северном побережье Финского залива. Такое отнесение этого участка без результатов тектонофизических исследований было произведено по аналогии с южным побережьем залива.

В зоне Вуоксинского разлома были проведены полевые тектонофизические исследования, которые не дали возможности однозначного определения ОПН в этой части Балтийского щита [Маринин, Сим, Бондарь, 2019] (рис. 5). Оказалось, что локальные стресс-состояния (ЛСС) в зоне неустойчивых неотектонических напряжений, выделенных в 2000 г., подтверждаются и на прилегающей к Балтийскому морю с севера зоне в пределах Балтийского щита.

Скифско-Туранская молодые плиты. В район исследования входят центральная часть Скифской и западная часть Туранской платформенных структур, объединенных в единую Скифско-Туранскую плиту на эпигерцинском основании [Хаин, Лимонов, 2004]. Неотектонические напряжения *Скифской плиты*, отраженные на рис. 3, являются результатом применения СГ метода в масштабе 1:1 000 000 [Sim et al, 1999]. Более детальное изучение разломной тектоники и неотектонических напряжений СГ методом в масштабе 1:200 000 проведено на Скифской плите в 2017–2018 гг. в связи с решением задач прогноза нефтегазоносных месторождений [Сим и др., 2019_1]. Подавляющее

большинство осей сжатия I ранга ориентировано меридионально с разворотом части осей в ССВ направлении. Определения тектонических напряжений с помощью СГ метода при дешифрировании разломов на разномасштабных топографических картах и космических снимках показало идентичные результаты, которые отражают влияние орогенеза на Кавказе на пограничные платформенные территории.

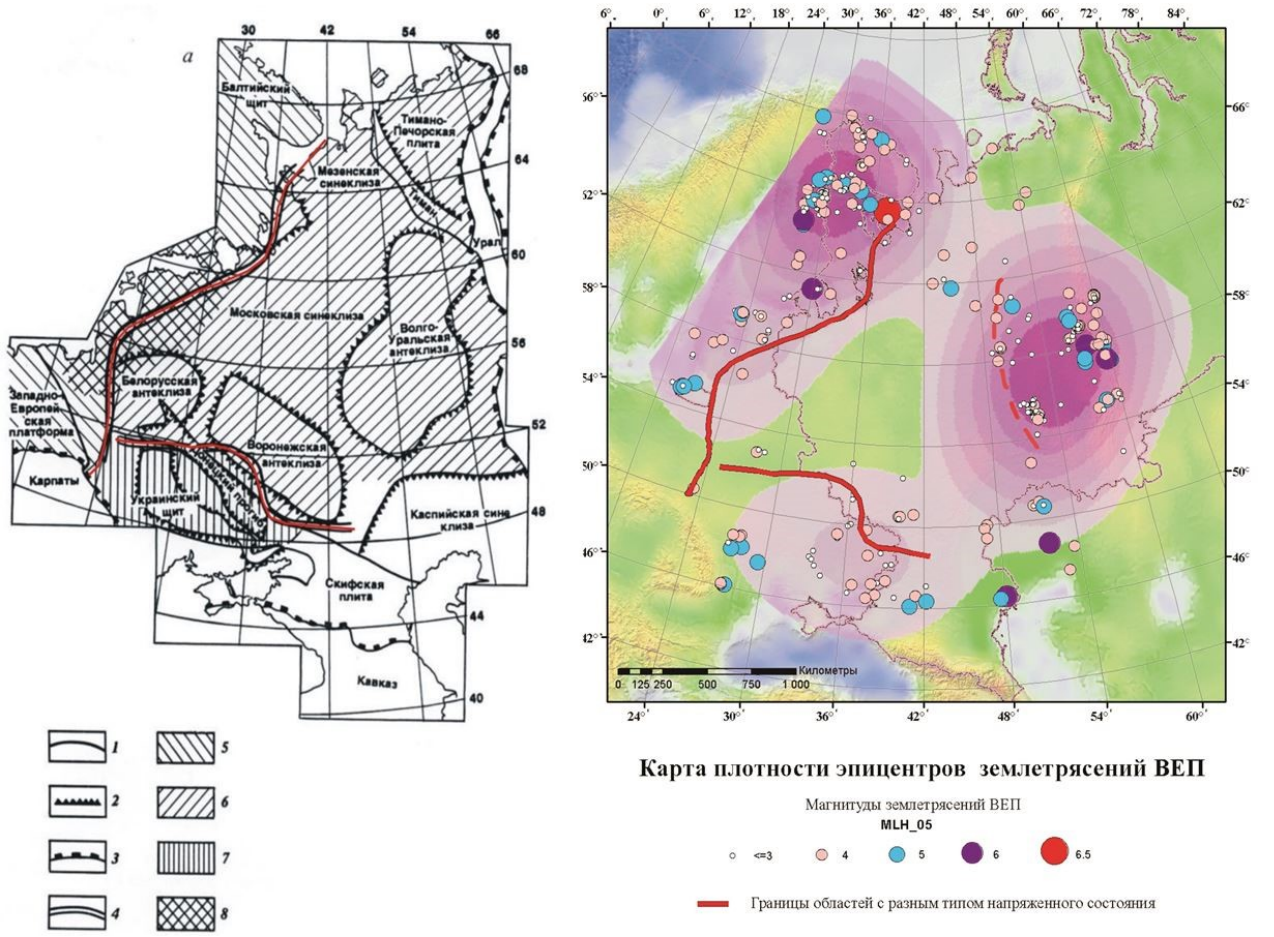


Рис. 4. *Слева:* Схема районирования тектонических напряжений ВЕП и структур обрамления, по [Сим, 2000]:
1 — крупнейшие разломы; *2–4* — границы: *2* — структур ВЕП I ранга, *3* — орогенных структур обрамления ВЕП, *4* — областей с разными ориентировками осей сжатия и растяжения — зоны неустойчивых тектонических напряжений; *5–8* — области с разными типами тектонических напряжений: *5* — западного, *6* — восточного типа, *7* — с неупорядоченными ориентировками осей сжатия и растяжения, *8* — с неустойчивым типом с одновременным существованием как меридиональных, так и широтных осей сжатия. Справа: зоны неустойчивых тектонических напряжений как границы распространения сейсмичности на территории ВЕП, по [Сим, Алексеев, 2018]

Fig. 4. *On the left*: The scheme of zoning of tectonic stresses of the East-European platform and framing structures, by [Сим, 2000]:
1 — the largest faults. *2–4* — Boundaries: *2* — the East-European platform structures of I rank; *3* — orogenic structures of the East-European platform framing; *4* — areas with different orientations of compression and tension axes — zones of unstable tectonic stresses. *5–8* — Areas with different types of tectonic stress types: *5* — Western, *6* — Eastern type, *7* — with disordered orientations of compression and tension axes, *8* — with unstable type with simultaneous existence of both meridional and latitudinal compression axes. On the Right: zones of unstable tectonic stresses as boundaries of seismicity propagation in the territory of the the East-European platform, by [Сим, Алексеев, 2018]

На западе *Туранской плиты* (п-ов Мангышлак) выделены неотектонические разломы и составлена схема новейшей геодинамики. Анализ схемы показывает, что исследуемый район деформируется в неотектонический и современный этапы в геодинамической обстановке чистого сдвига (трехосном напряженном состоянии). В субгоризонтальной плоскости ось сжатия ориентирована субмеридионально, а ось растяжения — субширотно. Район исследований находится западнее зоны сочленения палеозойских и раннемезозойских складчатых сооружений Урала,

Мангышлака, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, скрытой под покровом молодых платформенных осадков. Несмотря на сложное и разновозрастное строение фундамента, в этой части Туранской плиты СГ методом уверенно определяются субмеридиональные ориентации осей сжатия, которые формируют разломы северо-западного простирания как правые, а северо-восточного — как левые сдвиги (рис. 7).

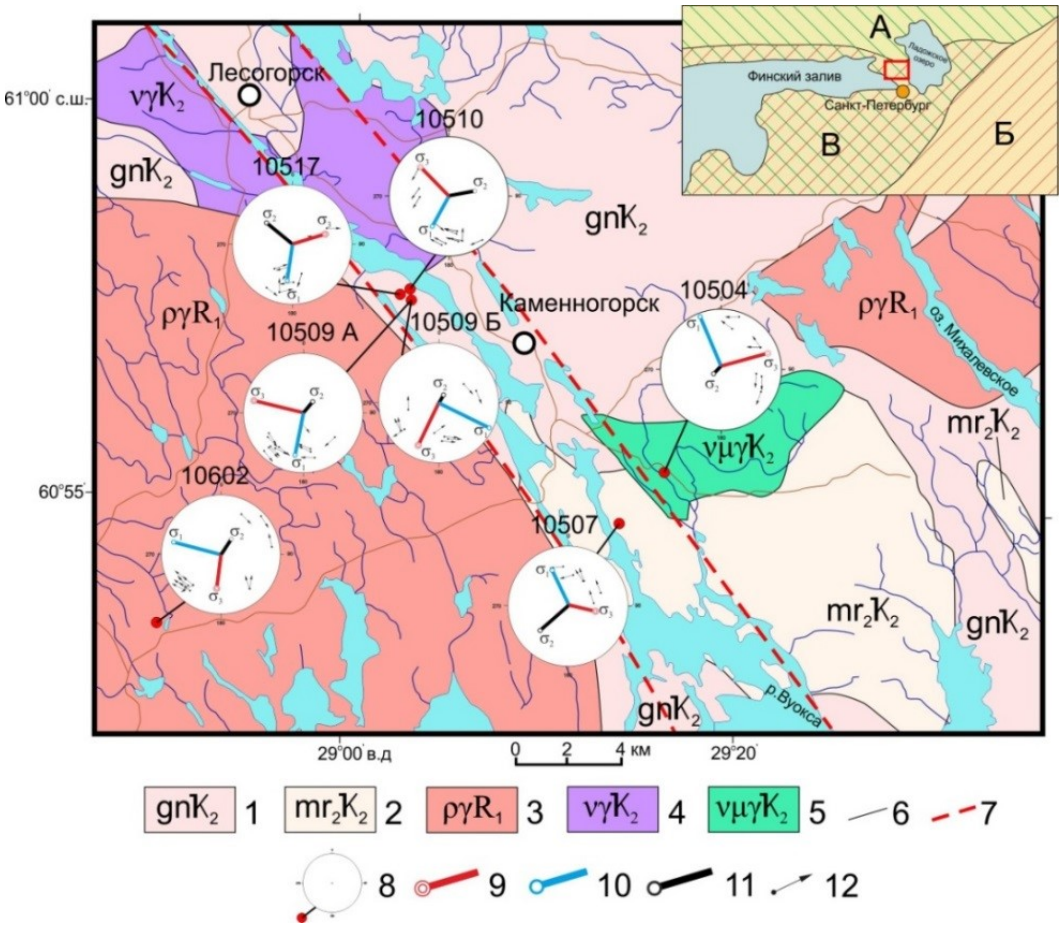


Рис. 5. Карта территории исследований в районе Вуоксинского разлома с результатами реконструкции тектонических напряжений. Составлена с учетом данных [Геология…, 1971; Государственная…, 1999]:
1 — метаморфические комплексы верхнего протерозоя; *2* — плутоно-метаморфические комплексы верхнего протерозоя (мигматит-граниты); *3* — интрузивные породы нижнего рифея (граниты-рапакиви); *4* — интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, габбродиориты, реже граниты); *5* — интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, монцогаббро, диориты, монцониты, сиениты, граниты); *6* — геологические границы; *7* — зона Вуоксинской разломной зоны; точки наблюдения (красный круг); *8* — диаграммы положения главных осей напряжения (стереографическая проекция на верхнюю полусферу); *9* — ось максимального сжатия; *10* — ось максимального растяжения; *11* — промежуточная ось; полюс плоскости зеркала скольжения, стрелкой показано направление смещения висячего блока. *В правом верхнем углу:* фрагмент схемы районирования тектонических напряжений ВЕП (из рис. 4). Области с разными типами тектонических напряжений: А — западного, Б — восточного типа; В — с неустойчивым типом с одновременным существованием как меридиональных, так и широтных осей сжатия

Fig. 5. Map of the research area of the Vuoksi fault with the results of reconstruction of tectonic stresses. Compiled with data [Геология…, 1971; Государственная…, 1999]:
1 — metamorphic complexes of the upper Proterozoic; *2* — Pluton-metamorphic complexes of the upper Proterozoic (migmatite-granite); *3* — Intrusive rocks of the lower Riphean (granites-rapakivi); *4* — Intrusive rocks of the upper Proterozoic (gabbro, gabbrodiorite, less frequently granites); *5* — Intrusive rocks of the upper Proterozoic (gabbro, metagabbro, diorites, monzonite, syenites, granites); *6* — geological boundaries; *7* — area Vuoksi fault zone; observation point (red circle); *8* — stereoplots (upper hemisphere) the positions of the principal stress axes; *9* — maximum compression; *10* — maximum tension; *11* — intermediate; the pole of the plane of the slickensides, the arrow shows the direction of displacement of the top wall. *In the upper right corner*: a fragment of the scheme of zoning of tectonic stresses of the East-European platform (from Fig. 4). Areas with different types of tectonic stresses: A — Western, Б — Eastern type; B — unstable type with simultaneous existence of both meridional and latitudinal axes of compression

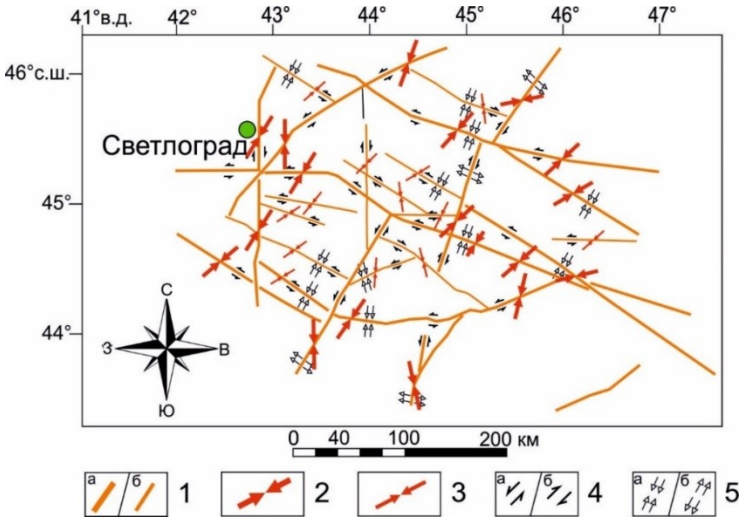


Рис. 6. Неотектонические напряжения центральной части Скифской плиты [Сим, Рахматуллина, Маринин, 2019]:
1 — разломы: *а* — I, *б* — II рангов; *2–3* — ориентировки осей сжатия: *2* — I ранга, *3* — II ранга; *4* — сдвиги: *а* — левые, *б* — правые; *5* — геодинамические обстановки формирования сдвигов: *а* — дополнительного сжатия, *б* — дополнительного растяжения

Fig. 6. Neotectonic stresses of the Central part of the Scythian plate [Сим, Рахматуллина, Маринин, 2019]:
1 — Faults: *a* — I, *b* — II ranks; *2–3* — orientation of compression axes: *2* — I, *3* — II ranks; *4* — strike-slip faults: *a* — left, *b* — right; *5* — geodynamic conditions of formation of strike-slip faults: *a* — additional compression, *b* — additional stretching

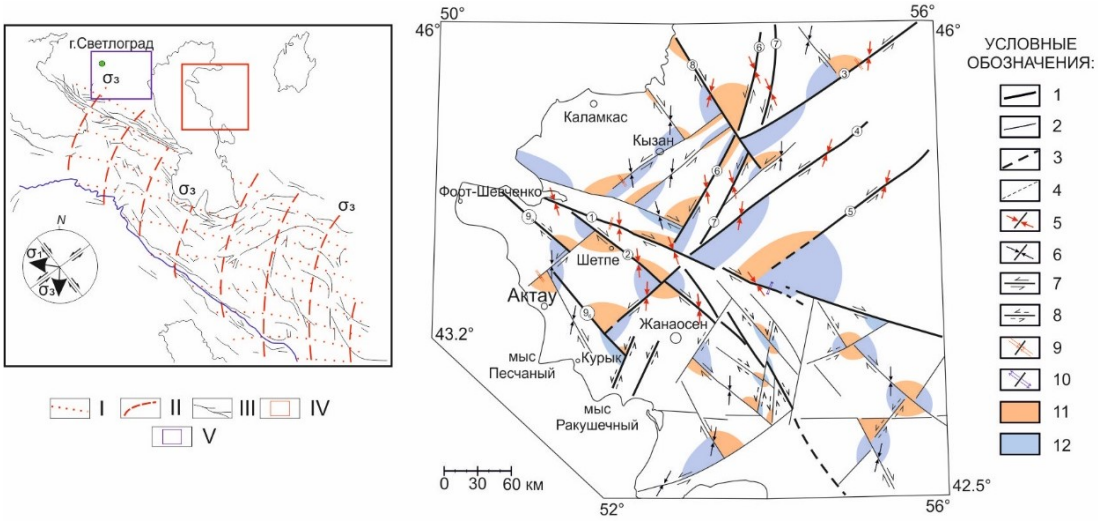


Рис. 7. *Слева:* Тектонические напряжения 1-го ранга, по [Николаев, 1992]:
I–II — траектории осей главных нормальных напряжений: I — растяжения, II — сжатия; III — контуры крупнейших структур; IV–V — исследованные части: IV — Скифской, V — Туранской плит. *Справа:* Схема новейшей геодинамики запада Туранской плиты (по: [Сим, Сабиров, Гордеев, 2019$_2$]. *1–4* — разломы, отдешифрированные по космическому снимку и топоснове: *1* — I ранга, *2* — II ранга, *3* — предполагаемые I и *4* — II рангов; *5–6* — ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости: *5* — I ранга, 6 — II ранга; *7–8* — сдвиги: *7* — уверенные, *8* — предполагаемые; *9–10* — геодинамические обстановки: *9* — сжатия, *10* — растяжения; *11–12* — локальные обстановки в секторах: *11* — сжатия, *12* — растяжения

Fig. 7. *On the left*: Tectonic stresses of the 1 rank, by [Николаев, 1992]:
I–II — Trajectories of axes of the main normal stresses: I — stretching, II — compression; III — contours of the largest structures; IV–V — studied parts: IV — Scythian, V — Turanian plates. *On the right*: the Scheme of the latest geodynamics of the West of the Turan plate (by [Сим, Сабиров, Гордеев, 2019$_2$]. *1–4* — Faults, interpret from the space image and topography*: 1* — I, *2* — II ranks, *3* — assumed I and *4* — II ranks; *5–6* — orientations of compression axes in the horizontal plane: *5* — I and *6* — II ranks; *7–8* — strike-slip faults: *7* — confident, *8* — expected; *9–10* — geodynamic conditions: *9* — compression, *10* — stretching; *11–12* — local conditions in sectors: *11* — compression, *12* — stretching

Западно-Сибирская плита (ЗСП). Для всего севера указанной плиты до широты 64º (до средней широтной части долины р. Оби) в масштабе 1:1 000 000 неотектонические напряжения восстановлены СГ методом. Кроме этого, была проведена реконструкция неотектонических напряжений в масштабах 1:100 000 и 1:50 000 для отдельных месторождений нефти и газа (Большой Салым, Северо-Комсомольское, Русское, Ай-Пим, Северо-Демьянское, Кальчинское и др.) (рис. 8). На всех указанных месторождениях (кроме Большого Салыма) восстановлены субмеридиональные ориентировки осей сжатия и субширотные — осей растяжения. Тектонические напряжения на Западно-Сибирской плите свидетельствуют о выдержанных ориентациях осей сжатия в субмеридиональном направлении. Данные интерпретаций результатов сейсмики 3D (трехмерное сейсмическое профилирование), показывающих горизонтальные сдвиги в структурах севера Западной Сибири [Гогоненков и др., 2007], подтверждают наши результаты.

Субмеридиональная ориентация осей сжатия обусловлена влиянием спрединга в Арктике, что убедительно представлено в работе [Немченко и др., 1999], показавших, что гигантские газовые месторождения на севере ЗСП образовались под воздействием процессов спрединга в Арктике. По Л.К. Зятьковой начало неотектонического этапа на ЗСП относится к концу эоцен-раннеолигоценового времени, при этом главная стадия относится к неоген-раннечетвертичному времени. Весь новейший этап характеризуются резкими сменами восходящих и нисходящих движений, которые зафиксированы в отложениях различных свит миоцен-плиоценового и четвертичного возраста; свиты разделены между собой периодами поднятия территории и размывами [Зятькова, 1979].

Сибирская платформа. Результаты изучения неотектонических напряжений СГ методом, производившем в южной части Сибирской платформы опубликованы в работах [Сим, Постников и др., 2016а; Сим, Маринин и др., 2016б] и обобщены в работе [Сим, Маринин и др., 2018]. В результате реконструкции неотектонических напряжений СГ методом по новейшим разломам I ранга в зоне Норильско-Хараелахского разлома, Байкитской антеклизы, Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба и других структурах установлены региональные неотектонические напряжения в виде горизонтального сдвига с субмеридиональными ориентировками осей сжатия и субширотными осями растяжения.

Наиболее сложные ориентировки осей сжатия установлены в пределах Вилюйской синеклизы и Оленекского поднятия, в пределах которых реконструированы практически хаотически ориентированные оси сжатия в горизонтальной плоскости см. (рис. 8). Тем не менее, при более детальном анализе выделены ориентации осей сжатия, нормальные к выпуклой границе Верхоянской орогенной области в сторону Сибирской платформы, интерпретированные нами как влияние новейшего орогена Верхоянья на платформу (см. рис. 8). Они единичны и дают основание предполагать, что на неотектоническом этапе влияние орогенных процессов в Верхоянье не распространяется далеко на восток.

Положительные структуры фундамента восточной окраины Сибирской платформы, развивавшиеся с протерозоя как поднятия — Оленекское и расположенное южнее Мунское — характеризуются специфическим напряженным состоянием: радиально расходящимися ориентировками горизонтальных осей сжатия. Они показывают, что эти структуры формируются под воздействием внутриплатформенных источников деформирования по аналогии со структурами ВЕП (см. рис. 8).

Севернее Оленекского поднятия была произведена целенаправленно реконструкция тектонических напряжений, чтобы уловить влияние рифтогенеза в Арктике на эту часть Сибирской платформы (рис. 9). Ориентировки осей сжатия, восстановленные по дешифрированию мегатрещин в кайнозойских отложениях, перекрывающих весь исследованный участок, имеют субширотную ориентацию, меняющуюся от ЗСЗ до ВСВ простирания. Они не согласуются с данными механизмов очагов землетрясений, восстановленных между окраиной Сибирской платформы в этой части и хребтом Гаккеля, т.е. в данном случае говорить о влиянии спрединга в Арктике нет оснований. Такой результат объясняется, по-видимому, близостью полюса вращения между Евразийской и Северо-Американской плитами (см. рис. 9) и подтверждает мнение о том, что низкая сейсмичность на континентальной части хребта Гаккеля может быть связана с близостью Эйлерова полюса вращения Евроазиатской и Северо-Американской литосферных плит [Hindle and Mackey, 2011].

В этой части Северо-Восточной Азии фиксируется диффузная сейсмичность, а геодезические данные GPS измерений немногочисленны [Mackey et al., 2010; Steblov et al., 2003]. Кроме этого, батиметрические исследования в Прилаптевоморском окончании хребта Гаккеля (рис. 10) дали

основание предполагать, что в районе 81º с.ш. существует зона глубинного разлома СВ простирания, который «... отделяет зону прилаптевоморского окончания от остальной части хребта Гаккеля. Область торцового сочленения хребта Гаккеля с Лаптевоморской континентальной окраиной на значительных этапах эволюции развивалась в обстановке относительного тектонического покоя с преобладанием нисходящих вертикальных движений» [Гусев, Зайончек, и др., 2002].

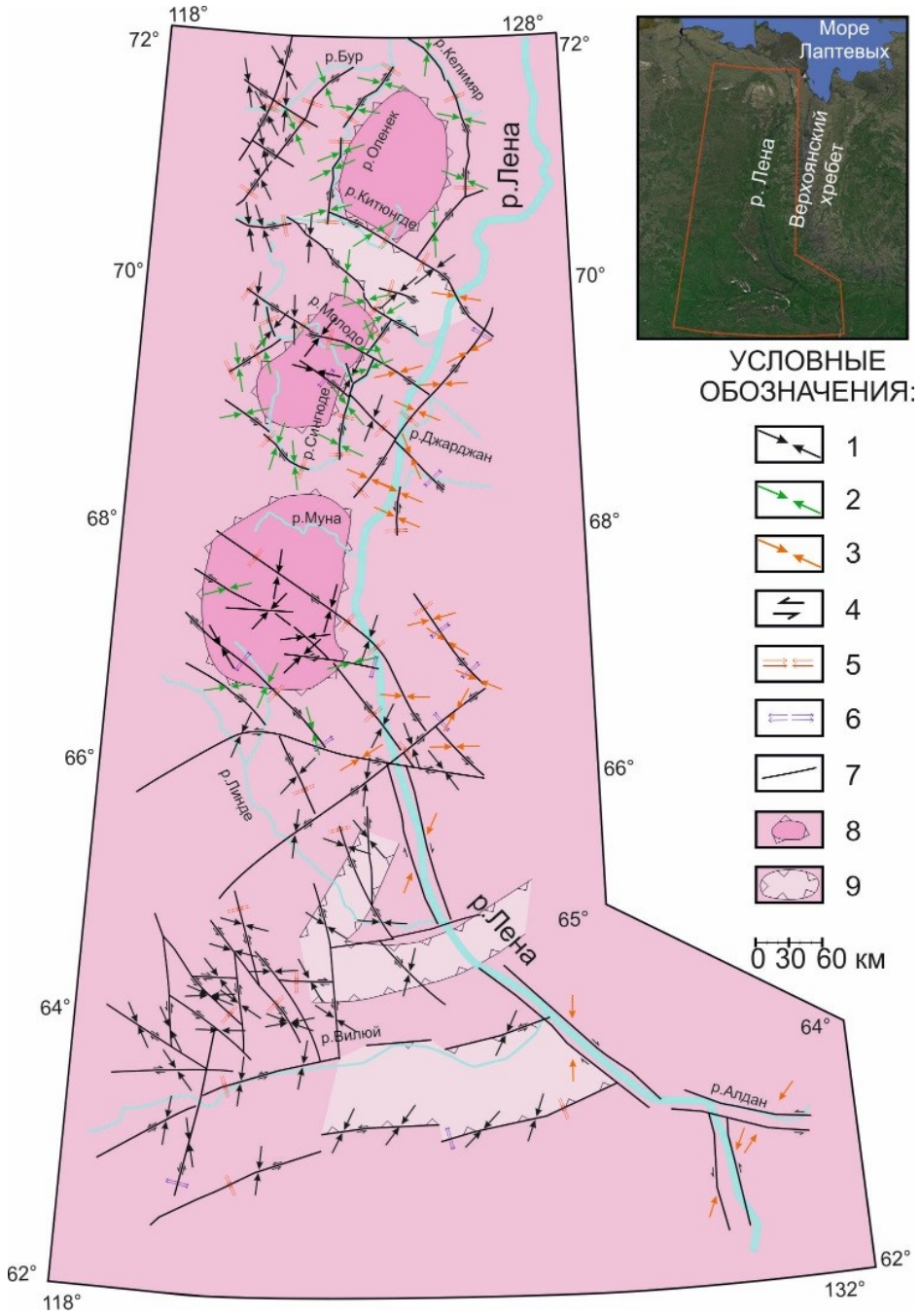


Рис. 8. Схема неотектонических напряжений восточной окраины Восточно-Сибирской платформы:
1–3 — оси сжатия в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим методом, характеризующие: *1* — разломы, *2* — влияние сводовых поднятий, *3* — влияние орогена на платформенные структуры; *4* — горизонтальные сдвиги; *5–6* — локальные геодинамические обстановки: *5* — сжатия, *6* — растяжения; *7* — разрывные структуры; *8–9* — структуры фундамента: *8* — поднятия, *9* — грабены

Fig. 8. Scheme of neotectonic stresses of the Eastern margin of the East Siberian platform:
1–3 — compression axes in the horizontal plane, restored by structural-geomorphological method, characterizing: *1* — faults, *2* — the influence of vault elevations, *3* — the influence of orogen on platform structures; *4* — strike-slip faults; *5–6* — local geodynamic conditions: *5* — of compression, *6* — of stretching; *7* — discontinuous structures; *8–9* — foundation structures: *8* — elevations, *9* — grabens

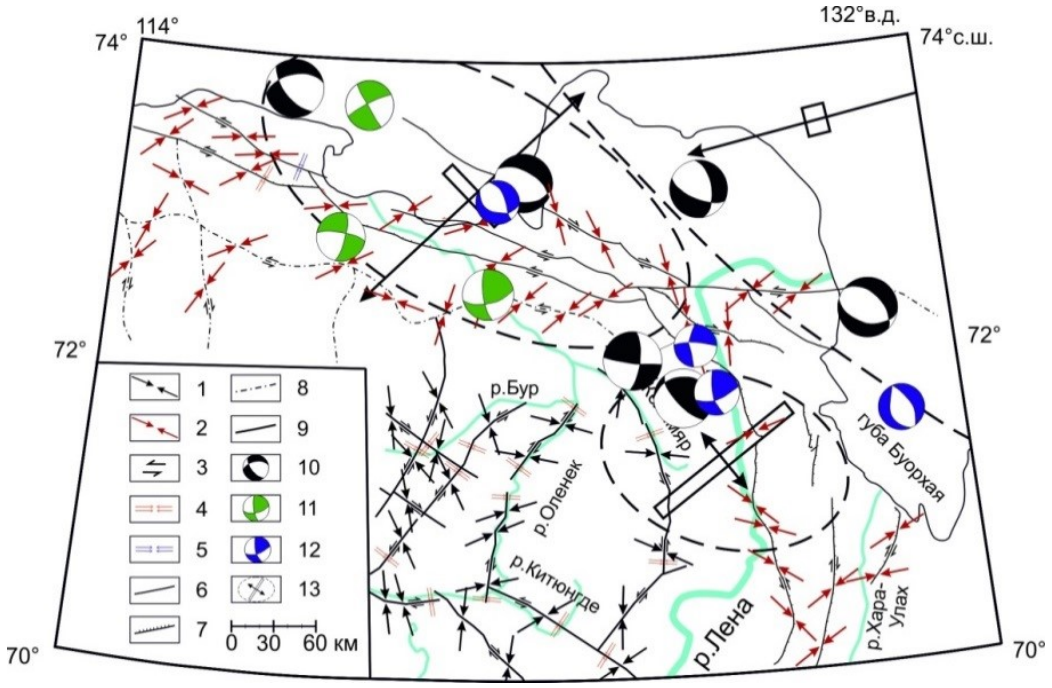


Рис. 9. Неотектонические напряжения северной части Сибирской платформы вблизи вхождения зоны Арктического спрединга на континент:
1–2 — ориентировки осей сжатия, отражающие: *1* — кольцевую структуру Оленекского поднятия с внутриплатформенным источником тектонических напряжений, *2* — прочие; *3* — сдвиги; *4–5* — геодинамические обстановки формирования горизонтальных сдвигов: *4* — сжатия, *5* — растяжения; *6–9* — разломы: *6* — анализируемые, подтвержденные геологией и геофизикой, *7* — с известным падением плоскости сместителя, *8* — погребенные под чехлом кайнозойских отложений, *9* — (по: [Сим, Маринин и др., 2018]; *10–12* — механизмы очагов землетрясений: *10* — [Imaeva, Gusev et al., 2017]), *11* — [Grachev, 2003], *12* — [Engen, Eldholm, 2003]; *13* — горизонтальные проекции главных осей деформации (растяжение, сжатие) (по: [Imaeva, 2017]

Fig. 9. Neotectonic stresses of the Northern part of the Siberian platform near the entrance of the Arctic spreading zone to the continent:
1–2 — orientations of compression axes reflecting: *1* — ring structure of Olenek uplift with intra-platform source of tectonic stresses, *2* — others; *3* — strike-slip faults; *4–5* — geodynamic conditions of strike-slip faults formation: *4* — compression, *5* — stretching; *6–9* — faults: *6* — analyzed, confirmed by geology and geophysics, *7* — with a known fall of the displacer plane, *8* — buried under the cover of Cenozoic deposits, *9* — (by: [Сим, Маринин и др., 2018]; *10–12* — mechanisms of earthquake: *10* [Imaeva, Gusev et al., 2017]), *11* — [Grachev, 2003], *12* — [Engen, Eldholm, 2003]; *13* — horizontal projections of the main axes of deformation (tension, compression) (by: [Imaeva, 2017]

Неотектонические напряжения в орогенных структурах Евразии

Комплексом методов восстановлены неотектонические напряжения в Карпатах, в Горном Крыму, на Кавказе, Пай-Хое, на Полярном и Северном Урале. На Пай-Хое восстанавливались СГ методом [Сим, Брянцева, 2007], на Полярном и Северном Урале — кинематическим методом. В исследованных частях Урала для крупных блоков восстановлены общие поля напряжений.

Карпаты — Горный Крым. В пределах указанных структур кинематическим методом с применением методов статистики восстановлены тектонические напряжения нескольких этапов. Так, в Карпатах наиболее представительными являются ЛСС с субмеридиональной осью сжатия и субвертикальной осью растяжения, со сжатием горизонтальной, СВ ориентировки с наклонными осями растяжения (взбросовый и сдвиго-взбросовые режимы кинематики на разломах) [Гинтов, Корчемагин и др., 2002]. Восстановленные ранее СГ методом неотектонические напряжения на ЮЗ Русской плиты (см. рис. 3) отражают, как было отмечено выше, влияние орогенеза Карпат. Ось сжатия I ранга СЗ простирания в Горном Крыму также была восстановлена СГ методом (см. рис. 3). Проанализированные кинематическим методом с применением статистики тектонические напряжения Горного Крыма выявили доминирование режима горизонтального сдвига с ориентациями оси сжатия — 353º∠ 50º и оси растяжения — 67º∠ 6º, а также оси сжатия — 310º∠ 20º и оси растяжения — 47º∠ 20º) [Гинтов и др., 2002]. Таким образом, в Горном Крыму результаты реконструкции тектонических напряжений, восстановленных разными методами, в значительной мере идентичны.

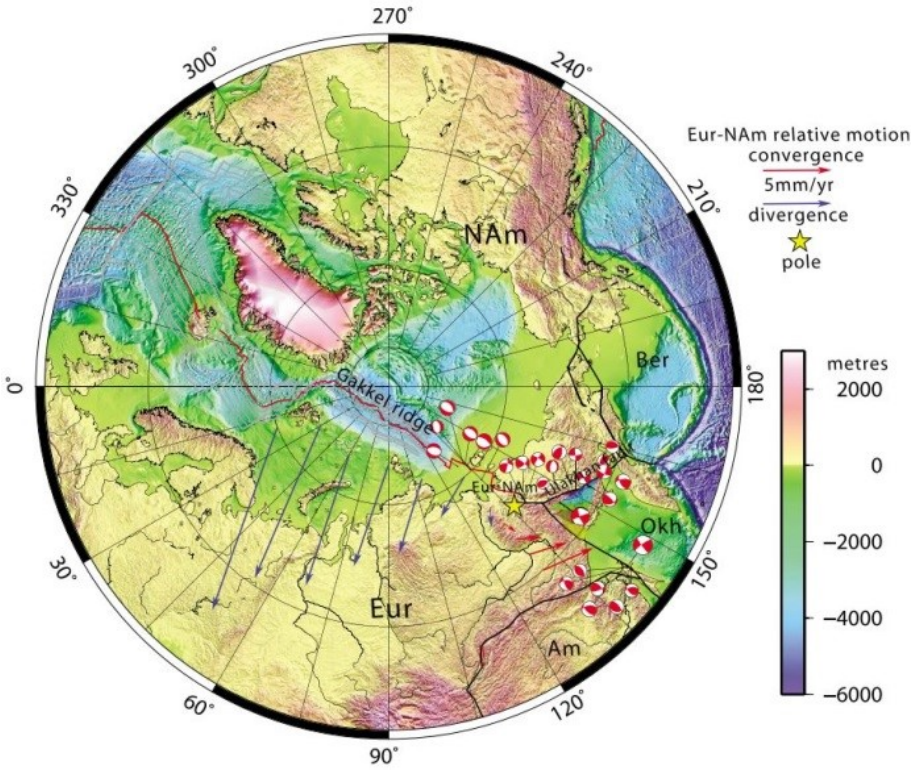


Рис. 10. Тектоническая ситуация Охотской плиты и ее связь с открытием и распространением Североатлантической системы хребта Гаккеля. Синие и красные стрелки показывают тектонические движения плит, по [Hindle and Mackey, 2011]. Желтой звездочкой показан полюс вращения Евроазиатской и Северо-Американской плит

Fig. 10. The tectonic situation of the Okhotsk plate and its connection with the discovery and spread of the North Atlantic system of the Gakkel ridge. Blue and red arrows show plate tectonic movements, by [Hindle and Mackey, 2011]. The yellow asterisk shows the pole of rotation of the Eurasian and North American plates

Кавказ. Весь Кавказский регион был исследован П.Н. Николаевым [Nikolaev, 1992], который выделил три ранга новейших тектонических напряжений. Для региональных тектонических напряжений Кавказа и Ирана (I ранга) определены региональные тектонические напряжения со сдвиговым геодинамическим режимом с север-северо-восточным субгоризонтальным сжатием и запад-северо-западным растяжением (см. рис. 7, слева). Нами на всю территорию Кавказа были восстановлены неотектонические напряжения по топографической карте масштаба 1:1 000 000. Они нанесены на рис. 3 и свидетельствуют о преобладании меридионально ориентированных осей сжатия, разворачивающихся на западе, приобретая СЗ ориентировки. Было отмечено, что обстановка растяжения, восстановленная на СЗ Кавказе, возможно, обусловлена развитием впадины Черного моря [Sim, Bankwitz et al., 1999].

Повторные реконструкции тектонических напряжений СГ методом проведены по космическим снимкам высокого качества (рис. 11). Разворачивание осей сжатия в СЗ направлении на СЗ Кавказа и на СВ вплоть до широтных ориентаций связано с особенностями СГ метода, в котором допускается переиндексация вертикальной промежуточной оси σ_2 с осью сжатия σ_3 при доминировании обстановки горизонтального растяжения. Абсолютные величины тектонических напряжений в этом случае примерно равны, поэтому в горизонтальной плоскости могут образоваться триады оперяющих трещин со сдвигом по простиранию, одинаковые при геодинамическом типе напряженного состояния как горизонтального растяжения, так и горизонтального сдвига. Так как эти аномальные широтные оси сжатия определились на борту развивающегося Терско-Каспийского прогиба, то было принято решение обозначить широтные оси сжатия как оси промежуточных напряжений. Вертикальная ось сжатия в этом случае соответствует типу горизонтального растяжения с оставшейся на месте меридиональной осью растяжения. Такая ориентация осей главных нормальных напряжений полностью согласуется со сбросовым режимом и формированием указанного прогиба с растяжением, ориентированным поперек прогиба.

Горизонтальная широтная ось растяжения на СЗ Кавказе находится в согласии с процессом выжимания горных пород в сторону Черного моря [Расцветаев,1987; Трифонов, 1999]; такое удлинение было зафиксировано при полевом изучении тектонических напряжений на СЗ Кавказе [Маринин, Сим, 2015]. В Центральной части Кавказа сдвиговый тип напряженного состояния СГ методом не установлены, что связано с ограничениями метода, не позволяющими его применять для разломов взбросовой кинематики.

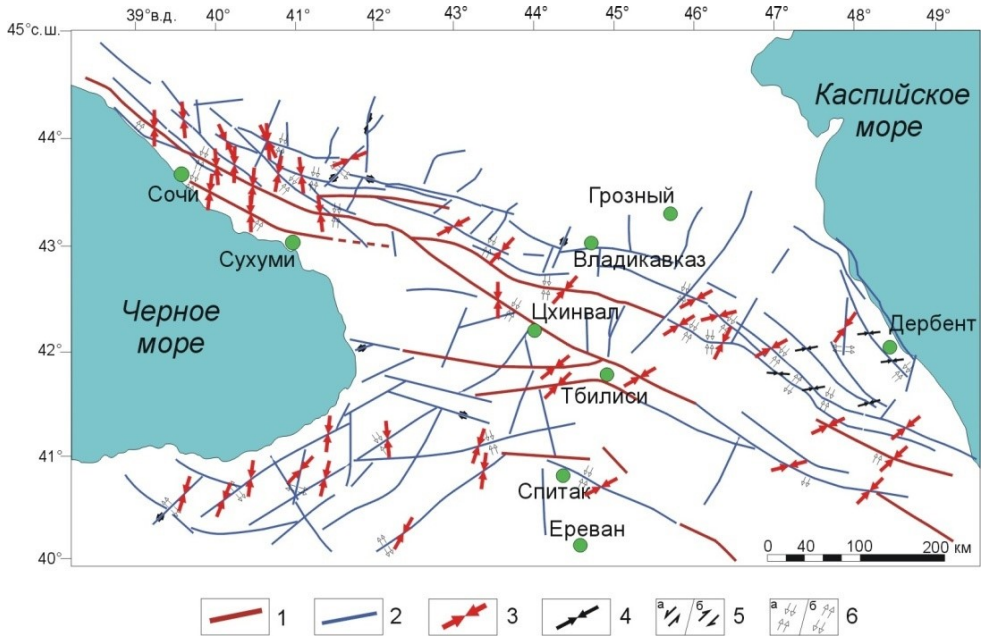


Рис. 11. Неотектонические напряжения Кавказа:
1–2 — разломы: *1* — по [Карта разломов... …, 1980]; *2* — разломы по [atlaspacket.vsegei.ru] и дешифрированию космических снимков; *3–4* — ориентация горизонтальных осей сжатия: *3* — I ранга, 4 — II ранга; *5* — сдвиги: *а* — левые, *б* — правые; *6* — геодинамическая обстановка формирования (активизации) разломов: *а* — сжатия, *б* — растяжения

Fig. 11. Neotectonic stresses of the Caucasus:
1–2 — faults: *1* — by [Карта разломов..., 1980]; 2 — faults on [atlaspacket.vsegei.ru] and decryption of space images; *3–4* — orientation of horizontal compression axes: *3* — I, *4* — II ranks; *5* — strike-slip faults: *a* — sinistral, *b* — dextral; *6* — geodynamic conditions of formation (activation) of faults: *a* — compression, *b* — tension

Северный Тянь-Шань. Исследование тектонических напряжений Северного Тянь-Шаня проведено в пределах Киргизского хребта. Реконструкция тектонических напряжений произведена как кинематическим, так и методом катакластического анализа векторов перемещений на зеркалах скольжения и другим геологическим индикаторам стресс-состояний. В зоне неотектонических поднятий Северного Тянь-Шаня реконструированы ЛСС, которые показали, что обстановки горизонтального растяжения часто фиксируются на участках, приуроченных к перегибу между Киргизским хребтом и Чуйской впадиной. В пределах Киргизской мегантиклинали, совпадающей с одноименным хребтом, преобладают обстановки горизонтального сжатия с ССЗ — меридиональной ориентировками осей сжатия [Сим, Маринин и др., 2018]. При этом в породах Киргизского хребта восстановлены ЛСС, которые характеризуются как разными типами напряженного состояния, так и значительными вариациями направлений осей главных нормальных напряжений. Важным выводом является впервые восстановленные для Северного Тянь-Шаня усредненные неотектонические напряжения, различающиеся для поднятий и впадин: деформирование положительных структур в новейший этап происходит в обстановке горизонтального сжатия с меридиональной ориентацией и субвертикальной осью растяжения, а во впадинах — в обстановке горизонтального растяжения с вертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения. Такая характеристика неотектонического геодинамического режима во впадинах и поднятиях хорошо согласуется с характеристиками современного напряженного состояния, восстановленного по сейсмологическим данным. Более подробные данные о напряженно-деформированном состоянии земной коры Северного Тянь-Шаня изложены в статье А. В. Маринина, Л. А. Сим и Н. А. Сычевой в настоящем сборнике.

Район Северного — Полярного Урала. Пай-Хой. Район исследования включает в себя северные части Уральской (Северный, Приполярный, Полярный Урал) и южную часть Новоземельско-Пай-Хойской (Пай-Хой) областей Урало-Охотского подвижного пояса. Несмотря на то, что в современной орографии Пай-Хой выглядит как продолжение Уральского орогена, по истории геологического развития и структуре он существенно отличается от последнего. Пай-Хой отделен от Полярного Урала «крупным разломом ССЗ простирания, продолжающим фронтальный надвиг Западной Уральской зоны и носящим вместе с тем характер левого сдвига». Косая коллизия на Урале развивалась с юга на север (со среднего карбона на Южном Урале до середины перми на севере) из-за разворота Казахстанской плиты против часовой стрелки, с чем связано образование сдвигов [Хаин, Лимонов, 2004].

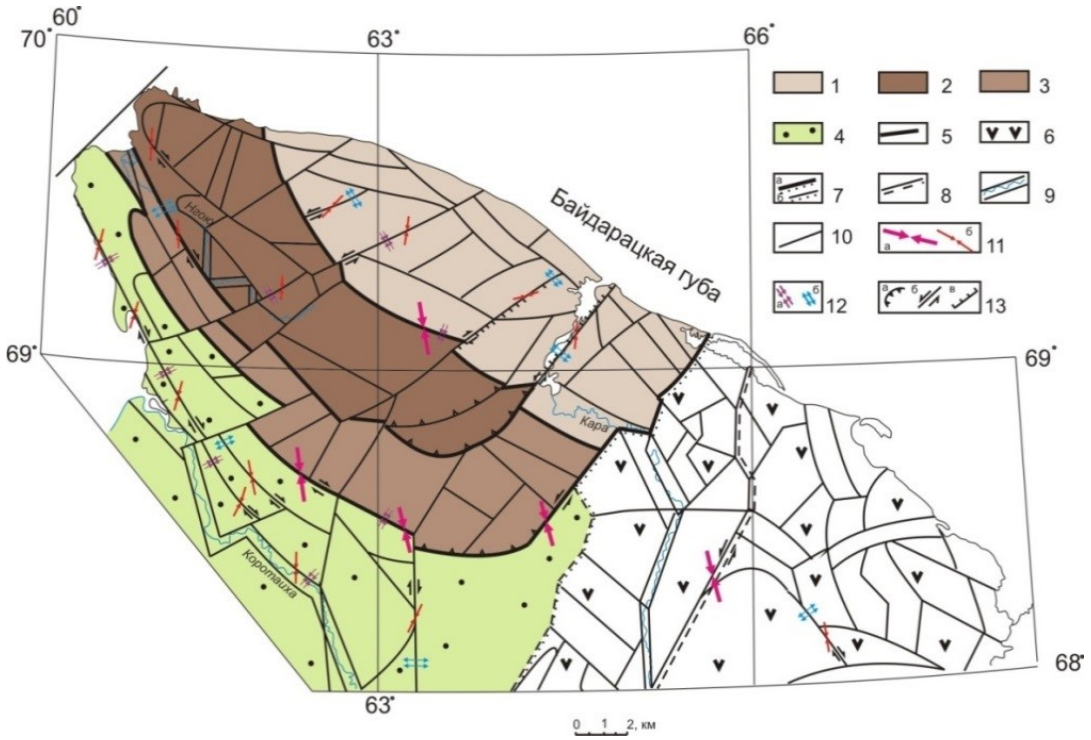


Рис. 12. Структурно-геоморфологическая схема и неотектонические напряжения Пай-Хоя. Новейшие поднятия за конэрозионный этап развития:
1 — 0–100 м; *2* — 100–200 м; *3* — 200–300 м; *4* — более 300 м; 5 — границы новейших структур Пай-Хоя: I — Северная, П — Центральная, Ш — Южная; *6* — Полярный Урал; *7* — граница между Пай-Хоем и Полярным Уралом (*а* — достоверная, *б* — предполагаемая); *8* — Кара-Осовейский разлом; *9* — крупные реки в поясе меандр; *10* — разломы; *11* — оси сжатия в горизонтальной плоскости (*а* — I, *б* — II и более мелких рангов); *12* — геодинамические обстановки напряженного состояния (*а* — сжатия, *б* — растяжения); *13* — кинематические типы разломов (*а* — надвиги, *б* — сдвиги, *в* — сбросы)

Fig. 12. Structural and geomorphological and neotectonic scheme of the voltage of the Pai-Khoi. The latest raise for generationny stage of development:
1 — 0–100 m; *2* — 100–200 m; *3* — 200–300 m; *4* — more than 300 m; *5* — boundaries of the newest Pai-Hoi structures: I — North, П — Central, Ш-South; *6* — Polar Urals; *7* — the border between Pai-Hoi and the Polar Urals (*а* — reliable, *б* — assumed); *8* — Kara-Osovey fault; *9* — large rivers in the meander belt; *10* — faults; *11* — compression axes in the horizontal plane (*а* — I, *б* — II and smaller ranks); *12* — geodynamic conditions (*а* — compression, *б* — stretching); *13* — kinematic types (*а* — reverse faults, *б* — strike-slip faults, *в* — normal faults)

На Пай-Хое и Полярном Урале неотектонические напряжения восстановлены СГ методом, а также в пределах Северного — Полярного Урала — кинематическим методом. Для всей территории составлены структурно-геоморфологические карты по методике Н.П. Костенко [Костенко, Брянцева, 2000] Восстановленные на Пай-Хое СГ методом неотектонические напряжения показали преобладание субгоризонтальных осей сжатия меридиональной ориентировки и субширотной — растяжения (рис. 12). Подтверждением субширотного растяжения является раскрытие небольшой Карской губы в устье р. Кара, ограниченной разломом СВ простирания, вдоль которого восстановлено ЛСС II ранга; он формируется в обстановке дополнительного растяжения.

На Полярном Урале в пределах массива ультраосновных пород Рай-Из, приуроченному к Главному Уральскому разлому, восстановлены тектонические напряжения двух этапов (рис. 13). Ранний реконструирован по массовому замеру трещин с помощью выделения сколовых сопряженных трещин [Гзовский, 1975] и кинематическим методом [Гущенко, 1979]. Доминирование контракционных трещин остывания не позволило установить однозначную ориентировку оси сжатия; ось растяжения субвертикальна. Более позднее поле напряжений было восстановлено по бороздам скольжения и показало в центральной части массива ось сжатия субгоризонтальной ориентации в ССЗ направлении; более круто погруженная ось растяжения ориентирована по-разному в локальных объемах, но имеются и объемы с субширотной и пологим погружением оси растяжения [Васильев, Каплин, Сим, 1985]. Все же было принято решение, что ОПН для массива здесь взбросовое с крутой ориентировкой оси сжатия, унаследованной от этапа надвигания массива в процессе герцинского орогенеза (рис. 14).

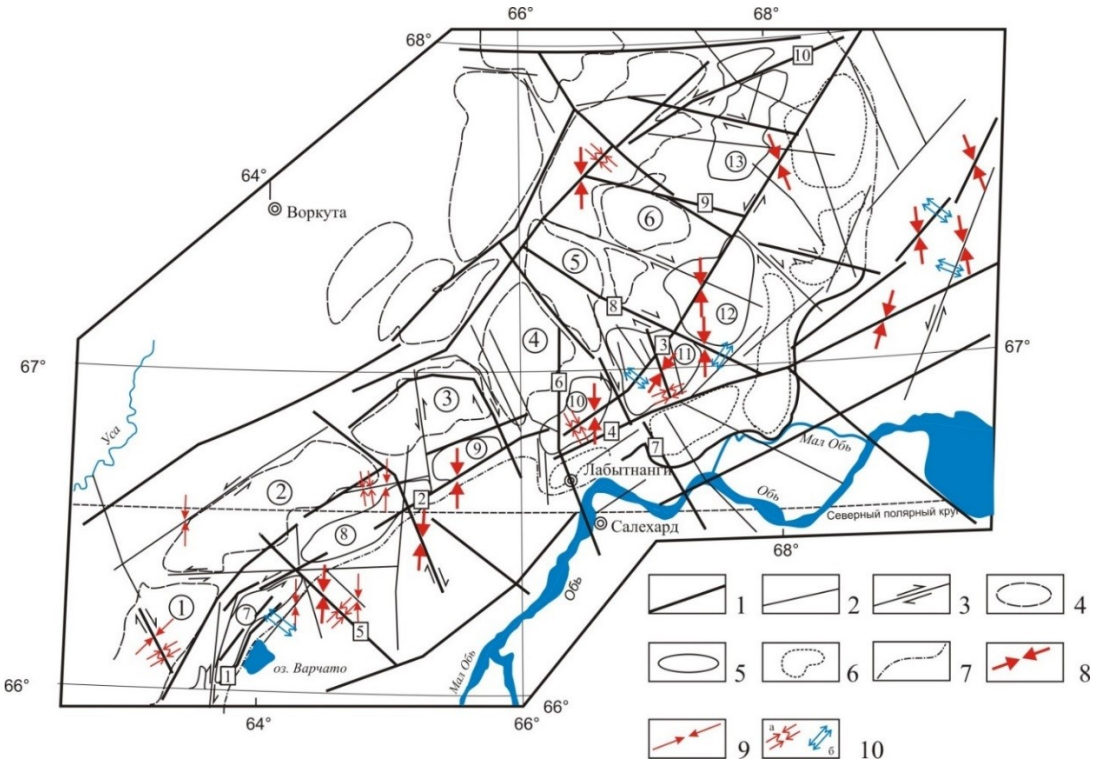


Рис. 13. Схема новейшей тектоники Полярного Урала, по [Сим, Брянцева, Чекмарев, 2007]:
1 — главные (региональные) неотектонические разломы (в квадратах: *1* — Варчато-Таньюский; *2* — Собский, *3* — Лаптаеганский, *4* — Новогодненский, *5* — Среднетаньюский, *6* — Малоханмейский, *7* — Харбейский, *8* — Ланготьеганский, *9* — Щучьинский, *10* — Пензеяхский); *2* — второстепенные (локальные) разломы; *3* — горизонтальные сдвиговые составляющие по разломам; *4* — структуры поднятий Полярного Урала (в кружках: *1* — Каровое, *2* — Хараматолоу, *3* — Рай-Из, *4* — Ханмейское, *5* — Харбейское, *6* — Сыумкев); *5* — структуры поднятий Малого Урала (в кружках: *7* — Янас-Тэре, *8* — Собское, *9* — Харпское, *10* — Новогодненское, *11* — Лаптаеганское, *12* — Ланготьеганское, *13* — Надаяхинское); *6* — структуры Западно-Сибирской плиты, вовлеченные в воздымание в четвертичное время; *7* — границы новейшей Обской впадины Западно-Сибирской плиты; *8, 9* — оси сжатия в горизонтальной плоскости: *8* — региональные, *9* — локальные; *10* — дополнительные геодинамические обстановки формирования разломов: I — сжатия, II — растяжения

Fig. 13. Scheme of the latest tectonics of the Polar Urals, by [Сим, Брянцева, Чекмарев, 2007].
1 — major (regional) neotectonic faults (squared: *1* — Marcato-Tanewski, *2* — Sobski, *3* — Laptayeganskaya, *4* — Novogroznenskiy, *5* — Srednerusskiy, *6* — Malkamaki, *7* — Garbacki, *8* — Lagodekhskiy, *9* — Muchlinski, *10* — Penzensky); *2* — minor (local) faults; *3* — he components of shear along faults; *4* — the structure of the elevations of the Polar Urals (in the circles: *1* — Glacial, *2* — Karamatullo, *3* — Paradise-From, *4* — Hammashi, *5* — Harbecke, *6* — Syomki); *5* — structures of uplifts of the Small Urals (in circles: *7* — yanas-Ter, *8* — Sobs, *9* — Harp, *10* — Novogodnenskoe, *11* — Laptaeganskoe, *12* — Langotyeganskoe, *13* — Nadayakhinskoe); *6* — structures of the West Siberian plate involved in uplift in Quaternary time; *7* — boundaries of the newest Ob depression of the West Siberian plate; *8, 9* — compression axes in the horizontal plane: *8* — regional, *9* — local; *10* — geodynamic conditions of fault formation: I — compression, II — stretching

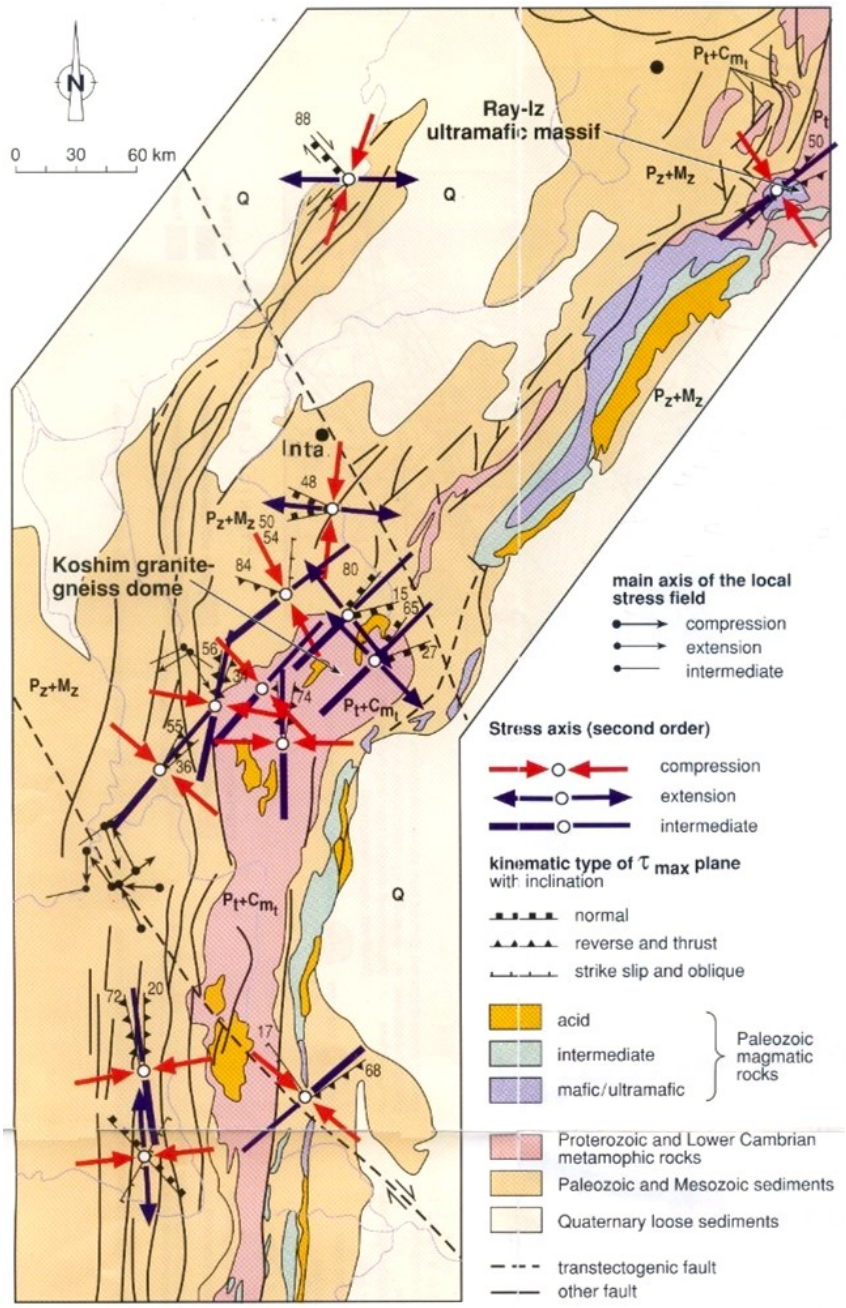


Рис. 14. Тектонические напряжения Северных частей Урала, по [Sim, Bankwitz et al., 1999; Сим, 2000]

Fig. 14. Tectonic stresses of the Northern parts of the Urals, by [Sim, Bankwitz et al., 1999; Сим, 2000]

Неотектонические напряжения, восстановленные СГ методом на весь Полярный Урал, показывают субмеридиональную ориентацию оси сжатия и субширотную — растяжения (см. рис. 13). Такой горизонтально-сдвиговый тип неотектонического напряженного состояния уверенно восстанавливается вдоль восточной границы орогенной структуры на границе с Западно-Сибирской плитой. Единичные ориентировки осей меридионального простирания оси сжатия восстановлены и вдоль западной границы Полярного Урала с Тимано-Печорской молодой плитой.

По всей вероятности, субмеридиональные ориентации осей сжатия на Пай-Хое, Приполярном Урале, так же как и на севере Западно-Сибирской плиты, обусловлены процессами рифтогенеза в Арктике.

Район Приполярного — Северного Урала. В названных частях Урала неотектонические напряжения восстановлены кинематическим методом. В исследованных частях Урала для крупных блоков восстановлены блоковые поля напряжений II ранга. Изменение простирания Уральских структур потребовало определение «общего (блокового) поля» напряжений для разных частей Урала

(см. раздел «Методика»), которые были отнесены ко II рангу. Изменчивость простирания структур не дает возможность определения ОПН для всей исследованной территории. Результаты нанесены на рис. 14 на основе работы [Сим, 2000]. С севера на юг выделены общие поля напряжений для Рай-Изского массива, гряды Чернышова и т.д. На гряде Чернышова восстановлено напряженное состояние горизонтального сдвига с меридиональной ориентацией оси сжатия и широтной —– оси растяжения, Рай-Изский блок обсуждался выше.

Особенно изменчивые блоковые тектонические напряжения установлены на Приполярном Урале. Здесь на Кожимской кольцевой структуре, представляющей гранито-гнейсовый купол (скрыт под рифей-протерозойскими породами и на дневной поверхности проявляется лишь в виде многочисленных выходов палеозойских магматических интрузий) были восстановлены общие тектонические напряжения горизонтального растяжения с субвертикальной осью сжатия и горизонтальной осью растяжения. Сугоризонтальная промежуточная ось ориентирована с СВ на ЮЗ. На схеме локальных тектонических напряжений субверикальная ось сжатия в центральной части массива к периферии становится более пологой и радиально расходится по отношению к центру массива. На западном склоне Приполярного Урала реконструкции ЛСС в бассейне р. Кожим дали возможность установить «общее сдвиговое поле» напряжений с меридиональной ориентировкой оси сжатия и, соответственно, широтной — оси растяжения. Далее при продвижении на юг общие поля напряжений характеризуются взбросовым режимом тектонических напряжений с ориентацией горизонтальной оси сжатия поперек палеозойских складчатых структур. В целом на Приполярном Урале восстановлено позднегерцинское напряженно-деформированное состояние, характеризующееся геодинамическим типом напряженного состояния горизонтального сжатия при субгоризонтальной ориентации оси сжатия поперек складчатых структур. Оно было возобновлено на неотектоническом этапе развития территории.

Позднегерцинский возраст установлен по бороздам скольжения, которые на площадках с одинаковой ориентировкой идентичны, при этом указанные площадки измерялись как в протерозойских сланцах, вмещающих позднегерцинские кварцевые жилы, так и на контакте жил со вмещающими породами. Унаследование на неотектоническом этапе позднегерцинских тектонических напряжений определяется по полной идентичности новейших структур с позднегерцинскими с той лишь разницей, что складчатый этап сопровождался формированием складок с преобладанием пластических деформаций, а неотектонический — развитием глыбово-блоковых движений с небольшими деформациями поверхностей выравнивания и с унаследованным от герцинского этапа развитием положительных и отрицательных структур. Продолжающееся воздымание гранитогнейсового Кожимского купола на новейшем этапе подтверждается тем, что здесь находится самая высокая вершина Урала — г. Народная, «возглавляющая» по аналогии с Памиром почти нерасчлененное высокое плато. Процесс всплывания гранито-гнейсового купола обусловлен внутренними источниками тектонических сил, возможно, связанных с глобальными процессами в обрамлении структур Северной Евразии лишь опосредованно. Безусловно, этот тезис требует дополнительных исследований. Неотектонические напряжения горизонтального сдвига на Пай-Хое и Полярном Урале с субмеридиональным сжатием обусловлены процессами спрединга в Арктическом бассейне. Движение масс от хребта Гаккеля вызвало перестройку меридиональных палеозойских структур на Западно-Сибирской платформе, которые были унаследованы от мезозойского рифтогенеза и имели меридиональное простирание.

Верхояно-Чукотская зона мезозойской складчатости (Центральная Чукотка). В Центральной Чукотке тектонические напряжения восстанавливались СГ методом на территории, ограниченной координатами 64º–68º с.ш. и 162º—180º в.д.

На западе выделены неотектонические структуры, относящиеся к окраине Верхоянского складчатого комплекса, при этом Анюйское горное сооружение целиком отражает Анюйскую офиолитовую сутуру — след закрывшегося в середине мезозоя Протоарктического океана. Восточное окончание сутуры перекрыто отложениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в новейших структурах не находит отражения.

Восточные структуры относятся к Новосибирско-Чукотской складчатой зоне. Значительную часть исследуемой территории занимает Охотско-Чукотский вулканоплутонический окраинно-континентальный поясом (ОЧВП), который с несогласием залегает на различных более древних структурах и является следствием субдукционных процессов. В основании пояса лежит Кони-Мургальская сутура. Отложения ОЧВП перекрывают восточное окончание Анюйской сутуры, которое не находит отражения в новейших структурах. Юго-запад территории относится к Колымской петле, представляющей собой коллаж террейнов [Натапов, 1990; Соколов, 2010].

В пределах Анюйского горного сооружения СГ методом восстановлены напряженные состояния горизонтального сдвига с осями сжатия I ранга СВ простирания. Левосдвиговые перемещения противоречат геологическим данным о правых сдвигах по разломам ЗСЗ простирания. Это можно связать с перестройкой структурного плана на неотектоническом этапе (10-0 млн лет по С.Д. Соколову). По отчетливо дешифрирующемуся разлому I ранга, лежащему в основании Кони-Мургальскогй сутуры, уверенно восстановлены субмеридиональные оси сжатия (рис. 15). На северо-востоке изученной территории по мелким разломам, ограничивающим и усложняющим Пекульнейское, Корякское и Южно-Чукотское горные сооружения, восстановлены оси сжатия II ранга ССВ и СВ простираниий. Таким образом, Центральная Чукотка на неотектоническом этапе деформируется в поле напряжений горизонтального сдвига со сжатием, имеющим меридиональные и северо-восточные простирания.

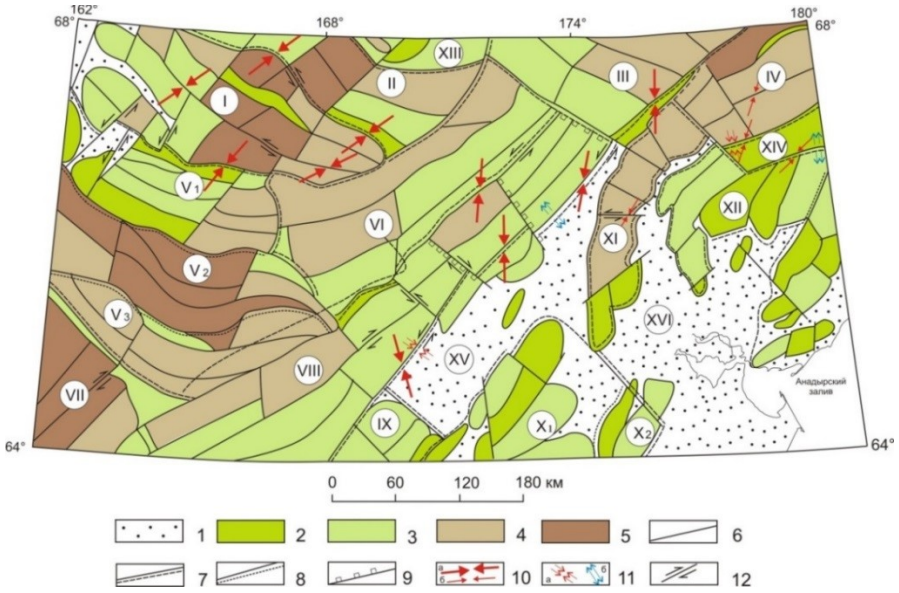


Рис. 15. Структурно-геоморфологическая схема центральной части Чукотки и неотектонические напряжения:
1–5 — суммарные конэрозионные поднятия (*1* — до 100 м, *2* — 101–500 м, *3* — 501–1000 м, *4* — 1001–1500 м, *5* — более 1500 м); *6* — границы структур; *7* — разрывные нарушения; *8* — границы структур 1-го порядка; *9* — границы структур 2-го и более низких порядков, часть которых является сбросами; *10–11* — неотектонические напряжения: *10* — ориентировка осей сжатия: *а* — I ранга, *б* — II ранга; *11* — геодинамические обстановки формирования сдвигов: *а* — дополнительного сжатия, *б* — растяжения; *12* — сдвиги. Цифрами на карте обозначены *горные сооружения* I–VIII, XI–XIV: I — Анюйское; II — Илирнейское; III — Палечваамское; IV — Пекульнейское; V — Центрально-Чукотское; VI — Алучинское (хребты-поднятия: VI_1 — Олойский, VI_2 — Уш-Урэшкчэнский, VI_3 — Кедонский); VII — Анадырское; VIII — Чуванско-Щучьинское; XI — Южно-Чукотское; XII — Колымское; XIII — Русское; XIV — Корякское (хребты-поднятия: XIV_1 — Майнские, XIV_2 — Рарыткинские; *впадины*: IX — Парабольско-Бельская; X — Амгуэмская; XV — Анадырская

Fig. 15. Structural-geomorphological scheme of the Central part of Chukotka and neotectonic stresses:
1–5 — total conerosion elevations in m (*1* — up to 100, *2* — 101–500, *3* — 501–1000, *4* — 1001–1500, *5* — more than 1500); *6* — structure boundaries; *7* — faults; *8* — boundaries of structures of 1 order; *9* — boundaries of structures of 2 and lower order, some of which are normal faults; *10–11* — neotectonic stresses: *10* — orientation of compression axes: *a* — I, *б* — II of rank; *11* — geodynamic conditions of the formation strike-slip faults: *a* — additional compression, *б* — of stretching; *12* — strike-slip faults. Numbers on the map indicate *mountain structures* I–VIII, XI–XIV: I — Anyujskoe; II — Ilirnejskoe; III — Palechvaamskoe; IV — Pekul'nejskoe; V — Central'no-Chukotskoe; VI — Aluchinskoe (ridges-elevations: VI_1 — Olojskij, VI_2 — Ush-Ureshkchenskij, VI_3 — Kedonskij); VII — Anadyrskoe; VIII — Chuvansko-Shchuch'inskoe; XI — Yuzhno-Chukotskoe; XII — Kolymskoe; XIII — Russkoe; XIV — Koryakskoe (ridges-elevations: XIV1 — Majnskie, XIV_2 — Rarytkinskie; vpadiny: IX — Parabol'sko-Bel'skaya; X — Amguemskaya; XV — Anadyrskaya

Юго-восточное Забайкалье (Стрельцовская кальдера). Стрельцовская кальдера мезозойского возраста является элементом Монголо-Охотского складчатого пояса. В кальдере расположено крупнейшее в России Стрельцовское урановорудное поле, которое включает более двадцати U-Mo месторождений. Впервые была выполнена реконструкция напряженного состояния в окружающих кальдеру структурах с применением СГ метода. Исходным материалом для выделения новейших разломов и реконструкции напряженного состояния массивов пород в районе кальдеры служили

фрагменты топографических карт масштаба 1:100 000 и составленная из них карта масштаба 1:500 000. В результате исследований неотектонических напряжений установлено, что массивы пород деформируются в неотектонический этап в поле напряжений горизонтального сдвига с осями сжатия, ориентировка которых изменяется от субмеридиональной до СВ [Петров, Сим и др., 2010].

Главную структуроформирующую роль на новейшем этапе играют разломы I ранга СВ-ЮЗ простирания, отделяющие отчетливо выраженную впадину Сухой Урулюнгуй (погруженный северо-западный блок кальдеры) от расположенного на юго-восток от нее горстообразного поднятия (собственно Стрельцовская кальдера). По сравнению с разломами СВ простирания ортогональные разломы I ранга существенно более «разбиты», а по выраженности разломов в рельефе можно сказать, что меридиональные и широтные разломы древнее разломов СВ простирания. Наиболее молодыми активизированными и, возможно, сформированными в неотектонический этап являются разломы СЗ-ЮВ простирания, в целом секущие и смещающие прочие разломы [Petrov et al., 2010]. Общей характеристикой неотектонических напряжений района исследований является геодинамическая обстановка дополнительного горизонтального сжатия и трехосное напряженное состояние. На самом северо-востоке района в окрестностях пос. Досатуй восстановлена геодинамическая обстановка горизонтального растяжения, которая должна определять уникальные по отношению к другим частям района гидрогеологические условия (рис. 16).

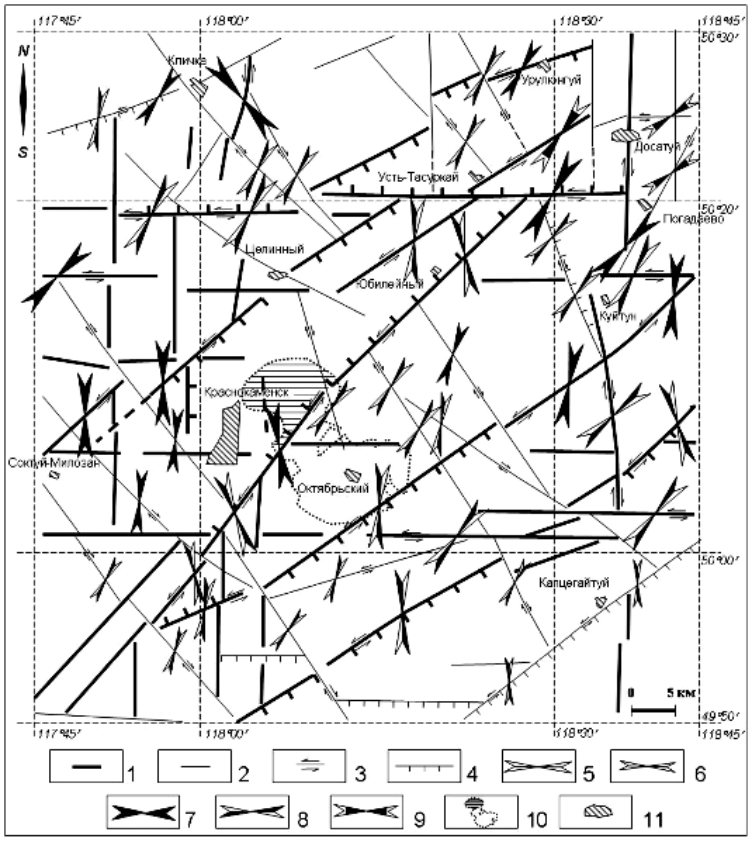


Рис. 16. Схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений района Стрельцовской кальдеры:
1–2 — неотектонические разломы I ранга (*1*), II и более мелких рангов (*2*); *3–4* — кинематические типы разломов: сдвиги (*3*), сбросы или взбросы (зубцы направлены в сторону опущенного крыла) (*4*); *5–6* — ориентация осей сжатия в горизонтальной плоскости: I ранга (*5*), II и более мелких рангов (*6*); *7–9* — геодинамическая обстановка формирования разломов: трехосного напряженного состояния (*7*), сжатия (*8*), растяжения (*9*); *10* — контур Стрельцовской кальдеры (заштрихована часть, скрытая под осадками впадины Сухой Урулюнгуй); *11* — населенные пункты, по [Петров, Сим и др., 2010]

Fig. 16. Scheme of the latest fault tectonics and neotectonic stresses of the Streltsovsky Caldera area:
1–2 — neotectonic faults of I-th rank (*1*), II and smaller ranks (*2*); *3–4* — kinematic types of faults: strike-slip faults (*3*), normal or reverse faults (teeth are directed towards the lowered wing) (*4*); *5–6* — orientation of compression axes in horizontal plane: I-th rank (*5*), II-th and smaller ranks (*6*); *7–9* — the geodynamic condition of formation of faults: of triaxial stress state (*7*), of compression (8), of stretching (*9*); *10* — the contour of the Streltsovsky Caldera (shaded part hidden under the sediments of the basin Suhoj Urulyunguj)); *11* — human settlement, by [Петров, Сим и др., 2010]

Сахалин. Расположенный между крупнейшими литосферными Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плитами о. Сахалин является особой структурой в Северной Евразии. Между названными плитами выделяют самостоятельно вращающиеся микроплиты — Амурскую и Охотскую. Граница между ними разными авторами выделяется по-разному: либо по меридиональному крупнейшему Центрально-Сахалинскому (Тымь-Поронайскому) разлому, либо с юга по Татарскому проливу, которая на севере Центрального Сахалина проходит по острову, субмеридионально сечет Северный Сахалин и на материке соединяется с границей Момского рифта [Hindle and Mackey, 2011]. Результаты полевых тектонофизических исследований кинематическим методом на Южном и юге Центрального Сахалина, а также СГ методом на Центральном и Северном Сахалине позволили сделать вывод о доминировании на Сахалине поля напряжений горизонтального сдвига с субширотной ориентацией оси сжатия, которая при перемещении на север постепенно разворачивается на ВСВ и на Северном Сахалине приобретает СВ простирание (рис. 17), по [Сим, Маринин и др., 2018].

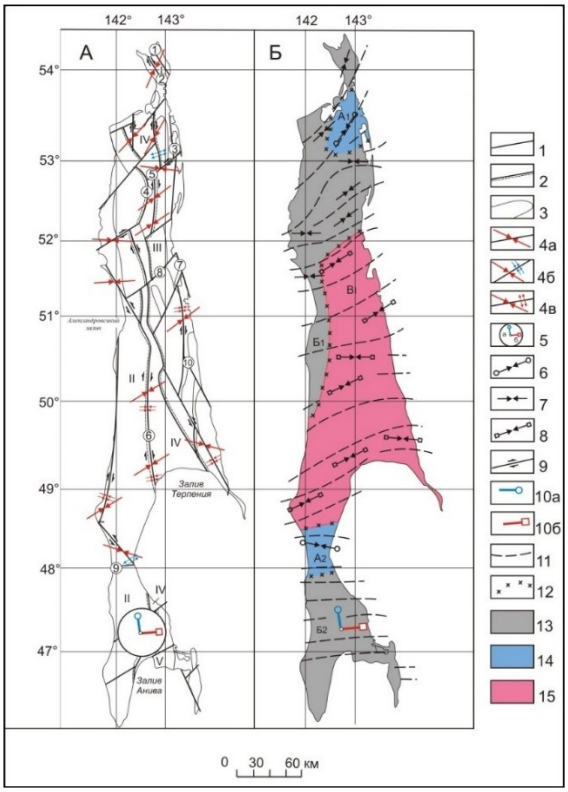


Рис. 17. Неотектонические напряжения Сахалина:
А. *1–3* — неотектонические структуры: *1* — разломы, *2* — границы структур I ранга, *3* — границы структур II ранга; *4* — ориентации осей сжатия в зоне разломов, сформированных в разной геодинамической обстановке: *а* — чистого сдвига (трехосного напряженного состояния), *б* — растяжения, *в* — сжатия; *5* — оси ОПН Южного и юга Центрального Сахалина: *а* — растяжения, *б* — сжатия; *9* — сдвиги. Цифры в кружках — разломы: *1* — Центрально-Сахалинский (Тымь-Поронайский).
Б. Схема районирования областей с разной геодинамической обстановкой: *6–8* — ориентации осей сжатия с разной геодинамической обстановкой: *а* — растяжения, *б* — чистого сдвига, *в* — сжатия; *9* — сдвиги (на рис. А); *10* — оси ОПН Южного и юга Центрального Сахалина: *а* — растяжения, *б* — сжатия; *11* — траектории осей сжатия; *13–15* — области с разными геодинамическими обстановками: *13* — чистого сдвига, *14* — растяжения, *15* — сжатия

Fig. 17. Neotectonic stresses of Sakhalin:
A. *1–3* — neotectonic structures: *1* — faults, *2* — boundaries structures of I rank, *3* — boundaries structures of II rank; *4* — orientations of compression axes in the zone of faults formed in different geodynamic conditions: *a* — pure shear (triaxial stress state), *б* — of stretching, *в* — of compression; *5* — axes of the general stress field of South and South Central Sakhalin: *a* — of stretching, *б* — of compression; *9* — strike-slip faults. The numbers in the circles — faults: *1* — the Central Sakhalin (Tym-Poronai).
Б. The scheme of zoning of areas with different geodynamic condition: *6–8* — Orientations of compression axes with different geodynamic conditions: *a* — of stretching, *б* — pure shear, *в* — of compression; *9* — strike-slip faults (for fig. A); *10* — axes of the general stress field of South and South Central Sakhalin: *a* — of stretching, *б* — of compression; *11* — the trajectory of the axes of compression; *13–15* — areas with different geodynamic conditions: *13* — pure shear, *14* — of tension, *15* — of compression

Единое поле напряжений, восстановленное по ЛСС для Южного Сахалина, не дает возможности проводить границу между Амурской и Охотской (Охотоморской) плитами по этой части Сахалина. На остальной части острова она вероятнее всего проходит по границе между областями с разными геодинамическими обстановками — чистого сдвига ($Б_1$) и сжатия (В).

Взаимосвязь неотектонических напряжений Северной Евразии с глобальным тектогенезом

По результатам разномасштабных исследований тектонических напряжений Северной Евразии составлена схема неотектонических напряжений (рис. 18). На ней вынесены определения субгоризонтальных осей сжатия, восстановленных СГ методом в структурах Евразии. Поскольку СГ метод опирается на закономерности распределения мелких прямолинейных элементов современного рельефа в зоне динамического влияния разломов, то возраст всех определений напряжений указанным методом автоматически считается неотектоническим. На схему нанесены только определения осей сжатия и растяжения, восстановленные в зонах динамического влияния разломов I ранга. В зависимости от масштаба исследований не выдержана единая классификация разломов по рангам.

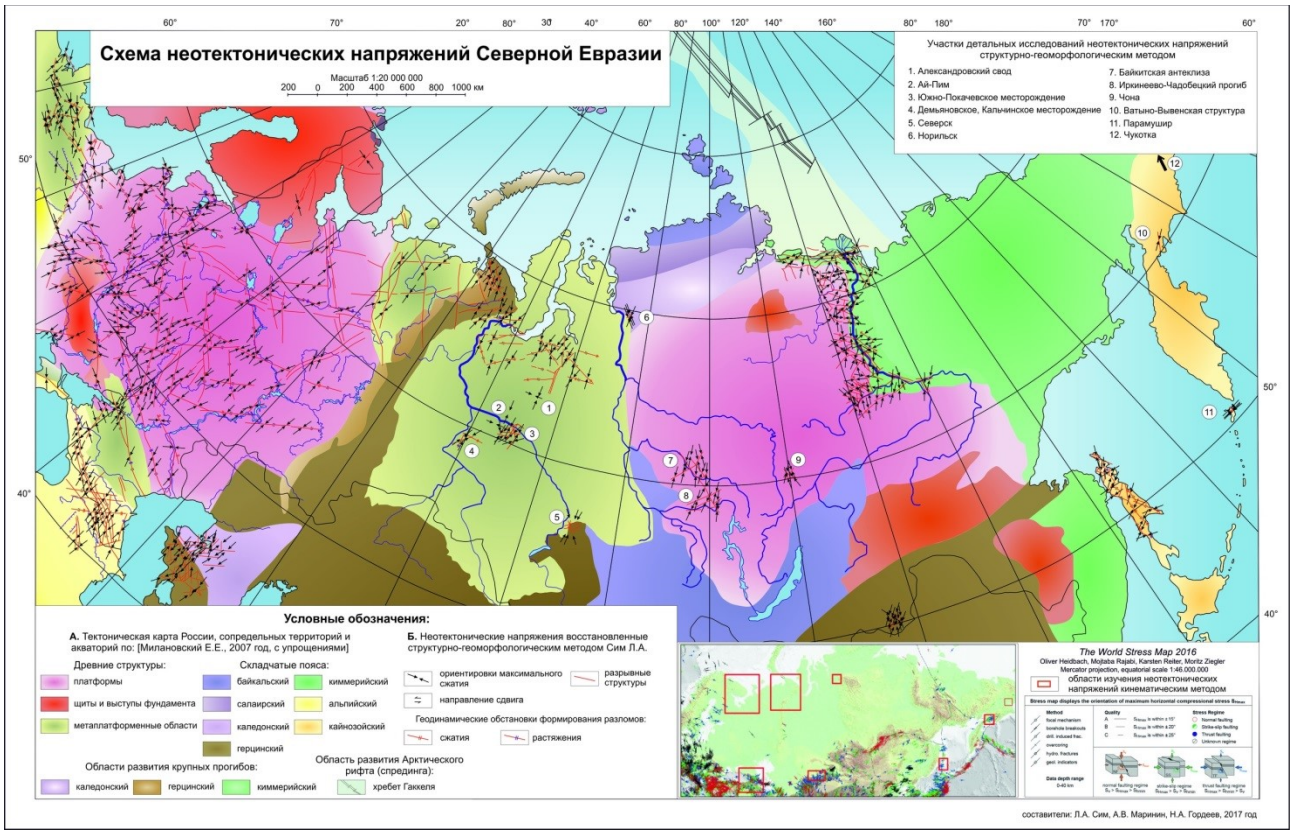


Рис. 18. Схема неотектонических напряжений Северной Евразии

Fig. 18. Scheme of neotectonic stresses of Northern Eurasia

На основе анализа этой схемы, которая характеризует неотектонические напряжения самых разных структур Северной Евразии, подтверждаются выводы В.Е. Хаина [Хаин, Лимонов, 2004; Хаин, 2010], Ю.Г. Леонова [Леонов,1995], В.Г. Трифонова [1999], Л.И. Лобковского и др. [Лобковский, Никишин, Хаин, 2004] о взаимосвязи внутриплитных напряжений с глобальными тектоническими процессами. В процессе многолетних исследований тектонических напряжений комплексом методов в разном масштабе было сделано два неожиданных вывода.

1. Граница влияния спрединга в Северной Атлантике и в Арктике не совпала с зоной Тейсейра — Торнквиста СЗ простирания в Западной Европе, а прошла по западу Русской плиты; она определилась как зона неустойчивых напряжений. Вторая ветвь границ неустойчивых напряжений на юге ВЕП, отделяющая зоны воздействия Карпат и Кавказа, также определилась с неожиданной конфигурацией. Границы были связаны с глубинным строением [Сим, 2000]; спустя 20 лет после обнаружения этого факта границы были сопоставлены с сейсмичностью ВЕП и неожиданно подтвердилась еще раз их глубинная природа, так как с ними связано распределение сейсмичности (см. рис. 4) [Сим, Алексеев, 2018].

2. Неожиданно практически не удалось установить влияние рифтогенеза в Арктике на продолжении этой структуры на материке (устье р. Лены) (см. рис. 9), где предполагалась очевидная связь тектонических напряжений с глобальным процессом. По-видимому, здесь обнаружена характеристика глобальных сил тектоники плит, которые «...неравномерны во времени; при этом фазы их пиковых всплесков могут длиться порядка миллиона лет или менее. В моменты достижения максимумов внутриплитных напряжений могут проявляться и основные фазы деформаций...» [Лобковский, Никишин, Хаин, 2004, с. 116].

Достаточно неожиданным явились результаты реконструкции неотектонических напряжений на Пай-Хое и Полярном Урале — вместо предположительных ориентировок осей сжатия, перпендикулярных к складчатым структурам, почти под прямым углом ориентированные относительно друг друга, были восстановлены субмеридиональные ориентации осей сжатия [Сим, Брянцева и др., 2007; Сим, Брянцева, 2011], проинтерпретированные нами как влияние рифтогенеза в Арктике на формирование новейших структур в этой части орогенных областей. На схеме очевидно, что все платформенные структуры деформируются в напряженном состоянии горизонтального сдвига [Сим, Ребецкий и др., 2010]. Абсолютное доминирование субмеридиональных ориентировок осей сжатия на исследованной территории (в том числе и в пределах Центральной Чукотки) подтверждает мнение М.А. Гончарова об опускании со всесторонним горизонтальным сжатием Арктики из-за северной компоненты дрейфа континентов [Гончаров, 2009]. Исключением из этого правила является Западно-Европейская плита и Фенноскандинавский щит, деформирующиеся под влиянием рифтогенеза в Атлантике. Механизм избыточного горизонтального сжатия в рудных узлах Кольского п-ова обоснован в работе [Ребецкий, Сим, Козырев, 2017]. Такой же механизм установлен в пределах Оленекского и Мунского массивов на северо-востоке Сибирской платформы и на Приполярном Урале (Кожимская кольцевая структура).

Выводы

1. Все платформенные структуры формируются в неотектонический этап в напряженном состоянии горизонтального сдвига.
2. На фактическом материале подтверждено высказывавшееся ранее влияние глобальных процессов (спрединг в океанах, коллизия при столкновении плит с формированием Альпийско-Гималайского складчатого пояса) на тектонические напряжения внутри крупных литосферных плит.
3. Установлены границы между областями влияния спрединга в Северной Атлантике и в Арктике и орогенеза в Карпатах и Кавказе на формирование неотектонических структур на Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ. Вблизи границ влияния разных глобальных процессов формируются области с неустойчивыми и неупорядоченными ориентировками тектонических напряжений. Эти границы контролируют распространение сейсмичности.
4. Влияние процессов спрединга в Арктике не влияет на напряженно-деформированное состояние северо-восточной части Сибирской платформы. Отмечавшиеся ранее специфические черты пропагации рифтогенеза хребта Гаккеля на континентальную плиту, имеющие специфический характер с рассеянной сейсмичностью, нечетко выраженными разломами — границами между плитами по обе стороны рифта, связаны с близостью полюса вращения Евразийской и Северо-Американской плит.
5. Влияние орогенеза субмеридиональных орогенов Урала и Верхоянья на пограничные платформы на неотектоническом этапе меньше, чем влияние таких же процессов на юге Восточно-Европейской, Скифской и Западно-Сибирской платформ. Структуры Пай-Хоя и Полярного Урала в новейший этап совместно с Русской, Тимано-Печорской, Западно-Сибирской плитами деформируются под влиянием процессов спрединга в Арктике.
6. Обнаружены структуры с возможными внутриплитными источниками тектонических напряжений — остаточными гравитационными напряжениями, высвобождающимися в виде избыточных горизонтальных напряжений вблизи дневной поверхности. Такое явление может сопровождать длительно однонаправленно воздымающиеся кольцевые структуры, когда скорость эрозии и денудации этих структур не успевает разрядить горизонтальные гравитационные напряжения, накопившиеся при пребывании (формировании) структур на значительной глубине в условиях стеснения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН и гранта РФФИ *№ 17-05-01193а.*

Литература

Васильев Н. Ю., Каплин О. А., Сим Л. А. К тектонофизическим условиям формирования Рай-Изского хромитоносного массива // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука, 1987. С.43–52.

Геология СССР. Т. 1. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. 504 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

Гинтов О.Б., Корчемагин В.А., Сим Л.А. Украинские Карпаты и Горный Крым — сходство и различие кинематических характеристик тектонических движений (тектонофизический анализ) // Геофиз. журн. Киев: НАНУ, ин-т геофизики. 2002. Т. 24, № 6. С. 75–92.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.

Гончаров М.А. Подъем со всесторонним горизонтальным растяжением Антарктики и опускание со всесторонним горизонтальным сжатием Арктики как следствие северной компоненты дрейфа континентов // Материалы 42-го тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2009. С. 151–156.

Государственная геологическая карта РФ. Сер. Карельская. 1:200 000. Лист P-35-XXIX, XXX. Утвержден НРС ВСЕГЕИ 09.06.1999. СПб., 1999.

Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геол.-геофиз. характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИокеангеологии, 2002. Вып. 4. С. 40–54.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.

Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1961. 47 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. С. 227.

Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Западной Сибири. Наука, Сиб.отд. 1979. 200 с.

Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб: 1:2500000, составлена: Мин-во геологии СССР. 1980.

Костенко Н.П., Брянцева Г.В. Орогенные формы южной части Полярного Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 2002. С. 9–13.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–25.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Науч. мир, 2004. 610 с.

Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.

Маринин А.В., Сим Л.А., Бондарь И.В. Тектодинамика Вуоксинской разломной зоны (Карельский перешеек) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 364–368.

Натапов Л.М. Геология и геодинамическая эволюция Северо-Востока Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М., 1990. 47 с.

Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Шоелл М. Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1999. № 1–2. С. 45–56.

Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М. 6. Недра. 1992. 263 с.

Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформациии на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // Докл. АН. 2014. Т. 457, № 5. С. 1–6.

Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое месторождение в районе Стрельцовской кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 4. С. 310–320.

Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, № 1. С. 110–120.

*Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. Н*овейшая тектоника и неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала // Бюлл. МОИП. 2007. № 6. С. 3–10.

Сим Л.А., Ребецкий Ю.Л., Козырев А.А., Жиров Д.В. Развитие идей П.Н.Кропоткина о широком распространении в земной коре горизонтального сжатия (на примере платформ Северной Евразии). // Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь: материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посв. 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина 18–22 октября 2010. М.: ГЕОС, 2010. С. 504–509.

Сим Л.А., Брянцева Г.В. Новейшие структуры и напряженное состояние северных частей Урала и Пай-Хоя // Бюлл. МОИП, отдел геол. 2011. Т. 86, вып.5. С. 12–20.

Сим Л.А., Постников А.В., Постникова О.В., Пошибаев В.В. Влияние новейшей геодинамики на газоносность Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба // Экспозиция нефть газ. 2016. № 6 (52). С. 8–12.

Сим Л.А., Маринин А.В., Гареев К.Р., Мандельберг А.В. Новейшая разломная тектоника и напряженно-деформированное состояние Вилюйской синеклизы. Прогноз участков с повышенной проницаемостью // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы 4-й тектонофизической конф. 3–7 октября 2016 г. М.: ИФЗ, 2016. Т. 1. С. 264–269.

Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 5, № 3. 771–800. URL: https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0371.

Сим Л.А., Алексеев Р.С. О возможной взаимосвязи сейсмичности с границами изменения параметров регионального поля напряжений // Воздействие внешних полей на сейсмический мониторинг: тез. докл. междунар. юбилейной науч. конф. Бишкек, 2018. С. 104.

Сим Л.А., Рахматуллина А.С., Маринин А.В. Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность Восточного Предкавказья // Проблемы тектоники континентов и океанов: материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019_1. Т. 2. С. 237–242.

Сим Л.А., Сабиров И.А., Гордеев Н.А. Новейшее напряженное состояние Мангышлака и возможное его влияние на распределение месторождений углеводородов // Экспозиция Нефть Газ. 2019_2. № 4 (71). С. 22–26.

Соколов С.Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Науч. мир, 1999. 252 с.

Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М., 2004. 270 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 753–760.

URL: atlaspacket.vsegei.ru

Engen Ø., Eldholm O. The Arctic plate boundary // J. Geophysical Research. 2003. V. 108 (B2). P. 2075. Doi: 10.1029/2002jb001809.

Grachev A.F. The Arctic rift system and the boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates: New insight to plate tectonic theory // Russian J. Earth sciences. 2003. October, V. 5 (5). P. 307–345.

Garetsky R., Levkov E., Scyvab G. et al. Main neogeodynamik Features of the Baltic Sea Depression and adjacent Areas // Techn. poszukian Geol. Geosynoptika i Geotermia. Krakow 1999. Dwumiesieczniz Rok XXXVIII-zeszyt. 1999. V. 2 (195). P. 17–27.

Hindle D. and Mackey K. Earhquake recurrence and magnitude and seismic deformation of the nordwestern Okhotsk plate, nordheast Russia // J. Geophys. Res. 2010. V.116 (BO2301). Doi: 10.1029/2010JB007409, 011.

Imaeva L., Gusev G., Imaev V., Mel'nikova V. Neotectonic activity and parameters of seismotectonic deformations of seismic belts in Northeast Asia // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 148. P. 254–264.

Mackey, K., et al. Seismicity map of eastern Russia, 1960–2010 // Seismol. Res. Lett. 2010. V. 81(5). P. 761–768. Doi:10.1785/gssrl.81.5.761.

Ostaficzuk S. Impact of Poland,s geological structure on neogeodynamics // Techn.posz. geol., geosynoptika i geotermia. 1995. P. 79–107.

Sim L.A., Korcemagin V., Frischbutter A., Bankwitz P. The neotectonic stress field pattern of the East European Platform // Z. geol. Wiss. Berlin. 1999. V. 27 (3/4). P. 161–181.

Sim L.A. Ein Rekonstruktionsversuch der neotectonischen Spannungsfelder nach structurell-geomorpholodische Methode in Deutschland: Regionale und Angewandte Geologiee in der Grenzregion der Sueddeutschen und der mitteldeutshen Scholle. Programm und Kurzfassung // Geowissenschaften e. V. Schmalkalden. 19 bis 22. Sept. 2001. Freiberg, 2001. P. 221–222.

Steblov, G., Kogan M., King R., Scholz C., and Bürgmann R. Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30 (18). P. 1924. URL: https://doi:10.1029/2003GL017805.

Т. Ю. Тверитинова

Геологический факультет МГУ, Москва, tvertat@yandex.ru

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗЕРКАЛ СКОЛЬЖЕНИЯ РИФЕЙСКИХ МЕТАМОРФИТОВ ГУРБЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Аннотация

С применением методики парагенетического анализа минидизъюнктивов [Расцветаев, 1987] рассматриваются особенности распределения зеркал скольжения и других кинематических индикаторов в рифейских метаморфических толщах Гурбейского рудного поля Восточного Саяна. Метод позволил выделить среди множества зафиксированных в метаморфических толщах минидизъюнктивов несколько парагенезисов структур с проявлением сдвигового, сбросового и взбросового типов полей напряжений и структурных рисунков тектодинамического вращения и течения. Главный структурный парагенез отвечает условиям меридионального латерального сжатия – широтного растяжения. Формирование второстепенных структурных парагенезисов было обусловлено северо-восточным и северо-западным латеральным сжатием. Проведено сравнение результатов, полученных парагенетическим и другими кинематическими методами [Гущенко, 1979; Ребецкий, 2001].

T. Yu. Tveritinova

Faculty of Geology, Moscow State University, tvertat@yandex.ru

PARAGENETIC ANALYSIS OF SLICKENSIDES OF RIPHEAN METAMORPHITES ON GURBEY ORE FIELD (EAST SAYAN)

Abstract

Using the paragenetic analysis of mini-disjunctives method [Rastsvetaev, 1987], the distribution features of slickensides and other kinematic indicators in the Riphean metamorphic strata of the Gurbey ore field of the East Sayan are considered. The method made it possible to distinguish among the set of minisjunctives recorded in metamorphic strata some structural paragenesises with the manifestation of shear, normal fault, and reverse fault types of stress fields and structural patterns of tectodynamic rotation and flow. The main structural paragenesis is responsible to conditions of meridional lateral compression – latitudinal extension. The formation of secondary structural paragenesises was caused by northeast and northwest lateral compression. The results obtained by paragenetic and other kinematic methods [Gushtchenko, 1979; Rebetsky, 2001] are compared.

Введение

Характерными структурами разрушения деформированных толщ горных пород являются зеркала скольжения (ЗС), отражающие наличие смещений вдоль плоскостей сместителей в соответствии с определившим их возникновение полем тектонических напряжений. Особенности строения ЗС различаются в зависимости от состава пород (осадочные, метаморфические толщи, магматические образования), их исходной текстурно-структурной неоднородности (слоистость, сланцеватость, полосчатость, наличие дислокационных структур), типа напряженного состояния при формировании, количества этапов деформаций. Подавляющее большинство ЗС, независимо от возраста толщ, в которых они встречаются, связаны с действием новейших полей тектонических напряжений. Наблюдается общая тенденция формирования более разнообразных и многочисленных структур дизъюнктивного типа и более сложных структурных рисунков при переходе к более древним и более деформированным толщам, хотя и в молодых толщах фиксируются структуры (в том числе ЗС), отвечающие нескольким фазам деформаций. При определенных условиях может происходить «упрощение» общей дислокационной структуры. Например, дизъюнктивы могут залечиваться при метаморфизме, могут «исчезать» при формировании жильных комплексов.

В статье рассматриваются особенности распределения, кинематические характеристики и динамические условия формирования ЗС в древних метаморфических толщах Гурбейского рудного поля в центральной части Восточного Саяна. Для анализа ЗС использован парагенетический метод дизъюнктивных структур [Лукьянов, 1965, 1991; Расцветаев, 1987].

В этом сборнике по Гурбейскому рудному полю приведены также некторые результаты анализа ЗС кинематическим методом О.И. Гущенко [Васильев и др., 1999, 2012, 2016, 2017; Васильев, Мострюков, 2000, 2007; Гущенко, 1973, 1975, 1979, 1999; Гущенко и др., 1979, 1990, 2001; Гущенко, Сим, 1974].

На основе замеров ЗС по Центральному участку Гурбейского рудного поля в 2018 г. была защищена магистерская работа [Досов, 2018], в которой использовался метод катакластического анализа дизъюнктивных структур [Ребецкий, 1997, 1999, 2002, 2003а, 2003б**].**

Проведено сопоставление парагенетического, кинематического и катакластического методов.

Главные принципы парагенетического анализа

Парагенетический анализ дизъюнктивных структур [Лукьянов, 1965, 1991; Расцветаев, 1987] исследует естественные связи между конкретными дизъюнктивами и заключается в установлении закономерностей их совместного нахождения и взаимного расположения. Множества дизъюнктивов, образующие устойчивые закономерные сочетания друг с другом, объединяются в единые структурные парагенезы. Для каждого парагенеза характерна внутренняя упорядоченность соотношений слагающих его элементов разной морфологии и ориентировки, т.е. определенный структурный рисунок.

Структурные рисунки дизъюнктивных парагенезов отличаются числом и геометрическим соотношением основных дизъюнктивных систем, а также определенным законом изменения их геолого-кинематического типа в зависимости от пространственной ориентации дизъюнктивов. Парагенезы дизъюнктивов могут состоять из одной (системы отрывов, плоскостей скольжения или сплющивания), нескольких (две или четыре системы сколов, нередко сочетающихся с системами отрыва или сплющивания) или множества (упорядоченного или неупорядоченного; среди первых наиболее распространены пояса трещиноватости [Данилович, 1961; Расцветаев, 1987а, 1987б]. В больших поясах трещиноватости полюса трещин располагаются перпендикулярно оси пояса (вдоль меридианов или по экватору стереограмм), в малых — под углом близким к 40-50º к оси пояса (вдоль широт стереографической сетки). Геометрическими образами типовых пространственных сочетаний трещинных систем внутри этих парагенезов являются плоскость, призма, тетрагональная пирамида, конус и цилиндр вращения; при этом особенно существенны морфология и геолого-кинематический тип трещин, образующих эти геометрические фигуры. Наличие древних структурных неоднородностей в деформируемом объеме иногда существенно меняет обычное соотношение систем внутри типового парагенеза и искажает его внешний структурный рисунок.

На основании сопоставления природных, экспериментальных и теоретических моделей структур разрушения разработана специальная таблица типовых структурных рисунков дизъюнктивных парагенезов, отвечающих различным типам деформации и видам напряженного состояния (НС). При разной ориентировке главных геомеханических осей (тектодинамические оси сжатия и растяжения, кинематические оси вращения и течения) структуры разрушения разных парагенезов образуют характерные геолого-геометрические узоры. Этим узорам соответствуют типовые дизъюнктивные парагенезы и механизмы тектонической деформации. Механизмы деформаций отражают эффективную реологическую реакцию среды в момент разрушения (хрупкая, вязкая, пластическая или более сложная модель), общий характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг, кручение или их сочетание), тип напряженного состояния объема (двухосно-анизотропное, в условиях активного сжатия или растяжения; трехосно-анизотропное осесимметричное, при стационарном положении осей σ_1 или σ_3; трехосно-анизотропное с вращением вокруг оси σ_2; возможны и более тонкие различия вида напряженного состояния по величине коэффициента μ_σ); геологические проявления реализованного в массиве типа напряженного состояния (надвиговый, сдвиговый или сбросовый — при вертикальном положении осей σ_1, σ_2 или σ_3 соответственно) или кинематический тип деформации (плоское или струйное течение, вращение).

Наиболее распространенные типы структурных рисунков (сколовая пара или призма скалывания; пирамида и конус сжатия; пирамида и конус растяжения; произвольное скалывание по разно ориентированным площадкам; пояс вращения; пояс течения; система сплющивания; система раздвижения) подробно описываются в специальной работе [Расцветаев, 1987] (рис. 1).

Нанося на кинематическую стереограмму все замеренные в обнажении (или группе сближенных обнажений — так называемой «тектодинамической станции») конкретные трещины, жилы и разрывы со следами смещений, мы получаем суммарный стереографический структурный рисунок трещиноватости изученного геологического объема. Этот рисунок, как правило, можно отождествить с одной или несколькими наложенными друг на друга типовыми моделями дизъюнктивной деформации (табл.) и таким образом выяснить: 1) тип напряженно-деформированного состояния и вид внешнего нагружения массива на момент образования структур данного парагенеза; 2) ориентировку основных тектодинамических или кинематических осей; 3) тип реологического поведения объема

при формировании структур данного парагенеза — в частности, можно косвенно судить о мере хрупкости или пластичности деформируемой среды [Тверитинова, 1996]; 4) предполагаемый геолого-кинематический тип тех членов парагенеза, относительно которых не имелось определенных структурно-геологических данных. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать парагенетический анализ в качестве одного из важных методов диагностики геолого-кинематического типа конкретных дизъюнктивов.

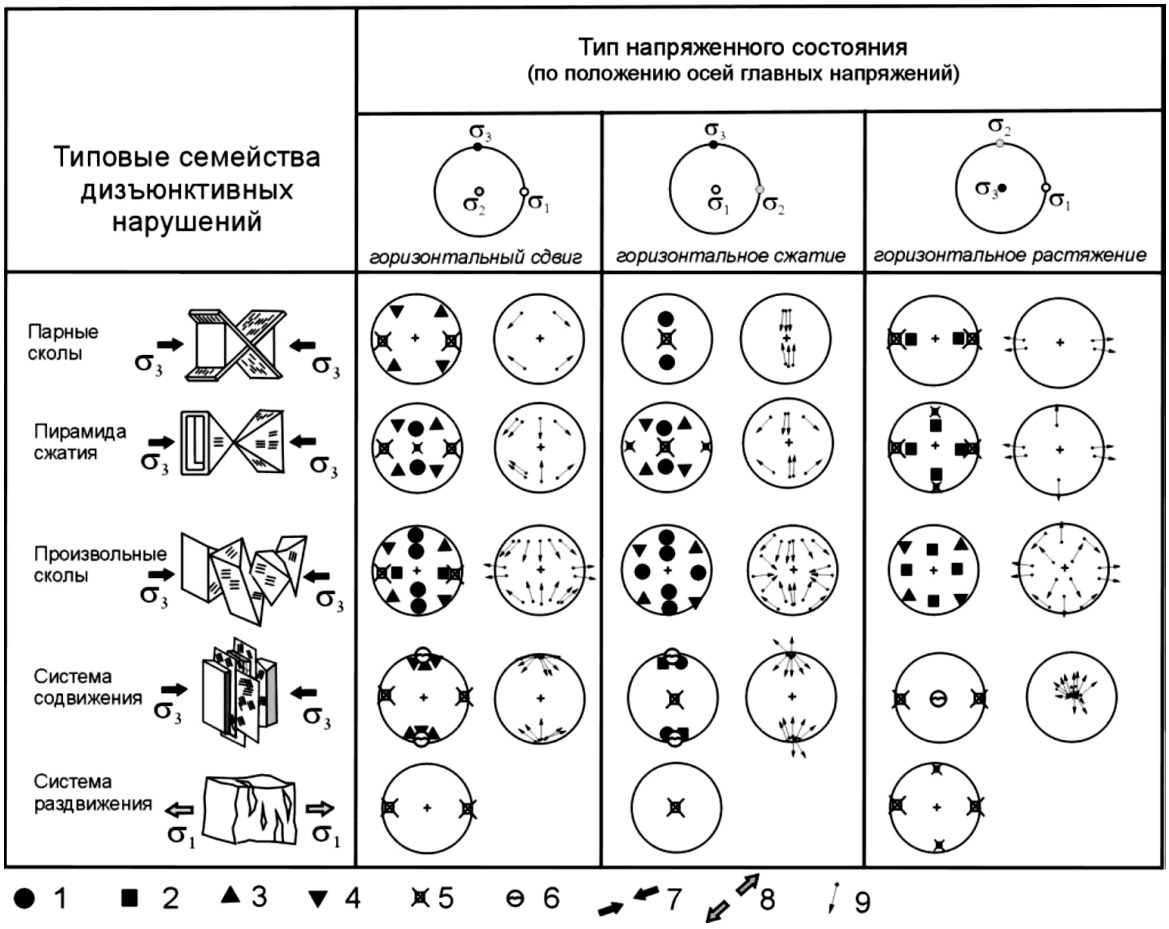


Рис. 1. Структурные рисунки типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений (по: [Ребецкий и др., 2017; Расцветаев, 1987, 2002]. Круговые диаграммы приведены в стереографической (равноугольной) проекции на верхнюю полусферу.
Условные обозначения: *1–6* — полюса зеркал скольжения (тектонических трещин) с преимущественным типом перемещений: *1* — взбросы, *2* — сбросы, *3* — правые сдвиги, *4* — левые сдвиги, *5* — отрывы, *6* — стресс-стилолиты; *7–8* — ориентировка осей главных нормальных напряжений: *7* — максимального сжатия, *8* — минимального сжатия (наибольшего девиаторного растяжения); *9* — направление относительного перемещения висячего блока, показанное в полюсе плоскости зеркала скольжения

Fig. 1. Structural drawings of typical paragenetic families of disjunctives [from Rebetskiy et al., 2017, according to Rasvetsaev, 1987; 2002]. Circle diagrams are shown in stereographic (equiangular) projection onto the upper hemisphere.
Legend: *1–6* — poles of slickensides (tectonic cracks) with the predominant type of displacements: *1* — reverse faults, *2* — normal faults, *3* — dextral faults, *4* — sinistral faults, *5* — extension fractures, *6* — stress-stylolites; *7–8* — orientation of the axes of the main normal stresses: *7* — maximum (compression), *8* — minimum (extension); *9* — the direction of relative movement of the hanging block, shown in the pole plane of the slickensides

Краткие сведения о геологии района исследований

Гурбейское рудное поле Агульско-Бирюсинского рудного района приурочено к зоне Главного Саянского разлома (ГСР) северо-западного простирания, разделяющего древнюю Сибирскую платформу и байкалиды Алтае-Саянской складчатой области. В зоне ГСР неоднократно происходили разнонаправленные тектонические движения с относительным перемещением блоков и формированием сложнопостроенной Колбинско-Удинской шовной зоны, насыщенной разновозрастными рифтогенными структурно-вещественными комплексами раннего рифея (Мурхойский грабен),

среднего и позднего рифея (Чатыгойский рабен), нижнего кембрия (Негодкинско-Миричунский грабен) и среднего кембрия (Киченский грабен) [Галимова и др., 2012] (рис. 2А). Породы интенсивно дислоцированы, смяты в складки, разбиты разломами. Гурбейское рудное поле расположено в верховьях руч. Гурбей (бассейн р. Б. Бирюса) в поле развития метаморфических пород мурхойской и хорминской толщ соотвественно нижнего и среднего-верхнего рифея, тектонический контакт между которыми представляет один из швов ГСР (рис. 2Б). Тектонический контакт выражен рассланцеванием и милонитизацией.

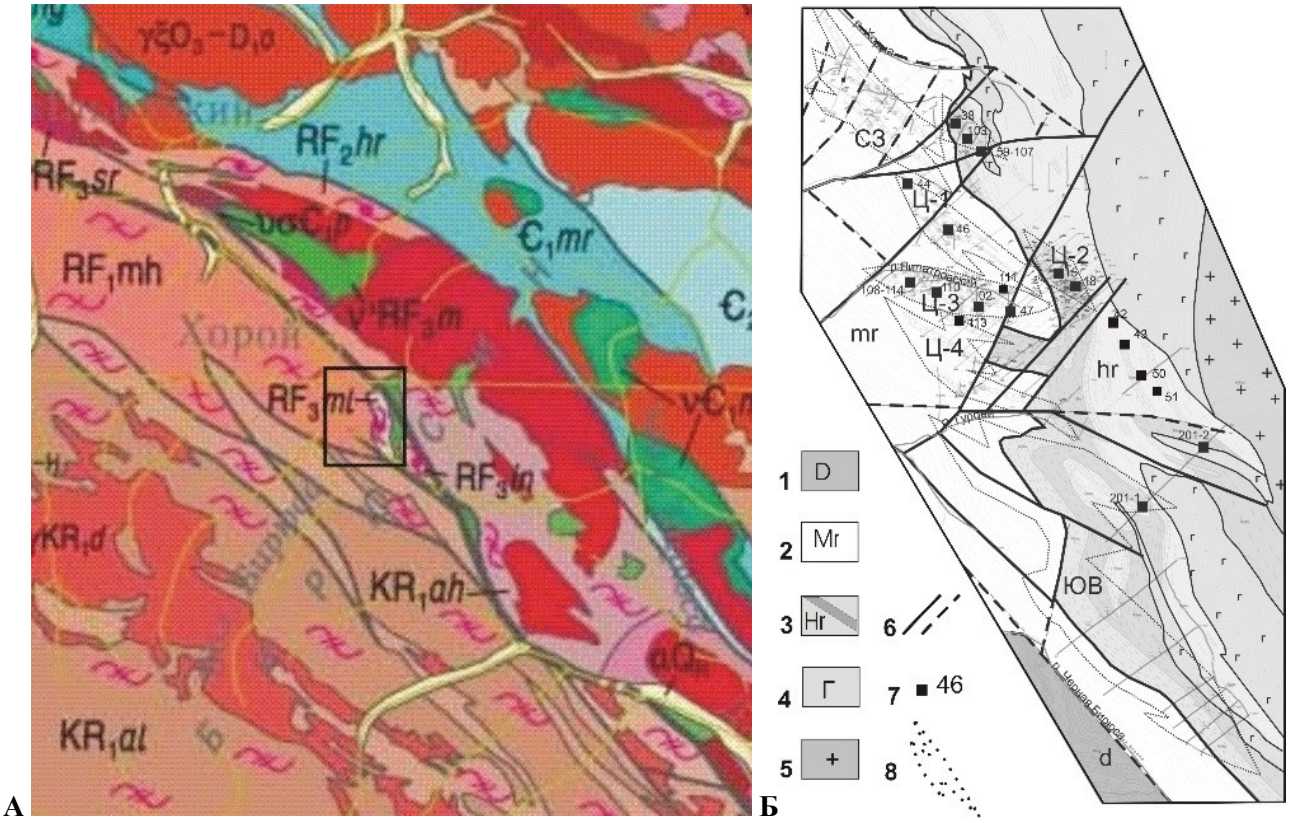


Рис. 2. А. Фрагмент Геологической карты листа №–47 масштаба 1:1 000 000 [Государственная…, 2012]. Прямоугольником обозначен Гурбейский участок.
Б. Схематическая карта Гурбейского рудного поля и участков структурно-кинематических наблюдений; геологическая основа по [Полетаев и др., 2015].
Условные обозначения: *1* — окраина Дербинского блока (ранний докембрий); *2* — Мурхойский грабен (мурхойская толща нижнего рифея); *3* — Чатыгойский грабен (хорминская свита среднего-верхнего рифея); *4* — массив рифейских габброидов Мадарского комплекса; *5* — ордовикские гранитоиды саржинского комплекса; *6* — разломы (достоверные и предполагаемые), *7* — участки структурных наблюдений; *8* — контуры рудных зон

Fig. 2. A. Fragment of the Geological map of sheet N–47 scale 1: 1 000 000 [State..., 2012]. The rectangle denotes the Gurbey site.
Б. Schematic map of the Gurbey ore field and structural-kinematic observation sites. Geological basis by [Poletaev et al., 2015].
Legend: *1* — margins of the Derbinsky block (Early Precambrian); *2* — Murkhoy graben (Murkhoy stratum of the lower Riphean); *3* — Chatygoisk graben (Horminsky suite of middle-upper Riphean); *4* — gabbroid massiv of the Riphean Madara complex; *5* — granitoids of the Ordovician Sarzhinsky complex; *6* — faults (reliable and alleged), *7* — sections of structural observations; *8* — contours of ore zones

Рифейские метаморфические образования мурхойской и хорминской толщ представлены циклично построенными разрезами вулканогенно-осадочных, карбонатных, углеродсодержащих и филлитовидных пород, прорванными субсогласными и секущими телами габброидов. Толщи вместе с разделяющим их тектоническим контактом смяты в сжатые, почти изоклинальные складки запад-северо-западного простирания в зоне северо-западного простирания, что отражает правосдвиговую деформацию вдоль ГСР. В северо-восточном крыле ГСР развиты гранитоиды ордовикского возраста. В пределах рудного поля закартированы также секущие ГСР крутопадающие разломы различных простираний. В зоне ГСР преобладает субвертикальное залегание всех структурных элементов —

метаморфической сланцеватости и полосчатости, согласно, косо и поперечно секущих дизъюнктивных структур, шарниры мелких складок. Вместе с тем местами устанавливается пологое залегание тех же текстурно-структурных элементов. Рудные тела представлены системой пронизывающих метаморфические комплексы золото-кварц-сульфидных жил, часто линзовидной формы. Локализация рудных тел определяется наиболее сложными участками строения ГСР – развитием присдвиговых складок, пересечением ее поперечными и косо секущими флексурно-разрывными зонами, наличием структур покровного типа.

В структуре рудного поля выделяется несколько относительно обособленных рудных зон сложного строения (Хорминская, Липатровская, Широтная, Центральная, Чернобирюсинская), образующих кулисно построенную систему северо-западного простирания вдоль тектонического контакта мурхойской толщи (нижний рифей) и хорминской свиты (средний-верхний рифей).

Особенности дизъюнктивных структур в метаморфических толщах (типы минидизъюнктивов, их связь с метаморфической сланцеватостью и полосчатостью, разновозрастность деформаций)

В метаморфических комплексах мы имеем дело со сложной интерференционной картиной деформаций вследствие неоднократной структурно-метаморфической переработки горных массивов. Полосчатость и сланцеватость смята в складки разного порядка, типа и возраста, широко представлены согласные и секущие сланцеватость жилы, отрывы и сложные по морфологии гнезда с различным минеральным выполнением, наблюдаются многочисленные дизъюнктивные структуры со смещением. Многообразие структур отражает эффект длительно развивавшихся деформационных и соповождающих их гидротермальных процессов, но разделение разновозрастных структур не всегда представляется возможным. Обычно отсутствуют данные по абсолютной геохронологии минерального выполнения нарушений различных типов, не хватает статистических данных о характере соотношения структур разных этапов деформаций.

Исходя из длительной истории формирования зоны ГСР (Удинско-Колбинской зоны в целом), где развита серия рифтогенных, по-видимому, транстенсивных структур, впоследствии преобразованных в условиях горизонтального сжатия и сдвига (транспрессии) в сложные складчатые зоны, можно говорить о нескольких этапах складчатой деформации. Комплекс жильно-отрывных (в том числе рудоносных структур) является результатом нескольких этапов гидротермальных процессов, о чем свидетельствует их разный состав и различные соотношения со структурой вмещающих толщ. Наличие ЗС с несколькими направлениями борозд скольжения на их поверхности указывает на неоднократность (или сложность) деформационных процессов с формированием нарушений со смещением.

Складчато-разрывные и сопровождающие их гидротермальные процессы охватывают каждый раз весь комплекс пород, испытавших как более раннюю складчатость, так и разрывообразование. Общая деформационная картина в условиях неоднократных деформаций, естественно, усложняется, но структурно это может быть выражено неконтрастно, так как главная (не обязательно последняя!) деформация приводит к формированию главного структурного плана, подчиненного крупным региональным структурам. В нашем случае речь идет о структуре Восточно-Саянского орогена.

В процессе формирования дизъюнктивных структур (в том числе ЗС) в деформационном процессе участвуют все исходные структурные неоднородности пород (метаморфическая полосчатость, сланцеватость, пронизывающие метаморфиты жилы и отрывы различного состава), а также формируются новые структуры сжатия, растяжения и скола с участием вещественных преобразований. Зеркала скольжения отражают наиболее позднюю происходившую в породном массиве тектоническую деформацию. Позднейшие деформации, сопровождающиеся формированием сингенетичных структурно-формационных комплексов, определяются современной геодинамикой формирования новейшего Восточно-Саянского орогена.

Фактический материал. **Описание структурно-кинематических диаграмм трещиноватости**

Как показывает опыт работы на Гурбейском рудном поле, для изучения особенностей минидизъюнктивных структур интенсивно нарушенных метаморфических толщ хорошим полигоном являются разведочные канавы. На основании замеров нескольких тысяч минидизъюнктивов различного кинематического типа построены сотни стереограмм и получены интересные данные об особенностях малых структур разрушения в древних метаморфических толщах [Тверитинова, 2016а, б; 2017а, б; 2019]. К сожалению, большое количество материала по кинематике ЗС привело к желанию его обобщения, минуя этап описания первичного анализа замеров. Здесь приводится

описание ряда типичных первичных диаграмм кинематической трещиноватости, характерной для метаморфических пород по замерам в отдельных точках, которые являются относительно небольшими участками полотна разведочных канав (не более первых десятков метров).

Повсеместно в метаморфических породах наблюдаются разнообразные ЗС, жилы и отрывы, сколовые трещины, наследующие сланцеватость или секущие ее под различными углами. Жилы и отрывы выполнены, а ЗС сопровождаются кварцевым, кальцитовым, мусковитовым, сульфидным или смешанным минеральным выполнением, сопровождаются ожелезнением по милонитовым коркам. На одной и той же поверхности ЗС по заполнителю или непосредственно по породе выражены борозды скольжения, часто выявляется два–три направления штриховок различной степени сохранности и масштаба. ЗС часто притерты, сопровождаются различно выраженными системами поперечных борозд отрывов, поэтому точность определения направления относительного смещения блоков по плоскости сместителей для каждого ЗС различается. Признаки смещений фиксируются практически вдоль всех систем отдельности породных массивов (сланцеватости, кливажа, различно ориентированных сколов). Совокупность всех замеренных дизъюнктивов образует сложные структурные рисунки, в которых выделяется до нескольких структурных парагенезов, отвечающих тем или иным напряженно-деформированным состояниям. По отношению к сланцеватости и полосчатости метаморфических толщ выявляемые эллипсоиды напряжений и деформаций часто осесимметричны, но распознаются также и косо ориентированные эллипсоиды.

На территории рудного поля преобладает северо-западная ориентировка сланцеватости при преимущественно крутом ее залегании. В зонах флексурных изгибов сланцеватость приобретает субширотное или субмеридиональное направления. При преобладании крутопадающей сланцеватости местами фиксируются участки ее пологого залегания. Связанная со сланцеватостью структурная анизотропия усиливается наличием сухих (без заполнителя) сколовых трещин, среди которых присутствуют как крутопадающие, так и пологие структуры, образующие в обнажениях характерные «столы».

На локальных участках обычно выделяется главная система нарушений, то есть преобладают структуры определенной ориентировки и кинематического типа. Но практически повсеместно выявляется сложная объемная деформация, характеризующаяся сложным сочетанием различно ориентированных систем трещиноватости, в том числе ЗС, различного типа. Часто фиксируется поясное распределение трещин. Характерны малые и большие пояса трещиноватости с вертикальным, наклонным или горизонтальным положением осей, и с различной по отношению к осям ориентировкой преобладающих штриховок, отвечающих деформации тектодинамического вращения (штриховка на ЗС ориентирована поперечно оси пояса) или течения (штриховка на ЗС ориентирована параллельно оси пояса).

Ниже приведены примеры стереограмм трещиноватости по нескольким участкам Гурбейского рудного поля.

Центральный участок охватывает зону тектонического контакта мурхойской и хорминской толщ в непосредственной близости от выходов габброидов мадарского интрузивного комплекса. Сильно сжатые, до изоклинальных, складки с крутыми шарнирами разбиты продольными, косыми и поперечными к сланцеватости разрывами. Продольные разрывы выражены зонами рассланцевания и дробления. Большинство зон трещиноватости сопровождаются интенсивной лимонитизацией, что указывает на их активность в современной приповерхностной зоне гипергенеза. На участке преобладает сланцеватость широтного и северо-западного простирания. Ей соответствуют и контакты толщ разного состава. В приповерхностной зоне вертикальная сланцеватость переходит в субгоризонтальную. Особенности распределения зеркал скольжения рассмотрены на примере замеров по канавам К–47 и К–15 (рис. 3).

Станция **К–15**. Хорминская свита. Чередование мраморизованных известняков, углеродистых и гранат-содержащих амфиболитовых сланцев. Сланцеватость преимущественно крутопадающая северо-западного и субширотного простирания. Зеркала скольжения занимают преимущественно поперечное или косое к сланцеватости положение и образуют большой пояс трещиноватости с осью, круто погружающейся в северо-западном направлении. В системе северо-восточного простирания с широким разбросом по ориентировке (до субширотного простирания) и углам падения (в среднем 20–70 °) преобладают левые сдвиги. В этой же системе фиксируются взбросы. С меридиональной системой связаны в основном правые сдвиги, а также зеркала скольжения со смещением по падению (сбросо-взбросы). Поперечно сланцеватости развиты структуры отрывного типа — крутопадающие системы северо-восточного и меридионального простирания. Левые северо-восточного и правые сдвиги меридионального простирания образуют главный структурный парагенез, отражающий условия горизонтального сдвига с северо-северо-восточным сжатием — запад-северо-западным

растяжением. Поясное распределение дизъюнктивов указывает на присутствие деформации сдвигового течения, также обусловленной северо-восточным сжатием. Сдвиговые ЗС в поясе соответствуют перемещению материала преимущественно в северо-западном и юго-восточном направлении. Вхождение в этот же пояс элементов залегания сланцеватости отражают наличие складчатой структуры, формирование которой связано с поперечным северо-восточным сжатием. Главная система нарушений образована левыми сдвигами, взбросами, отрывами и редкими сбросами северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Природа этого сложного кинематического максимума может определяться либо сложной деформацией (в этом случае его можно рассматривать как систему сплющивания), либо наложением нескольких деформационных процессов с меняющимися условиями деформирования (от северо-западного сжатия для взбросов до северо-западного растяжения для отрывов).

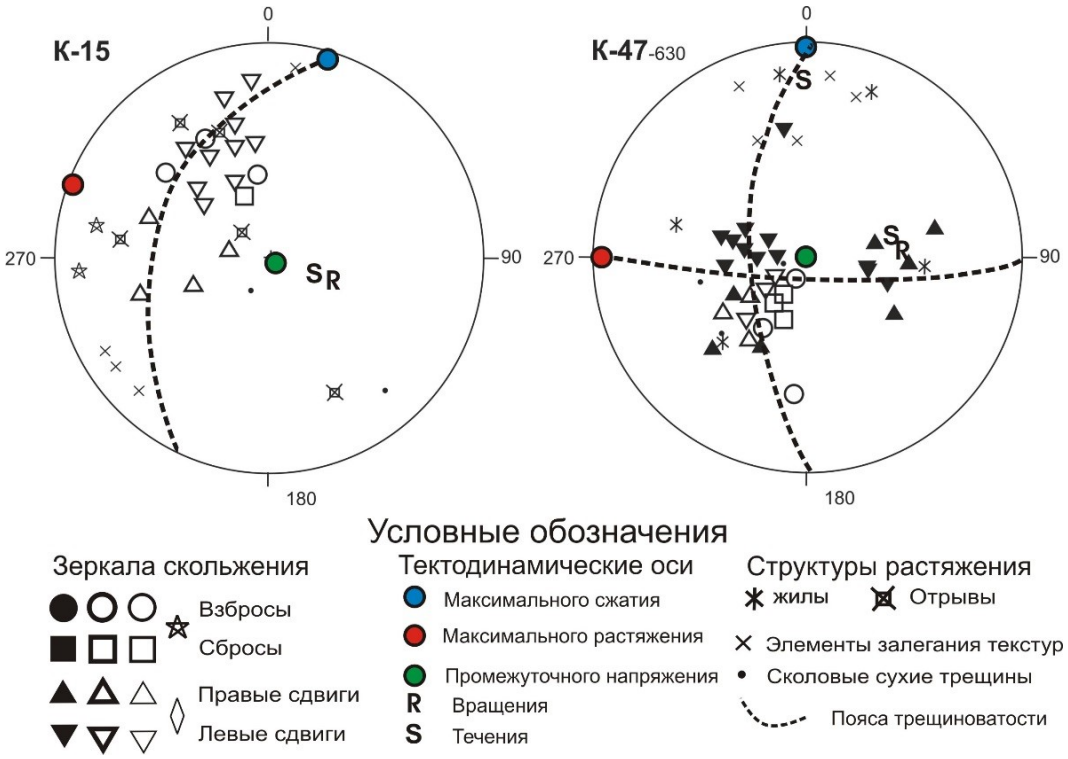


Рис. 3. Стереограммы трещиноватости различного кинематического типа метаморфических пород хорминской (канава К–15) и мурхойской (канава К–47) толщ с элементами тектодинамической интерпретации

Fig. 3. Fracture stereograms of various kinematic types of metamorphic rocks of the Horma (K–15 trench) and Murkhoy (K–47 trench) strata with elements of tectodynamic interpretation

Станция **К–47**. Мурхойская толща. Карбонатные сланцы. Сланцеватость преимущественно крутопадающая субширотного простирания. Зеркала скольжения в основном концентрируются в большом субширотном поясе с осью в максимуме сланцеватости. Выделяется также второй большой субмеридиональный пояс трещиноватости, включающий сланцеватость. Главная система представлена пологими нарушениями (на пересечении двух указанных поясов трещиноватости) преимущественно сдвигового типа, реже взбросового и сбросового. Оба пояса являются поясами сдвигового течения, в меридиональном поясе распознаются также признаки сбросо-взбросового вращения. Условия формирования перечисленных структур объясняются действием меридионального тангенциального сжатия.

Канавы К–42 и К–43 пройдены к юго-востоку от Центральной рудной зоны по метаморфическим породам хорминской свиты на контакте с габброидами мадарского интрузивного комплекса. Еще юго-восточнее расположены канавы К–50 и К–51 (рис. 4).

Станция **К–42**. Ориентировка метаморфической сланцеватости северо-западная и субширотная. Трещиноватость характеризуется наличием большого центрального пояса с субширотной горизонтальной осью. Отчетливо выражены пологие сколовые поверхности с характерными взбросовыми и сдвиго-взбросовыми смещениями (со встречным направлением смещения).

На диаграммах наблюдается непрерывный переход от пологих структур взбросо-сдвигового типа к крутопадающим правым сдвигам северо-западного простирания. Присутствие в большом поясе трещиноватости сдвигов отражает проявление деформации сдвигового течения. Помимо сдвигов по протиранию трещин в этом поясе присутствуют также взбросы встречного падения, которые могли формироваться в условиях напряженного состояния горизонтального сжатия при той же ориентировке оси максимального сжатия. Вместе с тем взбросы северных румбов падения ориентированы в северо-восточном направлении, а южных — в северо-западном, поэтому не исключено также проявление локальных стресс состояний горизонтального сжатия с северо-западной и северо-восточной ориентировками сжатия. О северо-восточном сжатии говорит и некоторая асимметрия большого пояса (его отклонение от меридиана к северо-востоку), а также присутствие разноименных сдвигов в системе северо-западного простирания.

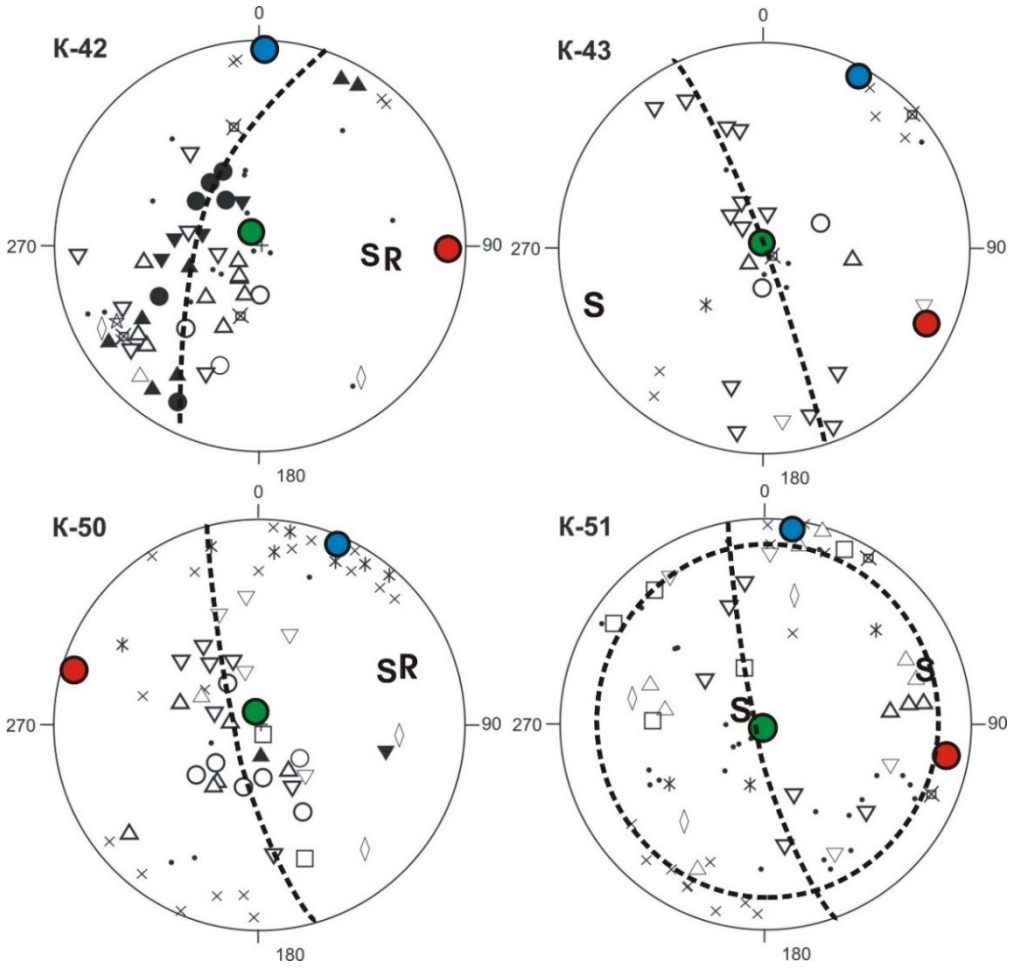


Рис. 4. Стереограммы трещиноватости различного кинематического типа метаморфических пород хорминской свиты в канавах К–42, К–43, К–50 и К–51. Условные обозначения см. рис. 3

Fig. 4. Fracture stereograms of various kinematic types of metamorphic rocks of the Khorminsky Formation in K–42, K–43, K–50, and K–51 trenchs. Legend see fig. 3

Станция **К–43**. Пеобладает крутопадающая сланцеватость северо-западного простирания. Выражены левые сдвиги северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток, а также пологие структуры. Вместе они образуют большой пояс трещиноватости с горизонтальной осью северо-восточной ориентировки, выходящей в максимуме сланцеватости, с которым совпадают также жилы и отрывы. Условия формирования структурного рисунка связано с проявлением меридионального сжатия (преобладание левых сдвигов северо-восточного простирания), северо-восточного сжатия (сланцеватость и системы пологих взбросов северо-западного простирания встречного падения), а также и северо-западного сжатия, выраженного системами отрывно-жильных структур вдоль сланцеватости. Главной деформацией является левосдвиговая в виде левосдвигового пояса течения.

Станция **К–50.** На фоне главенствующей субвертикальной метаморфической полосчатости и сланцеватости северо-западного простирания (сильно сжатые изоклинальные складки) фиксируется крутопадающая сланцеватость субширотного и северо-восточного простирания, входящая вместе с фиксирующейся пологонаклонной сланцеватостью в большой пояс субмеридионального простирания. Зеркала скольжения разнообразны. Характерно присутствие пологих сдвигов по простиранию разрывов и взбросов, а также крутопадающих левых сдвигов северо-восточного и правых сдвигов северо-западного простирания. Выражен большой центральный пояс северо-северо-западной ориентировки с преобладанием левых сдвигов (пояс сдвигового течения). По условиям формирования структурных рисунков главным является поле напряжений горизонтального сдвига с меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Большинство взбросов входит также в субмеридиональный пояс трещиноватости (сбросо-взбросовый пояс вращения). Наличие крутопадающих структур отрывно-жильного типа говорит о более сложных условиях деформирования.

Станция **К–51**. Залегание сланцеватости субвертикальное. Среди разнообразных зеркал скольжения преобладают левые сдвиги северо-восточного простирания, правые сдвиги меридионального и северо-западного простирания, различно ориентированные сбросы и структуры отрыва. Здесь можно говорить о большом поясе трещиноватости с вертикальной осью (различно ориентированные крутопадающие структуры). Большинство зеркал скольжения отвечает условиям поля напряжений горизонтального сдвига при меридиональной ориентировке оси максимального сжатия. Преобладание сдвигов в большом поясе трещиноватости указывает на проявление деформации тектонического вращения. По наличию различно ориентированных сбросовых зеркал скольжения устанавливаются признаки проявления условий северо-восточного и северо-западного растяжения.

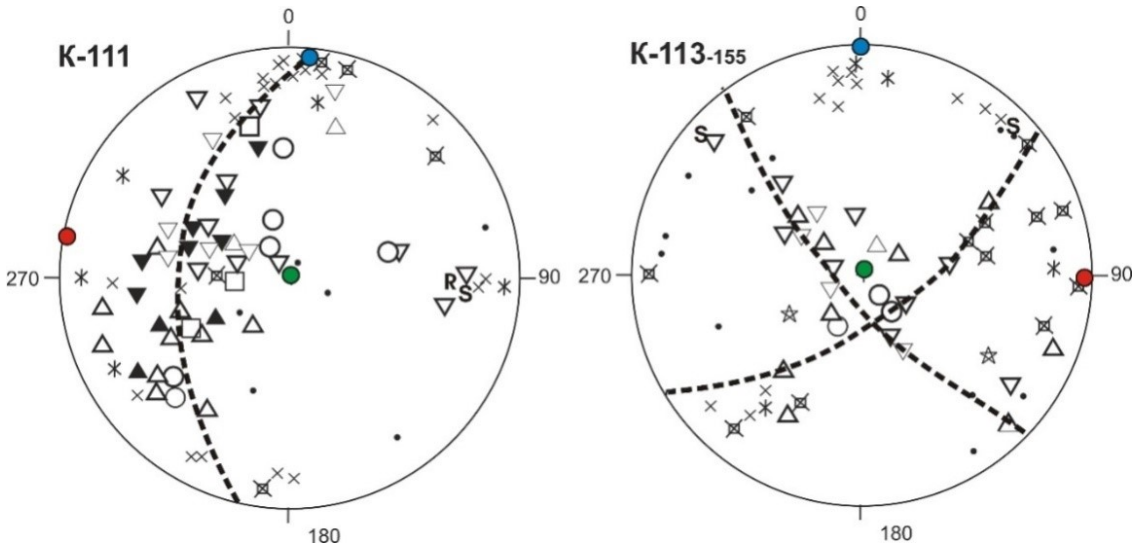


Рис. 5. Стереограммы трещиноватости различного кинематического типа метаморфических пород мурхойской толщи в канавах К–111, К–113. Условные обозначения см. рис. 3

Fig. 5. Fracture stereograms of various kinematic types of metamorphic rocks of the Murkhoy sequence in K–111 and K–113 trenchs. Legend see fig. 3

К юго-западу от Центрального участка располагается Широтная рудная зона. По метаморфическим карбонатным породам мурхойской толщи здесь пройдены канавы К–111 и К–113.

Станция **К–111**. В метаморфитах преобладает субширотная ориентировка сланцеватости с различными углами падения. Большинство зеркал скольжения тяготеет к большому поясу северо-северо-восточной ориентировки с пологой, погружающейся к запад-северо-западу осью. Широко представлены сдвиги — левые преимущественно северо-восточного и правые — северо-западного простирания. В этом же поясе установлены взбросы. Многообразны жилы и отрывы как субсогласные со сланцеватостью, так и секущие ее. Формирование большинства структур разрушения определялось меридиональным тангенциальным сжатием в условиях поля напряжений горизонтального сдвига. Можно также говорить об условиях северо-восточного сжатия — северо-западного растяжения. По особенностям структурного рисунка проявлена деформация сдвигового течения и сбросо-взбросового вращения, вписывающихся в обстановку субмеридионального сжатия.

Станция **К–113**. Преобладает широтная и северо-западная крутопадающая сланцеватость метаморфических толщ. Характерны поперечные сланцеватости крутопадающие сколы и отрывы северо-восточного и субмеридионального простирания. Зеркала скольжения концентрируются в двух больших поясах трещиноватости центрального типа северо-восточной и северо-западной ориентировки. В первом фиксируются в основном правые сдвиги (северо-западного простирания), во втором — левые (северо-восточного простирания). Пояса пересекаются в центре, образуя максимум правых и левых сдвигов и структур взбросового типа. Образование перечисленных дизъюнктивов происходило в условиях сдвигового типа поля напряжений с меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Но развитие левосдвигового и правосдвигового поясов течения указывают на проявление условий северто-восточного и северо-западного сжатия.

Общие закономерности выявленных по зеркалам скольжения структурных рисунков в метаморфических толщах

Результаты изучения минидизъюнктивов различного кинематического типа в метаморфических породах Гурбейского рудного поля выявили интенсивные дизъюнктивные деформации с участием разнонаправленных смещений по разноориентированным текстурам и структурам (полосчатости, сланцеватости, наложенным системам трещиноватости). В каждой системе текстурно-структурных особенностей метаморфических толщ выявляется наличие многочисленных жил и отрывов разного состава, а также разнородная кинематика смещений, что может указывать как на проявление разновозрастных деформаций, так и на сложность деформационных процессов в течение одного деформационного этапа. В качестве главного по преобладающей сланцеватости выступает структурный план северо-западной и субширотной ориентировки, определяющий главные особенности напряженно-деформированного состояния породных массивов рудного поля. Формирование большинства минидизъюнктивов в метаморфических толщах Гурбейского рудного поля, происходило при ведущей обстановке тангенциального субмеридионального сжатия и тангенциального субширотного растяжения (напряженно-деформированное состояние — горизонтальный сдвиг), определившей формирование главного парагенеза структур — систем правых северо-западного и левых сдвигов северо-восточного простирания. Второй хорошо выраженный структурный парагенез отвечает условиям северо-восточного тангенциального сжатия и северо-западного тангенциального растяжения. Присутствие среди минидизъюнктивов взбросов с преобладанием субширотных, указывает на проявление в обстановке меридионального тангенциального сжатия поля напряжений горизонтального сжатия, то есть реализацию условий вертикального растяжения (горизонтальный сдвиг с растяжением).

Сложная деформация метаморфических толщ происходила не только путем формирования главных сколовых систем, но сопровождалась проявлением деформации тектонического течения и вращения, выраженной в присутствии наклонных (до совсем пологих) дизъюнктивов, образующих широко проявленные пояса трещиноватости. Среди них пояса сдвигового течения с перераспределением вещества в субширотном и северо-западном направлении преимущественно вдоль главенствующих направлений сланцеватости. В особенностях смещений по нарушениям в основном субширотной ориентировки отражено также сбросо-взбросовое вращение. Обращает на себя внимание практически повсеместное присутствие пологих структур со смещением, что указывает на сложную объемную деформацию. Наличие характерных для рудных полей различно ориентированных структур отрывно-жильного типа отражает проявление объемной деформации растяжения. Сложная объемная деформация в условиях горизонтального сжатия и растяжения отражает пульсирующий характер деформационных процессов — смену обстановок растяжения и сжатия.

В региональном плане меридиональное сжатие при горизонтальном сдвиге отвечает современному сейсмогенному полю напряжений. В этом поле напряжений современная кинематика ГСР соответствует правосдвиговому смещению. Условия широко проявленного северо-восточного горизонтального сжатия, поперечного к Главному Саянскому разлому, вероятно, обусловлены самой структурой разломной зоны и в современной обстановке могут отражать проявление кинематогенных полей напряжений. На более ранних этапах северо-восточное сжатие могло проявляться как главное, так как ГСР является одной из структур коллизионной зоны сочленения Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.

Выдержанность кинематических особенностей малых структурных форм позволяет проводить кинематическую идентификацию крупных разрывных нарушений. Основные разрывы Гурбейского рудного поля также представлены субширотными структурами сжатия, диагональными сдвигами

(правыми северо-западного и левыми северо-восточного простирания) и субмеридиональными сбросо-раздвиговыми структурами. Среди субширотных структур сжатия большая роль принадлежит пологим нарушениям типа взбросо-надвигов.

Результаты анализа зеркал скольжения Центрального участка кинематическим методом

Замеры зеркал скольжения были обработаны по специальной компьютерной программе по методу выявления количественных параметров тектодинамических парагенезисов мини-дизъюнктивов и последовательности их формирования [Васильев и др., 1999, 2012, 2016, 2017; Васильев, Мострюков, 2000, 2007; Гущенко, 1973, 1975, 1979, 1999; Гущенко и др., 1979, 1990, 2001; Гущенко, Сим, 1974].

В соответствии с количественной представительностью группировок, дающих решения различных полей напряжений, была получена следующая относительная возрастная последовательность условий деформации (в порядке убывания значимости от наиболее молодых полей напряжений к относительно более древним) (табл.).

Фазы палеотектонического нагружения земной коры в развитии структуры Гурбейского рудного поля (Центральный участок, 978 замеров)

Phases of paleotectonic loading of the earth's crust in the development of the Gurbey ore field structure (Central section, 978 measurements)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Faza	%	Coax	Type	Sigma1	Sigma2	Sigma3	MuSi	MuEp	TauLft	TauRgt
A	34.4	4.8	-2-	270.6.	90.84.	180.0.	0.98	0.35	315.4.	225.4.
B	24.7	3.6	-1-	270.90	271.0	1.0	-1.00	-0.14	1.45	181.45
C	15.4	7.3	-1-	90.85	182.0	272.5	0.92	-0.62	92.40	272.50
D	18.3	4.1	-2-	185.1	284.84	95.6	0.98	0.22	50.4	140.5
E	9.5	11.7	-3-	357.2	267.12	95.78	0.96	0.37	9.46	166.42
F	10.1	10.0	-3-	273.0	3.0	15.90	-0.99	-0.19	273.45	93.45

Примечание. (Faza) — фазы деформации; (%) — процентное содержание замеров, отвечающих данной фазе; (Coax) — угол расхождения (в градусах) между осями напряжений и деформаций; (Type) — деформационные механизмы (типы полей напряжений) (1 — горизонтальное сжатие, 2 — горизонтальный сдвиг, 3 — горизонтальное растяжение); (Sigma1─Sigma2─Sigma3) — ориентация осей нормальных напряжений: минимального сжатия (Sigma1), промежуточного напряжения (Sigma2) и максимального сжатия (Sigma3); (MuSi–MuEp) — величины коэффициентов Лодэ — Надаи для эллипсоидов напряжений (MuSi) и деформаций (MuEp); (TauLft и TauRgt) — ориентировки осей действия максимальных касательных напряжений (с левой (TauLft) и правой (TauRgt) сдвиговыми компонентами).

(Faza) — phases of deformation; (%) — percentage of measurements corresponding to this phase; (Coax) — angle of discrepancy (in degrees) between the axes of stress and strain; (Type) – deformation mechanisms (types of stress fields) (1 — reverse fault, 2 — shear, 3 — normal fault); (Sigma1 ─ Sigma2─Sigma3) — orientation of the axes of normal stresses: extension (Sigma1), intermediate stress (Sigma2) and compression (Sigma3); (MuSi – MuEp) — the values of the Lode — Nadai coefficients for ellipsoids of stress (MuSi) and deformations (MuEp); (TauLft and TauRgt) — orientation of the axes of action of the maximum tangential stresses (with left (TauLft) and right (TauRgt) shear components).

Применение кинематического метода дало возможность получить информацию о шести характерных для Гурбейского рудного поля напряженных состояниях, отвечающих шести фазам происходившего деформационного процесса. Последняя (самая молодая) фаза отвечает современному сейсмоактивному полю напряжений.

А — тип напряженного состояния горизонтального сдвига. Условия одноосного меридионального сжатия — широтного растяжения с формированием крутопадающих левых сдвигов северо-восточного, правых сдвигов северо-западного простирания.

В — тип напряженного состояния горизонтального сжатия. Условия одноосного вертикального растяжения — латерального меридионального сжатия с формированием широтных взбросов северного и южного падения (и субгоризонтальных отрывов).

С — напряженное состояние горизонтального сжатия. Условия одноосного латерального широтного сжатия — вертикального растяжения с формированием меридиональных взбросов западного и восточного падения.

D — напряженное состояние горизонтального сдвига. Условия одноосного латерального широтного сжатия — широтного латерального растяжения с формированием крутопадающих левых сдвигов северо-западного и правых сдвигов северо-восточного простирания.

E — напряженное состояние горизонтального растяжения. Условия одноосного вертикального сжатия — латерального меридионального растяжения с формированием сбросов северного и южного падения.

F — напряженное состояние горизонтального растяжения. Условия одноосного латерального широтного растяжения — вертикального сжатия с формированием сбросов западного и восточного падения.

Абсолютный возраст фаз деформаций B, C, D, E, F неизвестен, хотя по этому поводу можно сделать некоторые предположения [Тверитинова, 2019]. Учитывая пространственные вариации типов полей напряжений в Саяно-Байкальском регионе [Шерман, Лунина, 2001] и факт, что проявлению позднекайнозойского рифтогенеза в условиях субширотного растяжения (Байкальская рифтовая зона) предшествовало проявление позднемезозойского рифтогенеза Забайкалья с субмеридиональной ориентировкой оси растяжения, начало последнего тектонического цикла в зоне ГСР может относиться к кайнозою или позднему мезозою.

Результаты анализа зеркал скольжения Центрального участка катакластическим методом

На основании обработки замеренных на Центральном участке ЗС различного типа методом катакластического анализа разрывных структур [Ребецкий, 1997, 1999, 2002, 2003а, б] были выявлены различные ориентировки эллипсоидов напряжений и приращений деформаций [Досов, 2019] (рис. 6).

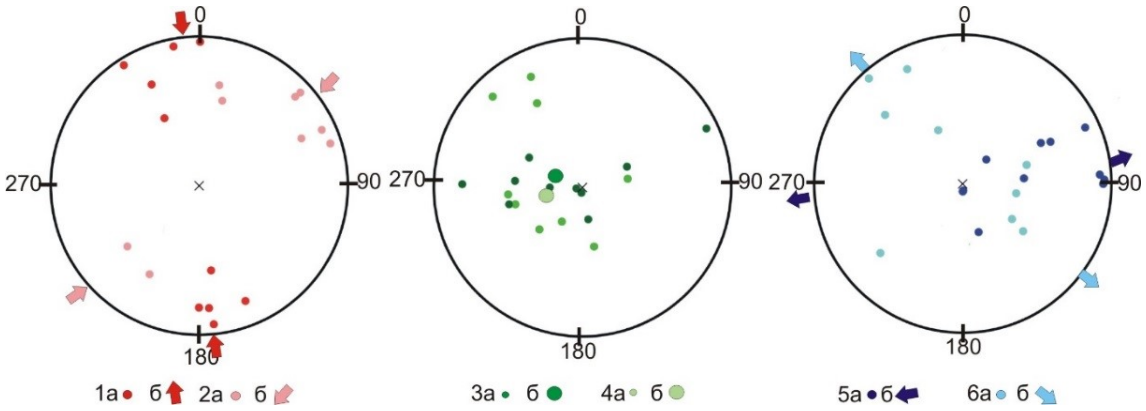


Рис. 6. Ориентировки тектодинамических осей эллипсоидов напряженно-деформированного состояния, выявленные методом катакластического анализа по Центральному участку Гурбейского рудного поля. (по: [Досов, 2019], с дополнениями).

Условные обозначения: *1–2* — оси максимального сжатия: *1* — главного поля напряжений (ПН), *2* — второстепенного; *3–4* — промежуточного напряжения: *3* — главного ПН, *4* — второстепенного; *5–6* — оси минимального сжатия (максимального девиаторного растяжения): *5* — главного ПН, *6* — второстепенного (*а* — по станциям замеров, *б* — обобщенные)

Fig. 6. Orientations of the tectodynamic axes of the stress-strain state ellipsoids revealed by the cataclastic analysis method in the Central section of the Gurbey ore field. By [Dosov, 2019], with additions. Legend: *1–2* — compression axis: *1* — main stress field (SF), *2* — secondary SF; *3–4* — intermediate voltage: *3* — main SF, *4* — secondary SF; *5–6* — extension axes: *5* — main SF, *6* — secondary (*a* — at measuring stations, *b* — generalized)

Распределение тектодинамических осей указывает на проявление разнообразных условий деформирования — от горизонтального сдвига до горизонтального сжатия и растяжения. Практически по каждой станции наблюдений выделялось два парагенеза структур, отвечающих по значимости главному и второстепенному полям напряжений. Повсеместно главным выявилось поле напряжений горизонтального сдвига в условиях субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия и субширотной ориентировки оси максимального девиаторного растяжения. Эта обстановка выражена во всех станциях замеров лучше, чем другие и, вероятно, отражает наиболее более поздние тектонические подвижки в изученном геологическом объеме. Второй по распространенности на изученной площади и выраженности является обстановка горизонтального сдвига с северо-восточной ориентировкой оси максимального сжатия и северо-западного минимального сжатия.

Сравнение методик парагенетического, кинематического и катакластического анализа мини-дизъюнктивных структур

На Центральном участке Гурбейского рудного поля при применении различных структурных методов анализа (структурно-парагенетического, кинематического и катакластического) мини-дизъюнктивных структур, замеренных в рифейских метаморфических толщах, выявлено преобладание структур, формировавшихся в обстановке субмеридионального латерального сжатия в условиях сдвигового типа поля напряжений. Обстановка меридионального сжатия выражена во всех структурах повсеместно лучше, чем все другие обстановки, вероятно именно потому, что она соответствует наиболее поздним тектоническим подвижкам. Возможно, данные условия неоднократно менялись, но по значимости максимально сохранившимся является парагенез структур именно сдвигового поля напряжений в условиях субмеридионального сжатия. Сходные результаты по парагенетическому, кинематическому и катакластическому методам анализа дизъюнктивных структур указывают на то, что мы получаем по всем методам объективную информацию по напряженно-деформированному состоянию изученных объектов.

Помимо информации о главном, наиболее проявленном напряженно-деформированном состоянии изученных геологических объемов, все три метода дают и другую дополнительную информацию об их напряженно-деформированных состояниях. *Кинематический метод* дает информацию, что сдвиговому полю в условиях меридионального сжатия предшествовали другие обстановки деформирования. По отдельным точкам выделяется до двух, трех фаз нагружения, а по всему Гурбейскому полю выявляется шесть деформационных фаз со сходными ориентировками эллипсоида напряжений и деформаций, но с закономерной переиндексацией тектодинамических осей. Каждый последующий этап вносил в общую деформационную картину свой вклад и затушевывал более ранние структуры.

На основании результатов применения *катакластического метода* второй по значимости структурной группой ЗС после группы, формировавшейся в условиях горизонтального сдвига при меридиональном сжатии, является относительно менее представительная группа ЗС, которая формировалась в условиях горизонтального сдвига, но при северо-восточной ориентировке латерального сжатия.

Структурно-кинематический парагенетический метод, давший практически повсеместно в пределах Гурбейского рудного поля в качестве основного парагенез субмеридионального латерального сжатия, дает информацию о наличии среди минидизъюнктивных структур множества других парагенетических семейств. Помимо парагенеза структур, сформировавшихся в условиях меридионального сжатия — широтного растяжения — фиксируются парагенезы, формирование которых связано с другими условиями напряженно-деформированного состояния, среди которых есть и парагенезы структур, обусловленные не только меридиональным, но северо-восточным и северо-западным сжатием, с проявлением условий не только сдвигового, но сбросового и взбросового типов полей напряжений. Позднейшей деформации участка предшествовала разнородная, вероятно, разновременная деформация, которая сохранилась в различных местах по-разному. Это может быть выражено в наличии сложных деформационных структур в виде максимумов (систем) дизъюнктивов разнородной кинематики, поясном распределении трещин определенного кинематического типа, отражающего проявление тектонической деформации вращения и течения.

Сравнение результатов парагенетического, кинематического и катакластического методов анализа имеющегося структурно-кинематического материала *по количественным параметрам* эллипсоидов деформаций и напряжений

В условиях реальной объемной деформации ориентировки осей эллипсоидов деформаций и напряжений часто занимают наклонное положение. Кинематический и катакластический методы позволяют точно определять ориентировки осей эллипсоидов напряжений и деформаций как по горизонтальной, так и по вертикальной составляющим. При этом особенности деформационных структур часто остаются нераскрытыми. Структурно-парагенетический метод в определении ориентировок эллипсоидов напряжений менее точен. Мы можем говорить о субгоризонтальных, субвертикальных ориентировках осей, т.е. делать только качественные оценки. Но преимуществом парагенетического метода является то, что при обработке статистического материала на диаграммах мы видим реальные деформационные структуры.

Сравнение методов *по скорости работы* приводит к следующим выводам. По сравнению с кинематическим и катакластическим методами анализа дизъюнктивных структур парагенетический метод позволяет быстро получать информацию об условиях деформирования изучаемых объектов.

В этом смысле его можно рассматривать как экспресс-метод. Небольшое количество нанесенных на стереограмму замеров минидизъюнктивов сразу дает информацию об условиях деформирования данного геологического объема. При доборе замеров эта информация может быть уточнена и дополнена. Что касается возрастных соотношений выявленных структур, то на основании сравнения выраженности структурных парагенезов можно делать лишь качественные предположения о последовательности формирования наблюдаемых структур. Кинематический и катакластические методы более трудоемки. Необходимо занести замеры в базу данных. Это требует больших временных затрат. Но созданный банк данных позволяет проводить его быструю дальнейшую обработку. При этом можно делать различные выборки, проводить объединение замеров по различным параметрам и получать самую разнообразную информацию по напряженно-деформированному состоянию изучаемых массивов с количественными параметрами, в том числе и по относительному времени формирования.

Выводы

Различные структурно-кинематические методы изучения минидизъюнктивных структур разного кинематического типа дают разнообразную информацию о степени нарушенности породных массивов, типах присутвующих в них дизъюнктивов, условиях их формирования. Применение структурно-парагенетического метода анализа разрывных структур [Лукьянов, 1965, 1991; Расцветаев, 1987] позволяет быстро выявлять характерные структурные рисунки и сопоставлять эти рисунки с имеющимися типовыми структурными рисунками, тем самым и предполагать тектодинамические условия их формирования. На основании предположений об условиях развития структуры в целом можно даже разделять структурные парагенезы. Применение катакластического метода [Ребецкий, 1997, 1999, 2002, 2003а, б] может уточнить реальные ориентировки эллипсоидов напряжений и деформаций. Но без сопоставления с положением в региональной тектонической структуре эти данные обесцениваются. Наконец, применение кинематического метода анализа зеркал скольжения О.И. Гущенко [Васильев и др., 1999, 2012, 2016, 2017; Васильев, Мострюков, 2000, 2007; Гущенко, 1973, 1975, 1979, 1999; Гущенко и др., 1979, 1990, 2001; Гущенко, Сим, 1974] позволяет получить информацию о временной последовательности формирования общих структурных рисунков деформированых толщ.

Для выхода на практическое использование структурно-кинематических и тектодинамических данных при необходимости прогнозных оценок состояния геологической среды, в т.ч. и для поисков полезных ископаемых, необходима информаиця и об особенностях распределения конкретных деформационных структур, и об их организации в характерные структурные рисунки с точными данными об ориентировке осей эллипсоидов напряжений и деформаций, а также и о последовательности формирования итоговой структуры породных массивов. Каждый метод в отдельности может дать важную, но не всегда полную структурно-динамическую информацию. Поэтому при анализе структур разрушения в породных массивах предпочтительнее использовать комплекс методов. Структурно-парагенетический метод позволит быстро проанализировать имеющиеся структуры разрушения, их сочетания, сделать выводы об общих условиях деформирования, провести сравнение выявленных структурных рисунков по минидизъюнктивам с региональными дизъюнктивными структурами. Кинематический и катакластический методы позволят получить количественные параметры по напряженно-деформированному состоянию изученных породных массивов, а также информацию о нескольких этапах деформации, через которые прошел тот или иной породный массив. Вместе с тем, в основе всех этих методик лежат представления о парагенетических соотношениях структур. Структурно-парагенетический анализ дает зримое представление о наличии в массивах структур определенного типа и их соотношениях (присутствие в одной системе структур разного типа). Поэтому применение именно этого метода представляется обязательным в любом случае.

Структурно-кинематические исследования малых диъюнктивов в метаморфических породах Гурбейского рудного поля проводились по договору с ООО «Техсервис».

Литература

Ажгирей Г.Д. Типы главных линейных тектонических структур Земли. ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 3. С. 651–654.

Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Костенко Н.П., Мострюков А.О., Никольская Н.Е., Сим Л.А. Этапы и стадии тектоническою нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура. Корякское нагорье) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: материалы XXXII Тектонич. совещ.). М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 121–123.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. Т. 1. С. 281–295.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Фундаментальные проблемы геотектоники: материалы XL Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 126–130.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменения условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования // Материалы докладов Четвертой всероссийской тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». М.: ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 8–16.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А., Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования (результаты реконструкций по методике О.И. Гущенко) // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты: материалы Всерос. конф., посвященной 120-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина, Москва, 20–22 ноября 2017 г. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 133–137.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Сунцов В.А. Условия тектонического нагружения и прогноз перспективных участков месторождения Таловейс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. Вып.15, С. 77–93.

Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N–47–Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. СПб. 2012.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 108–125.

Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60–66.

Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 4, С. 830–835.

Гущенко О.И., Сим Л.А. Обоснование метода реконструкций напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы: тез. докл. Всесоюз. науч.- техн. совещ. М., 1974. С. 5–8.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанный с разрывными смещениями: метод. руководство. Иркутск, 1961. 48 с.

Досов З.Л. Поля напряжений и условия деформирования рифейских метаморфитов в центральной части Главного Саянского разлома: [дипл. работа (магистр)] / науч. рук.: Тверитинова Т.Ю.; МГУ им. М. В. Ломоносова. 2018. URL: https://istina.cemi-ras.ru/diplomas/89379987/.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 212 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Полетаев А.И., Тверитинов А.Ю., Хлыбов В.П., и др. Отчет о результатах оценочных работ на рудное золото по Гурбейскому месторождению с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2015 (Иркутская область, Нижнеудинский район). Иркутск, 2015. 392 л.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 148 с.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.

Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118–127.

Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 171–181.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987б. Ч. 2. С. 173–235.

Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 227–243.

Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: дис. … д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ, 2003а. 455 с.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т. 400, № 3. С. 237–241.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 223 с.

Тверитинова Т.Ю. Проблема возраста зеркал скольжения и деформационные циклы // Проблемы тектоники континентов и океанов: материалы LI Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 282–286.

Тверитинова Т.Ю. Роль пологих дизъюнктивных нарушений в структуре рифейских метаморфических толщ Удинско-Колбинской зоны (Восточный Саян) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин, серия: Материалы XLIX Тектонич. совещ., посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017а. Т 2. С. 233–238.

Тверитинова Т.Ю. Цветковые структуры древних метаморфических толщ (на примере зоны Главного Саянского разлома) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017б. Т 15. С. 271–273.

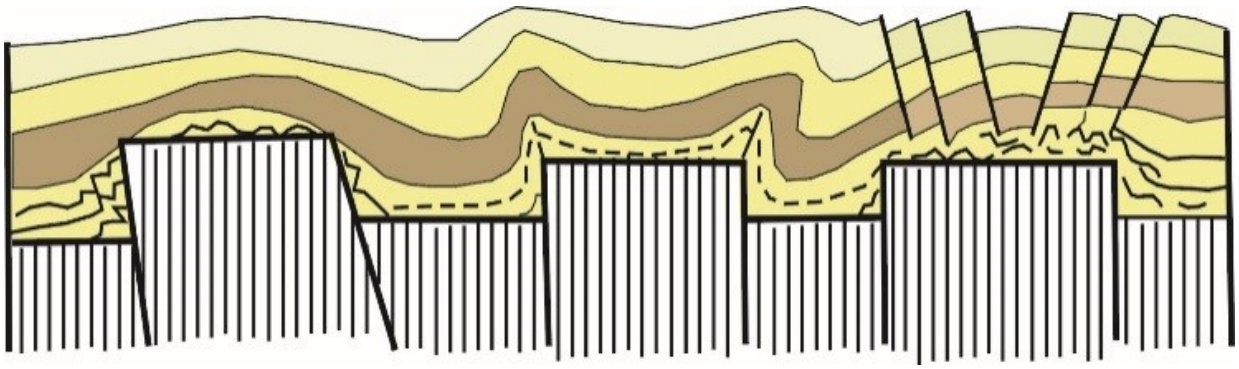
Тверитинова Т.Ю. Анализ зеркал скольжения рифейских метаморфитов центральной части Восточного Саяна // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: материалы III Всерос. совещ. и II Всерос. молодежной школы по современной геодинамике. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016а. С. 116–120.

Тверитинова Т.Ю. Опыт изучения зеркал скольжения рифейских метаморфитов центральной части Восточного Саяна // Природное напряженно-деформированное состояние горных массивов и современная геодинамика: материалы Четвертой тектонофиз. конф. М.: ИФЗ РАН, 2016б. Т. 1, раздел 1. С. 277–281.

Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 672–674.

3. РАЗРЫВЫ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

3. FAULTS AND FOLDING



С. Ю. Колодяжный, А. В. Полещук, Д. С. Зыков

Геологический Институт (ГИН РАН), Москва

АНОМАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Аннотация

Рассмотрены складчато-разрывные деформационные аномалии юго-восточной окраины Балтийского щита. На основе дистанционных и структурно-кинематических исследований установлено, что аномалии пространственно и генетически связаны с тектоническими узлами пересечения Балтийско-Мезенской зоной сдвига с поперечными разломами, сегментами изгиба и виргации сдвиговых нарушений. При сдвиговых смещениях на этих участках структурной неоднородности проявлялись обстановки повышенной компрессии или декомпрессии, обуславливающие проявление аномальных деформаций. Формирование аномалий было связано со сдвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сбросовыми режимами развития Балтийско-Мезенской зоны на протяжении нескольких стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций.

S. Yu. Kolodyazhnyj, A. V. Poleshchuk, D. S. Zykov

Геологический Институт (ГИН РАН), Москва, Россия

ANOMALOUS FOLD AND FAULT STRUCTURES SOUTH-EASTERN MARGIN OF THE BALTIC SHIELD

Abstract

Fold and fault deformation anomalies of the southeastern margin of the Baltic shield are considered. On the basis of remote and structural-kinematic studies, it was established that anomalies are spatially and genetically associated with the tectonic intersection nodes of the Baltic-Mezen shear zone with transverse faults, bending segments and virgation of shear zones. During strike-slip displacements on these sites of structural heterogeneity the conditions of the increased compression or decompression caused manifestation of abnormal deformations. The formation of anomalies was associated with strike-slip, reverse-strike-slip and normal-fault displacement regimes of the Baltic-Mezen zone during several activation phases of the Caledonian, Hercynian and neotectonic deformation stages.

Введение

Разработанные М. В. Гзовским основы тектонофизического анализа геологических структур [Гзовский, 1975] используются для решения широкого круга прикладных и теоретических задач. Одной из них является изучение механизмов формирования внутриплитных структур. Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является одним из важнейших объектов исследований внутриплитной тектоники. Материалы по анализу полей напряжений, режимов деформаций и сейсмичности легли в основу представлений о существенных деформациях ВЕП в связи с ее взаимодействием со смежными подвижными поясами и плитами [Глубинное…, 2004; Землетрясения…, 2007; Гущенко, 1979; Копп, 2005; Леонов и др., 2001; Сим, 1996; Юдахин и др., 2003]. Новые геолого-структурные данные, полученные нами для северной части ВЕП, охватывающей область юго-восточной окраины Балтийского щита, дополняют эти представления. Обнаруженные здесь в породах фундамента и чехла аномальные для платформы деформационные структуры, проявленные на большом удалении от активных границ плиты, представляют собой феномен, изучение которого актуально для понимания процессов внутриплитной тектоники.

Геолого-структурные и деформационные аномалии окраин Балтийского щита многие исследователи связывают с воздействием неоплейстоценового ледника [Геология…, 1971; Малаховский Амантов, 1991; Малаховский, Саммет, 1982]. В качестве критериев идентификации гляциодинамических и тектонических структур обычно используются геолого-геоморфологические признаки.

В настоящей работе для решения этих задач дополнительно привлекались методы структурно-кинематического анализа, позволяющие реконструировать режимы и этапы деформаций.

Особенности геологического строения

Рассматриваемая территория охватывает юго-восточную окраину Балтийского щита и прилегающую часть Русской плиты (рис. 1). В ее строении участвуют архейские и протерозойские комплексы фундамента (Балтийский щит), а также отложения осадочного чехла Русской плиты. В составе последнего принято выделять следующие структурно-вещественные комплексы, разделенные структурными несогласиями [Вербицкий и др., 2012]: 1) преимущественно терригенные рифей — вендские и нижнекембрийские толщи (байкальский комплекс, этап развития D1), 2) карбонатно-терригенные отложения кембрия — ордовика (каледонский комплекс, D2), 3) терригенные и карбонатные отложения среднего девона — карбона (герцинский комплекс, D3), 4) четвертичные ледниковые и постледниковые отложения (новейший комплекс, D4). Отложения чехла образуют Балтийско-Ладожскую моноклиналь, в пределах которой поверхность фундамента и перекрывающие слои чехла испытывают пологое (10–15') погружение от Балтийского щита к югу и юго-востоку. Пологую моноклиналь осложняют дизъюнктивные и пликативные структуры различного ранга.

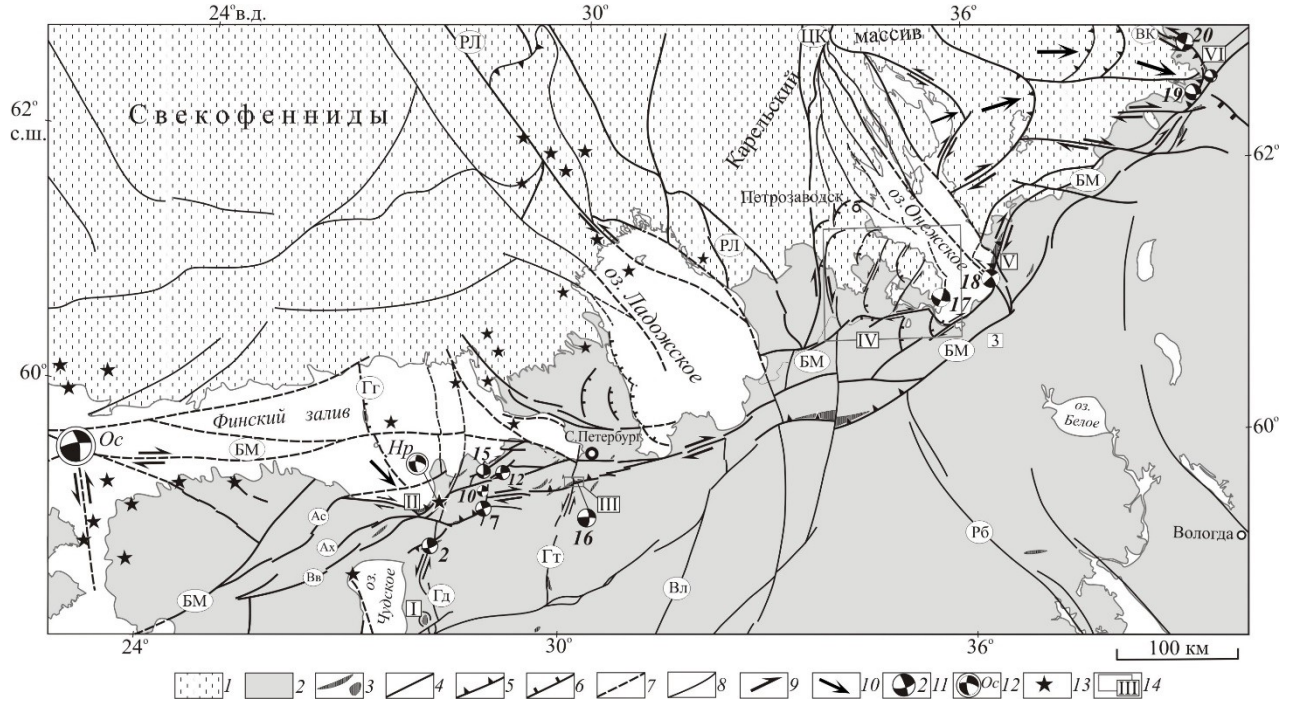


Рис. 1. Структурно-кинематическая схема Балтийско-Мезенской зоны:
1 — архей-палеопротерозойские комплексы фундамента; *2* — осадки фанерозойского чехла; *3* — тектонические валы и поднятия; *4–8* — разрывы: *4* — сдвиги, *5* — взбросы и надвиги, *6* — сбросы, *7* — в акватории, *8* — второстепенные; *9–10* — направления смещений: *9* — сдвиговых, *10* — тангенциальных; *11* — стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый) и номера пунктов наблюдений; *12* — решения сейсмофокального механизма для Осмуссаарского (Ос) и Нарвского (Нр) землетрясений; *13* — эпицентры современных и исторических землетрясений; *14* — геолого-структурные аномалии: I — Мишина гора, II — Вайварские горы, III — Дудергофская возвышенность, IV — юго-западное Прионежье, V — Андомская возвышенность, VI — долина р. Онеги. Зоны нарушений: БМ — Балтийско-Мезенская, Ас — Асери, Ах — Ахтме, Вв — Вийвиконна, Гд — Гдовская, Гг — Гогландская, Гт — Гатчинская, РЛ — Раахе-Ладожская, Вл — Волховская, Рб — Рыбинская, ЦК — Центрально-Карельская, ВК — Восточно-Карельская

Fig. 1. Structural-kinematic scheme of the Baltic-Mezen shear zone:
1 — Archean–Paleoproterozoic basement complexes; *2* — sediments of the Phanerozoic cover; *3* — tectonic shafts and uplifts; *4–8* — faults: *4* — strike-slip, *5* — reverse and thrust, *6* — normal, *7* — in the water area, *8* — minor; *9–10* — displacement directions: *9* — strike-slip, *10* — tangential; *11* — stereograms of paleo-stresses of the main structural kinematic paragenesis, quadrants: extension (black), compression (white) and observation point numbers; *12* — solutions of seismic focal mechanism for Osmussaar (Oc) and Narva (Hp) earthquakes; *13* — epicenters of modern and historical earthquakes; *14* — structural anomalies: I — Mishina mountain, II — Vaivar mountains, III — Duderghof upland, IV — south-western Prioneje, V — Andoma upland, VI — Onega river valley. Tectonic zones: БМ — Baltic-Mezen, Ac — Aseri, Ax — Ahtme, Вв — Viyvikonna, Гд — Gdovskaya, Гг — Goglandskaya, Гт — Gatchina, РЛ — Raakhe-Ladoga, Вл — Volkhovskaya, Рб — Rybinskaya, ЦК — Central Karelian, ВК — East Karelian

Наиболее крупной тектонической структурой, развитой вдоль границы Балтийского щита и Русской, является Балтийско-Мезенская (БМ) зона нарушений (см. рис. 1). Геолого-структурные элементы этой зоны ранее рассматривались в качестве геофлексуры Полканова, а также в составе Балтийско-Мезенской металлогенической зоны [Афанасов, Казак, 2009; Колодяжный и др., 2016; Светов, Свириденко, 2005]. БМ зона прослеживается от области Финского залива вдоль южных берегов Ладожского и Онежского озер в долину р. Онеги (см. рис. 1). На рассматриваемой территории протяженность зоны достигает 1100 км при ширине 10–70 км. На западе БМ зона испытывает виргацию и прослеживается в виде двух ветвей: субширотных нарушений в акватории Финского залива и тектонических зон северо-восточного простирания на территории Эстонии. На северо-востоке в бассейне р. Онеги БМ зона также распадается на ряд ветвей, одна из которых, плавно изгибаясь, сливается с Восточно-Карельской зоной, другая — прослеживается на северо-восток (см. рис. 1).

По отношению к докембрийским структурам фундамента БМ зона чаще занимает ортогонально-секущее положение. Об этом свидетельствует конфигурация осей магнитных аномалий, которые к северу и югу от БМ зоны имеют северо-западную и субмеридиональную ориентировку, но в пределах самой зоны испытывают сложные изгибы и смещения. К востоку от Ладожского озера БМ зону пересекает сейсмопрофиль МОВ ОГТ 1-ЕВ. На профиле в пределах зоны дешифрируются погребенные горсты и грабены, флексуры и сбросы [Колодяжный и др., 2020; Хераскова, 2006]. Некоторые грабены, осложняющие фундамент и чехол, вверх по восстанию переходят в инверсионные складчато-разрывные структуры типа цветка. В пределах БМ зоны многие разрывы достигают современной поверхности и отчетливо выражены в рельефе.

В строении БМ зоны обособлены конформные и диагональные к ее простиранию нарушения высокого порядка. Эти структуры детально изучены в западной части БМ зоны в районе месторождений горючих сланцев верхнего ордовика. В карьерах и шахтах здесь выявлено около 20 тектонических нарушений, наиболее крупными из которых являются зоны Асери, Ахтме и Вийвиконна (см. рис. 1). Зоны имеют северо-восточное (30–60º) простирание, в ширину достигают 3–4 км при протяженности более 100 км. Они образованы кулисообразной в плане системой разрывов и сопряженных с ними мелких складок. Эти нарушения развиты в отложениях ордовика, со структурным несогласием перекрытых осадками среднего девона, и рассматриваются в связи со скандинавской фазой развития Норвежских каледонид [Puura, Vaher, 1997; Sokman et al., 2008].

Центральный сегмент БМ зоны представлен широким поясом интенсивной трещиноватости и брекчирования палеозойских отложений, прослеженным к югу от Финского залива и Ладожского озера [Вербицкий и др., 2012]. В пределах пояса развиты разрывно-складчатые нарушения, аналогичные каледонским структурам западной части БМ зоны. Многие из этих нарушений имеют признаки полистадийного развития и новейшей активизации [Афанасов, Казак, 2009; Можаев, 1973; Никитин, 2015]. Системы трещин и разрывов имеют выдержанную ориентировку: восток — северо-восточную, северо-восточную, северо-западную и субмеридиональную [Вербицкий, 2012; Геология…, 1971].

В акватории Финского залива разрывные структуры БМ зоны выражены в конфигурации подводного рельефа и подтверждаются результатами непрерывного сейсмопрофилирования (НСП). На профилях НСП отмечаются деформации и малоамплитудные вертикальные смещения слоев венда, плейстоценовых ледниковых и голоценовых донных отложений. Повышенная проницаемость некоторых нарушений подчеркивается структурам пок-маков — участков прорыва газогидратов [Жамойда и др., 2013; Корнеев и др., 2011]. В пределах БМ зоны и области ее динамического влияния отмечается высокий уровень сейсмической активности, а также широко развиты следы древних землетрясений: горизонты палеосейсмитов и сейсмодислокации (см. рис. 1) [Бискэ и др., 2010; Глубинное…, 2004; Землетрясения…, 2007; Лукашев, 1976; Никонов, Мийдел, 2003; Assinovskaya et al., 2011, 2014].

БМ зона почти ортогонально пересекается с тектоническими зонами субмеридиональной и северо-западной ориентировки, проникающими из докембрийских комплексов Балтийского щита в осадки фанерозойского чехла Русской плиты. Наиболее крупными поперечными нарушениями являются Гдовская, Гатчинская, Раахе-Ладожская, Центрально- и Восточно-Карельская зоны (см. рис. 1). Узлы пересечения этих нарушений с разрывами БМ зоны сопровождаются проявлением геолого-структурных аномалий – интенсивных складчатых и разрывных деформаций в породах чехла.

Методика исследований

Исследования проводились на основе дистанционного анализа и полевых геолого-структурных исследований. При дешифрировании и выявлении системы линеаментов использовались цифровые модели рельефа (DEM) высокого и среднего разрешения (1 с, 7 с). На цифровых картах проявлены

эрозионно-аккумулятивные формы ледникового рельефа, а также система новейших разрывов, которые нарушают и смещают ледниковые морфоструктуры. По этому признаку были выявлены наиболее протяженные разрывы, показанные на рис. 1. На многих участках в бортах БМ зоны дешифрируются системы дугообразных в плане уступов и эскарпов, например, в районах Ладожского и Онежского озер, где эти морфоструктуры образуют каскадные системы юго-восточной и восточной экспозиции (см. рис. 1). Они ограничивают сглаженные ледником поверхности выравнивания, полого погружающиеся в направлении обратном к экспозиции уступов, что обуславливает проявление асимметричного пилообразного рельефа. Как было показано в [Копп, 2017; Bergh et al., 2019] дугообразная конфигурация уступов и асимметрия их строения в разрезе являются признаками проявления листрических сбросов, обуславливающих антитетическое вращение блоков.

Верификация результатов дистанционного анализа проводилась на основе полевых исследований с использованием методов структурно-кинематического и парагенетического анализов [Гзовский, 1975; Гущенко, 1979; Копп, 2005; Сим, Маринин, 2015; Ramsay, Huber, 1987]. Проводились замеры зеркал скольжения, ориентировок приразрывных изгибов слоев и складок, оперяющих сколов и трещин отрыва. На первом этапе обработки кинематических данных для каждого пункта наблюдений строились упрощенные схемы ориентировки нарушений и их кинематики. Сопоставление этих схем с известными тектонофизическими моделями (палетки М.В. Гзовского [Гзовский, 1975]) позволило выявить группы динамически согласованных структур — структурно-кинематических парагенезов. При окончательной статистической обработке материалов использовалась программа FaultKin6 [Marrett, Allmendinger, 1990]. С ее помощью для каждого структурного парагенеза были построены стереограммы, выявлены ориентировки главных осей палеонапряжений и получены характеристики режимов деформаций. Деформационные режимы [Леонов и др., 2001; Копп, 2005] характеризуют ориентировку осей деформаций по отношению к горизонтальной поверхности и плоскости главного (магистрального) разрыва, в рассматриваемом случае — к БМ зоне.

Исследования проводились в разновозрастных комплексах пород, включая докембрийский фундамент и толщи осадочного чехла в составе каледонского, герцинского и новейшего комплексов отложений. Общие и индивидуальные черты тектоники каждого комплекса являлись основой для выявления наиболее молодых (сквозных) структур и древних (погребенных) нарушений.

Для определения времени формирования структур использовались стратиграфически датированные горизонты палеосейсмитов и поверхности структурных несогласий. Характеристика палеосейсмитов и особенности их распределение в разрезах осадочного чехла БМ зоны были рассмотрены в [Колодяжный и др., 2020]. На основе этих данных было выявлено восемь стадий деформаций каледонского, герцинского и новейшего этапов развития БМ зоны. При изучении палеосейсмитов особое внимание уделялось кластическим (нептуническим) дайкам и пространственно связанным с ними структурам растяжения. Данные нарушения имеют выдержанную ориентировку и были использованы для корреляции структурных парагенезов по динамическим и геометрическим признакам.

Кинематический анализ использовался также для идентификации тектонических нарушений и гляциодислокаций. Структурный парагенез, связанный с динамическим воздействием ледника, был рассмотрен ранее на примере восточного Прионежья, где в области развития пород фундамента обнажается обширная поверхность надвигания ледникового аллохтона [Колодяжный и др., 2016]. Ледниковые борозды, зеркала скольжения мелких нарушений, связанных с гляциальными морфоструктурами, рассматривались как кинематические индикаторы. Статистический анализ гляциодинамических структур показал, что они формировались в условиях надвигового режима деформирования и имеют выдержанную ориентировку перемещений на больших площадях [Колодяжный и др., 2016].

Геолого-структурные аномалии

В пределах окраины Балтийского щита широко распространены геолого-структурные и геоморфологические аномалии — интенсивные складчатые и разрывные деформации в породах чехла, а также необычные формы рельефа. К их числу относятся дислокации Вайварской, Дудергофской и Андомской возвышенностей, в долине р. Онеги, сейсмогенные уступы юго-западного Прионежья, кольцевые структуры в районах Мишиной горы и пос. Котельский (см. рис. 1). Эти структуры рассматриваются как в качестве гляциодинамических, так и тектонических образований [Афанасов, 2011; Вербицкий и др., 2012; Геология…, 1971; Грейслер и др., 1980; Колодяжный и др., 2016; Крапивнер, 1990; Лобанов, 1979; Малаховский, Амантов, 1991].

Участок Дудергофские высоты — г. Павловск. Дудергофские высоты расположены к югу от г. Санкт-Петербурга (см. рис. 1). Они образуют обособленную на фоне равнинного рельефа субширотную цепочку гряд и холмов протяженностью 8 км. Возвышенности представляют собой прямые формы рельефа и соответствуют ядрам антиклиналей, которые в виде кулис выстраиваются вдоль разрывных нарушений (рис. 2). Ядра антиклиналей сложены отложениями кембрия, а крылья — толщами нижнего-среднего ордовика. Депрессиям соответствуют пологие корытообразные синклинали. Наиболее крупные рельефообразующие антиклинали – Дудергофская и Кирхгофская — имеют амплитуду более 120 м при ширине 1–2 км (рис. 3, *а*).

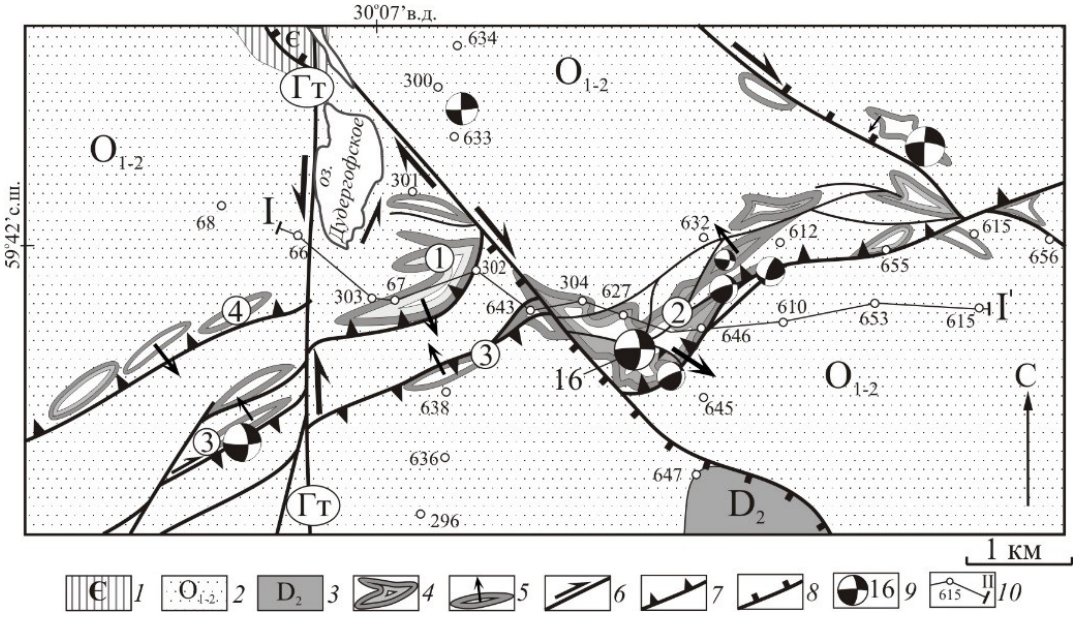


Рис. 2. Геолого-структурная схема участка Дудергофской возвышенности:
1–3 — отложения: *1* — кембрия, *2* — нижнего–среднего ордовика, *3* — среднего девона; *4* — ядра антиклинальных структур и соответствующие им поднятия; *5* — асимметричные антиклинали и направления восстания их осевых поверхностей; *6–8* — разрывы: *6* — сдвиги, *7* — взбросы и взбросо-сдвиги, *8* — сбросы; *9* — стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза (квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)) и номера пунктов наблюдений; *10* — линия разреза I–I' и местоположение опорных скважин. Гряды и возвышенности: *1* — Дудергофская, *2* — Кирхгофская, *3* — Перякюльская, *4* — Кавелахтинская

Fig. 2. Structural-kinematic scheme of the Duderghof upland:
1–3 — deposits: *1* — Cambrian, *2* — lower-middle Ordovician, *3* — middle Devonian; *4* — anticline structures and corresponding uplifts; *5* — asymmetric anticlines and their vergence; *6–8* — faults: *6* — strike-slip, *7* — reverse and reverse-strike-slip, *8* — normal; *9* — stereograms of paleo-stresses of the main structural-kinematic paragenesis (quadrants: extension (black), compression (white)) and point numbers; *10* — transection borehole line I–I'. Ridges and hills: *1* — Duderghof, *2* — Kirghoff, *3* — Perecuelskaya, *4* — Kavelakhtinskaya

Эти антиклинали приурочены к областям пересечения субширотных разрывов БМ зоны с субмеридиональной системой Гатчинских нарушений. К западу и востоку от узлов пересечения амплитуды складок уменьшаются, а соответствующие им возвышенности выполаживаются. Крупные антиклинали осложнены мелкими (5–200 м) складками, которые не выражены в рельефе и срезаются поверхностью несогласия в основании четвертичного покрова.

Геометрический анализ слоистости показывает складки двух генераций, осевые плоскости которых имеют северо-восточную и северо-западную ориентировку (см. рис. 3, стереограмма I). Антиклинали северо-восточного простирания резко преобладают. Они имеют асимметричное строение и связаны с развитием сдвиго-взбросов, срезающих их крутые крылья (см. рис. 3, *а*). Отмечается юго-восточная и северо-западная вергентность структур. В области Кирхгофской антиклинали имеет место дивергенция, соответствующая положительной структуре цветка (см. рис. 3, *а*).

Складчатые структуры Дудергофских поднятий связаны с зонами тектонических нарушений, при удалении от которых они плавно затухают. Одна из крупных зон имеет ширину 10–30 м и прослеживается вдоль склонов Кирхгофской и Перякюльской гряд в субширотном направлении (см. рис. 2). В ее пределах развиты фрагменты раздробленных сжатых складок, кливаж и милониты,

тектонические линзы и брекчии. Крутопадающие структуры этой зоны с угловым несогласием перекрыты делювиальными отложениями (dQIV), но некоторые нарушения проникают в них и смещают их подошву. Эти постледниковые образования не затронуты гляциодислокациями, которые развиты в дислоцированных слоях ордовика в виде приповерхностных пологих надвигов южной вергентности.

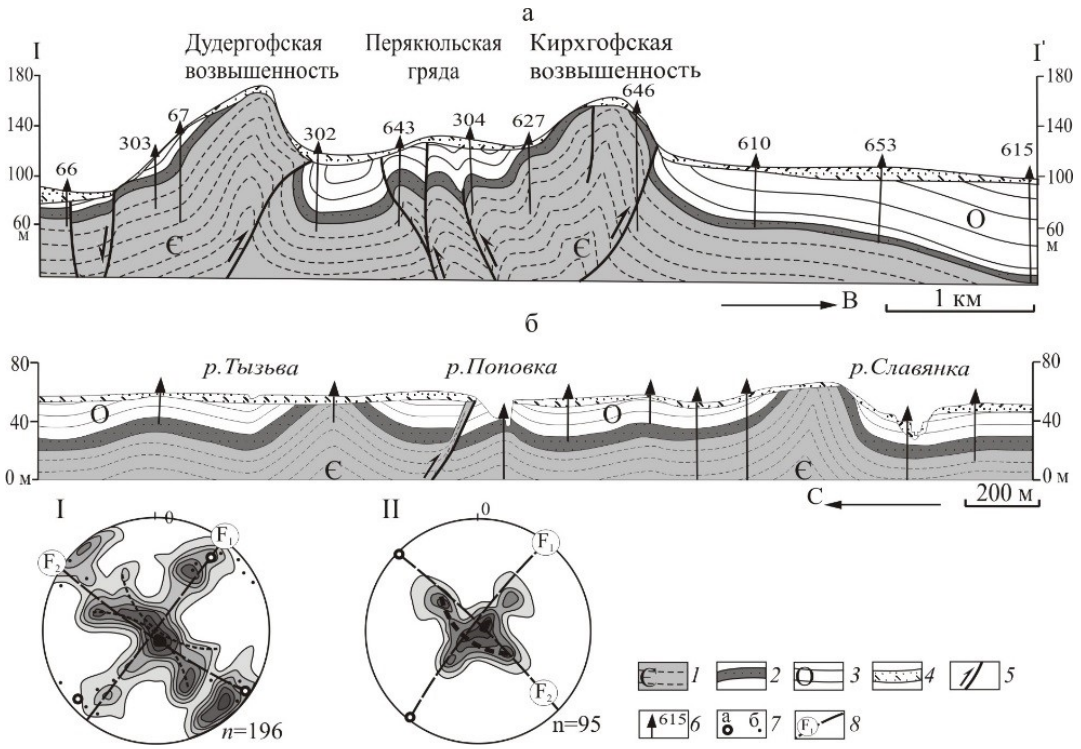


Рис. 3. Геолого-структурные разрезы: *а* — Дудергофская возвышенность, *б* — к югу от г. Павловска (с дополнениями по [Грейслер и др, 1980; Лобанов, 1979]):
1–4 — отложения: *1* — кембрия, *2–3* — ордовика, *4* — квартера; *5* — разрывы и направления смещений; *6* — опорные скважины; *7–8* — структурные элементы на стереограммах: *7* — шарниры складок, найденные геометрически (*а*) и по замерам в обнажениях (*б*), *8* — осевые плоскости складок (F_1, F_2). Равноплощадные стереографические проекции полюсов слоистости (нижняя полусфера): I — район Дудергофской возвышенности (*n* = 196, изолинии — 1/2/3/4/5/5,4/6 %), II — район г. Павловска (*n* = 95, изолинии — 2/4/6/9/12/17 %)

Fig. 3. Geological-structural sections: *а* — Duderhof hills, *б* — south of Pavlovsk city:
1–4 — deposits: *1* — Cambrian, *2–3* — Ordovician, *4* — Quaternary; *5* — faults and displacement directions; *6* — boreholes; *7–8* — structural elements on stereograms: *7* — hinges of folds found geometrically (*а*) and by measurements in outcrops (*б*), *8* — axial planes of folds (F1, F2). Equal-area stereographic projections of the layers poles (lower hemisphere): I — Duderhof upland area (n=196, isolines — 1/2/3/4/5/5,4/6 %), II — Pavlovsk city area (*n* = 95, isolines — 2/4/6/9/12/17 %)

В окрестностях г. Павловска в 15 км к юго-востоку от Дудергофских высот развиты системы складок северо-восточной и северо-западной ориентировки (см. рис. 3, *б*, стереограмма II). Эти структуры считаются аналогом Дудергофских структур [Можаев, 1973], но, в отличие от них, они не выражены в рельефе и срезаются поверхностью выравнивания в основании четвертичных отложений.

Таким образом, Дудергофские антиклинальные поднятия представляют собой локальную геолого-структурную и геоморфологическую аномалию, сформировавшуюся на новейшем этапе развития БМ зоны в области пересечения разломов. Развитию новейших структур предшествовали более ранние деформации. Мелкие приразрывные складки развиты только в каледонском комплексе отложений и являются аналогом каледонских структур западной части БМ зоны. По отношению к разрывам БМ зоны они являются диагональными структурами, которые формировались в условиях правосдвиговых перемещений (см. ниже). Менее распространенные складки северо-западного простирания формировались в условиях левого сдвига. В крупные новейшие складки смяты зеркало каледонских складок, отложения четвертичного покрова и поверхность выравнивания в его основании. Из этого следует, что Дудергофские дислокации формировались в процессе каледонского, возможно, герцинского и новейшего этапов деформаций.

Дислокации в районе Вайварской возвышенности, расположенные к западу от г. Нарвы, во многом аналогичны Дудергофской структуре и приурочены к узлу пересечения БМ зоны с субмеридиональной системой Гдовских разрывов [Крапивнер, 1990] (см. рис 1).

Участок юго-западного Прионежья. В строении юго-западного Прионежья участвуют палеопротерозойские кварцито-песчаники шокшинской свиты в составе фундамента и отложения осадочного чехла — верхнего венда и девона (рис. 4). Шокшинская толща расслоена мощным габбро-долеритовым силлом и образует пологую Западно-Онежскую синклиналь, которая плавно погружается и раскрывается к югу — юго-востоку [Бискэ и др., 1971; Онежская…, 2011]. Выявленные при дешифрировании разрывные нарушения имеют субширотную, северо-восточную и северо-западную ориентировку (см. рис. 4). Система субширотных ступенчатых в плане разрывов, образующих одну из магистралей БМ зоны, прослеживается в бортах долины р. Свирь и вдоль южных берегов Онежского озера, на восточном берегу которого в районе Андомской возвышенности она приобретает северо-восточную ориентировку и отличается интенсивными складчатыми деформациями в осадках чехла (рис. 4, пункт 18).

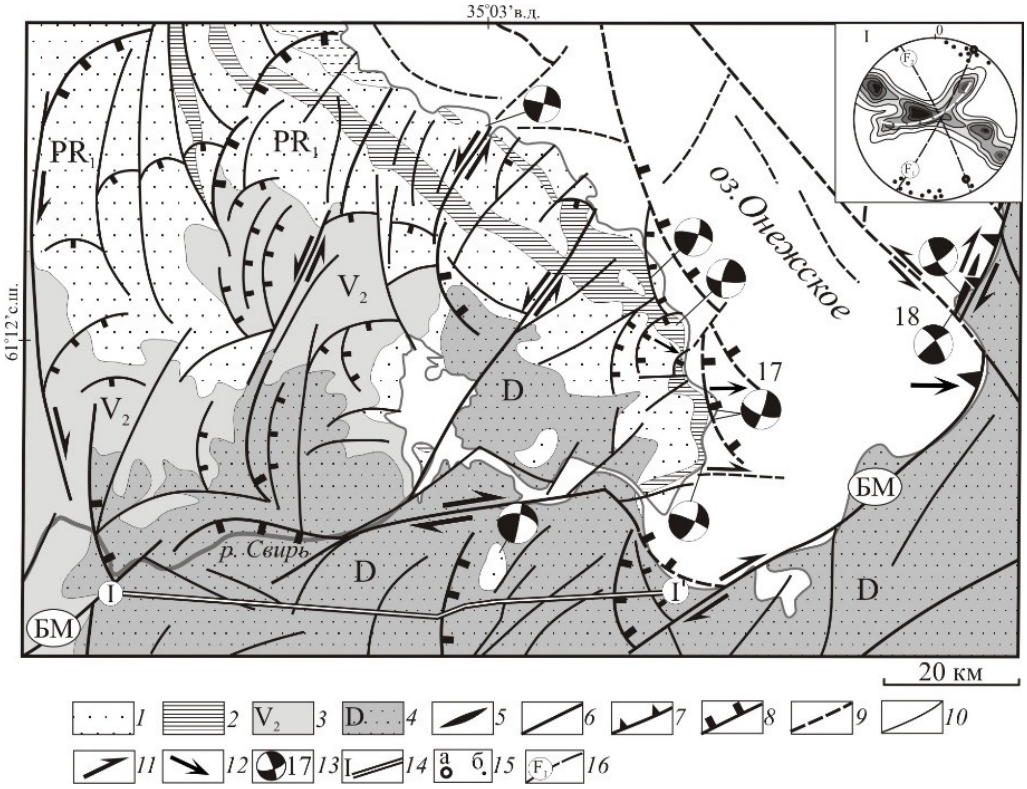


Рис. 4. Геолого-структурная схема участка южного Прионежья:
1–2 — палеопротерозойские комплексы фундамента: *1* — шокшинские кварцито-песчаники, *2* — силл габбро-долеритов; *3–4* — отложения чехла: *3* — верхнего венда, *4* — девона; *5* — антиклинали; *6–10* — разрывы: *6* — преимущественно сдвиги, *7* — взбросы и взбросо-сдвиги, *8* — сбросы, *9* — в акватории, *10* — второстепенные; *11–12* — направления перемещений: *11* — сдвиговых, *12* — тангенциальных; *13* — стереограммы палеонапряжений главного структурно-кинематического парагенеза (квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)) и номера пунктов наблюдений; *14* — линия сейсмопрофиля I–I'; *15–16* — структурные элементы на стереограмме: *15* — шарниры складок, найденные геометрически (*а*) и по замерам в обнажениях (*б*), *16* — осевые плоскости складок (F_1, F_2). Равноплощадная стереографическая проекция (I) полюсов слоистости (нижняя полусфера) для района Андомской возвышенности (*n* = 234, изолинии — 1/2/3/4/6/8 %) (пункт 18)

Fig. 4. Structural-kinematic scheme of the south Prioneje:
1–2 — Paleoproterozoic basement complexes: *1* — Shoksha quartzite-sandstones, *2* — gabbro-dolerites sill; *3–4* — cover deposits: *3* — upper Vendian, *4* — Devonian; *5* — anticlines; *6–10* — faults: *6* — strike-slip, *7* — reverse and reverse-strike-slip, *8* — normal, *9* — in the water area, *10* — minor; *11–12* — directions of displacement: *11* — strike-slip, *12* — tangential; *13* — stereograms of paleo-stresses of the main structural-kinematic paragenesis (quadrants: extension (black), compression (white)) and numbers of observation points; *14* — seismic profile line I-I'; *15–16* — structural elements on the stereogram: *15* — hinges of folds found geometrically (*a*) and by measurements in outcrops (*б*), *16* — axial planes of folds (F1, F2). Equal-area stereographic projection (lower hemisphere) (I) of the layers poles for the Andoma upland (*n* = 234, isolines — 1/2/3/4/6/8 %) (point 18)

К юго-западу от Онежского озера широко распространены дугообразные в плане сбросы, образующие каскадные системы и погружающиеся в восточных и юго-восточных румбах (см. рис. 4). Они контролируют уступы и скальные эскарпы, а также проявление асимметричного профиля современного рельефа (рис. 5, *а*). На сейсмограмме эти разрывы выражены сбросовыми смещениями пород фундамента и чехла (см. рис. 5, *б*). В восточной части профиля видны листрические сбросы, которые выполаживаются на глубине около 1000 м; листрический облик других нарушений можно предполагать по их дугообразной плановой конфигурации и антитетическому вращению блоков, выраженном в асимметрии рельефа (см. рис. 5). Крылья дугообразных сбросов иногда переходят в сдвиговые нарушения, смещения вдоль которых сопряжены с их сбросовой кинематикой. В других случаях сбросы выступают в роли оперяющих нарушений и аккомодационных перемычек протяженных сдвиговых нарушений, в частности, магистрали БМ зоны (см. рис. 4).

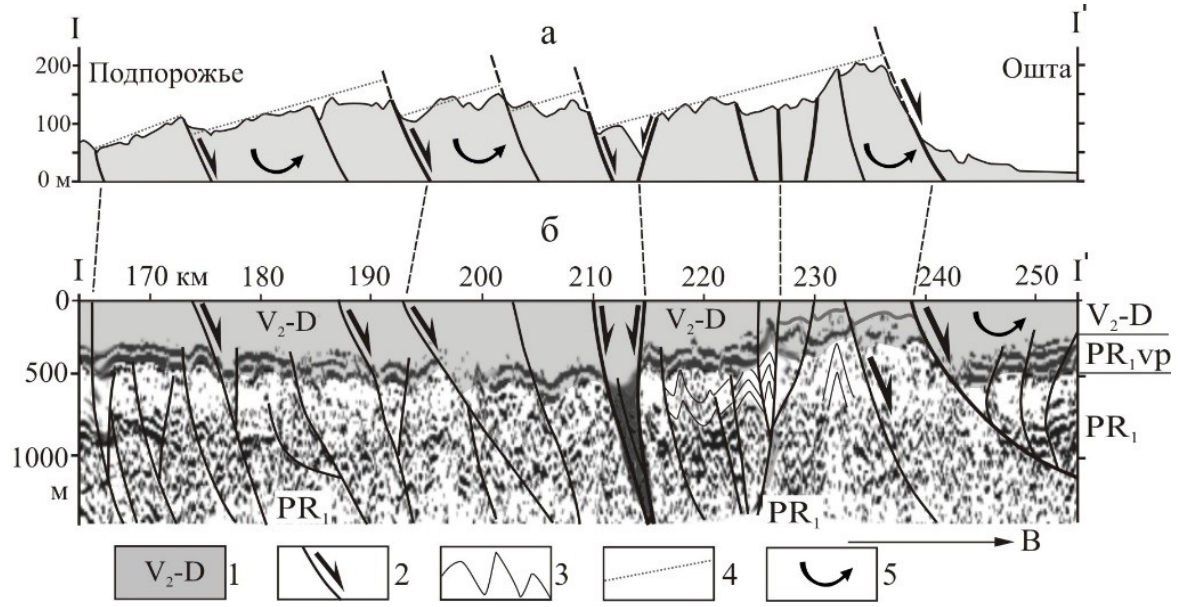


Рис. 5. Интерпретация сейсмического профиля вдоль р. Свирь по линии I–I', по [Ступак, Лещенко, 2008]:
а — гипсометрический профиль, иллюстрирующий асимметричную морфологию рельефа; *б* — сейсмический разрез; *1* — отложения верхнего венда и девона; *2* — разрывы и направления смещений; *3* — складчатые палеопротерозойские комплексы; *4* — наклоненные поверхности выравнивания; *5* — направление антитетического вращения при сбросовых смещениях

Fig. 5. Interpretation of the seismic profile passed along the Svir river by line I–I', by [Stupak, Leshchenko, 2008]:
а — hypsometric profile, illustrating the asymmetric morphology of relief; *б* — seismic section; *1* — upper Vendian and Devonian deposits; *2* — faults and displacement directions; *3* — folded Paleoproterozoic complexes; *4* — inclined alignment surfaces; *5* — antithetic rotation direction connected with normal displacements

Листрическая конфигурация сбросов предполагает пологие поверхности срыва — детачменты, в роли которых можно рассматривать соленосный горизонт, вскрытый параметрической скважиной в подошве палеопротерозойских комплексов Онежской структуры [Онежская…, 2011], а также субслойные срывы в кровле фундамента и внутри осадочного чехла. Многочисленные субслойные срывы были выявлены в отложениях шокшинской свиты. Выше по разрезу развиты сбросы и сбросо-сдвиги, среди которых обособлены древние (доледниковые) и новейшие постледниковые нарушения.

Последние смещают поверхности ледникового выравнивания и представлены скальными уступами высотой до нескольких десятков метров, на поверхности которых развиты зеркала скольжения, а в основании — глыбовые отвалы, отброшенные сейсмическим ударом на большие расстояния от скалы. Подобные образования широко распространены и рассматриваются в качестве новейших сейсмодислокаций [Лукашов, 1978]. Каскадная система новейших сбросов и связанных с ними ступенчатых уступов развита в западном борту Онежского озера (см. рис. 4, пункт 17). Все эти нарушения имеют восточную экспозицию и динамически связаны с БМ зоной.

Участок Андомской возвышенности. На юго-востоке Онежского озера в районе Андомской возвышенности (см. рис. 4, пункт 18) глинисто-песчаниковую толщу франского яруса осложняют складчато-разрывные структуры, образующие широкую (до 2 км) зону север — северо-восточного

(25–30º) простирания [Колодяжный и др., 2016]. Структурный стиль этой зоны определяет система складчатости, в которой узкие нарушенные разрывами антиклинали чередуются с корытообразными синклиналями и коробчатыми антиклиналями (рис. 6, *а*). По отношению к простиранию БМ зоны складки ориентированы конформно и диагонально (см. рис. 4, стереограмма I).

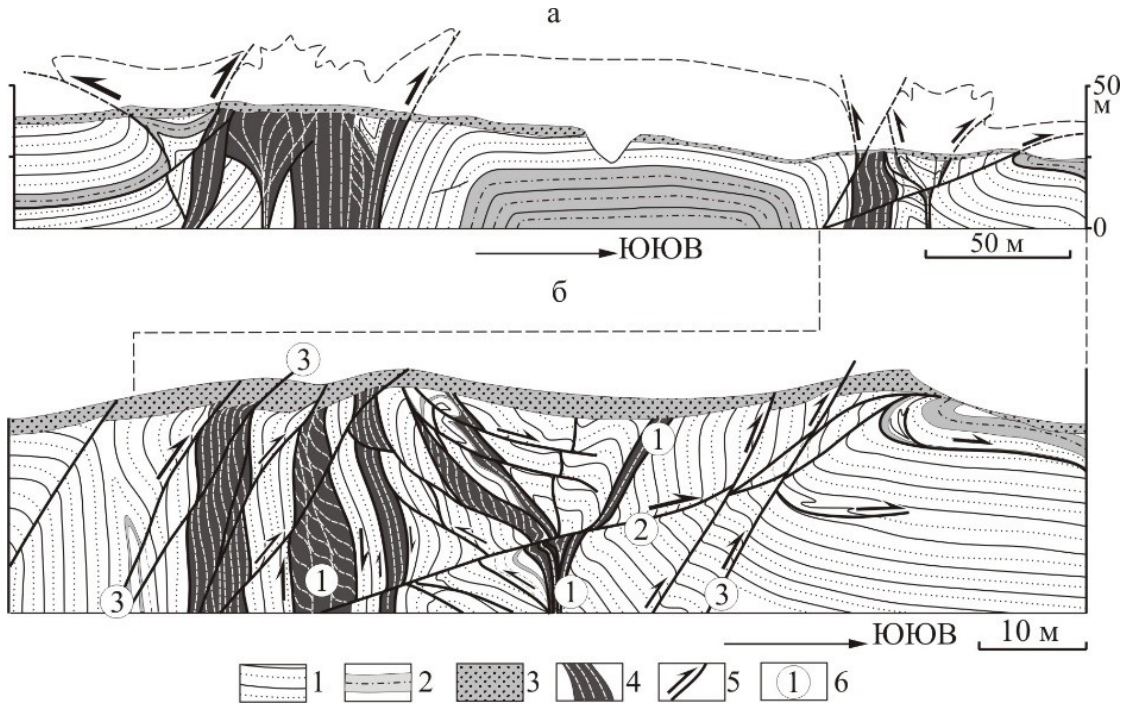


Рис. 6. Геолого-структурные разрезы Андомской возвышенности (см. рис. 1 и 4, пункт 18):
1–2 — песчано-глинистые отложения верхнего девона; *3* — четвертичные ледниковые отложения; *4* — зоны рассланцевания; *5* — разрывы и направления перемещений: *6* — разновозрастные структуры: *1* — герцинские, *2* — гляциодислокации, *3* — новейшие

Fig. 6. Geological-structural sections of the Andoma upland (see Fig. 1 and 4, point 18):
1–2 — sand-clay deposits of the upper Devonian; *3* — Quaternary glacial deposits; *4* — brittle-ductile deformation zones; *5* — faults and directions of movement; *6* — different age structures: *1* — Hercynian, *2* — glacial deformation structures, *3* — neotectonic

Антиклинали имеют сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием изоклинальных и пережатых складок течения (см. рис. 6 *б*). Центральные части антиклиналей и их крылья осложнены зонами хрупко-пластических деформаций шириной до 100 м. В их строении участвуют крутопадающие и дивергентные нарушения, которые в разрезе часто образуют положительные структуры цветка (см. рис. 6). Эти нарушения являются доледниковыми герцинскими структурами: они смещены пологими гляциальными надвигами и с несогласием перекрыты слоем морены. Некоторые взбросо-сдвиги смещают четвертичные отложения. В кинематическом отношении эти новейшие разрывы идентичны герцинским структурам, но отличаются от них тем, что они их пересекают, проникают в ледниковые отложения и имеют малые (1–2 м) амплитуды смещений (см. рис. 6, *б*).

Участок долины р. Онеги. На рассматриваемом участке БМ зона испытывает виргацию и разделяется на две ветви, одна из которых прослеживается на северо-восток, другая, плавно изгибаясь, на север и северо-запад (см. рис. 1, пункты 19, 20). Русло р. Онеги наследует изгиб дугообразной зоны нарушений. Осадки чехла с размывом перекрывают породы фундамента и представлены отложениями верхнего венда, девона, нижнего — верхнего карбона. Горизонты палеосейсмитов здесь установлены на нескольких уровнях визейского яруса нижнего карбона и в основании касимовской толщи верхнего карбона [Колодяжный и др., 2020]. В бортах р. Онеги развиты складчато-разрывные структуры, ориентированные конформно дугообразному изгибу северо-западного ответвления БМ зоны.

Одна из крупных антиклиналей северо-западного простирания прослежена вдоль русла р. Онеги на протяжении 16 км (см. рис. 1, пункт 20). В ее ядре обнажаются алевролиты и аргиллиты верхнего венда, осложненные сдвиго-взбросами и узко-сжатыми приразломными складками (рис. 7).

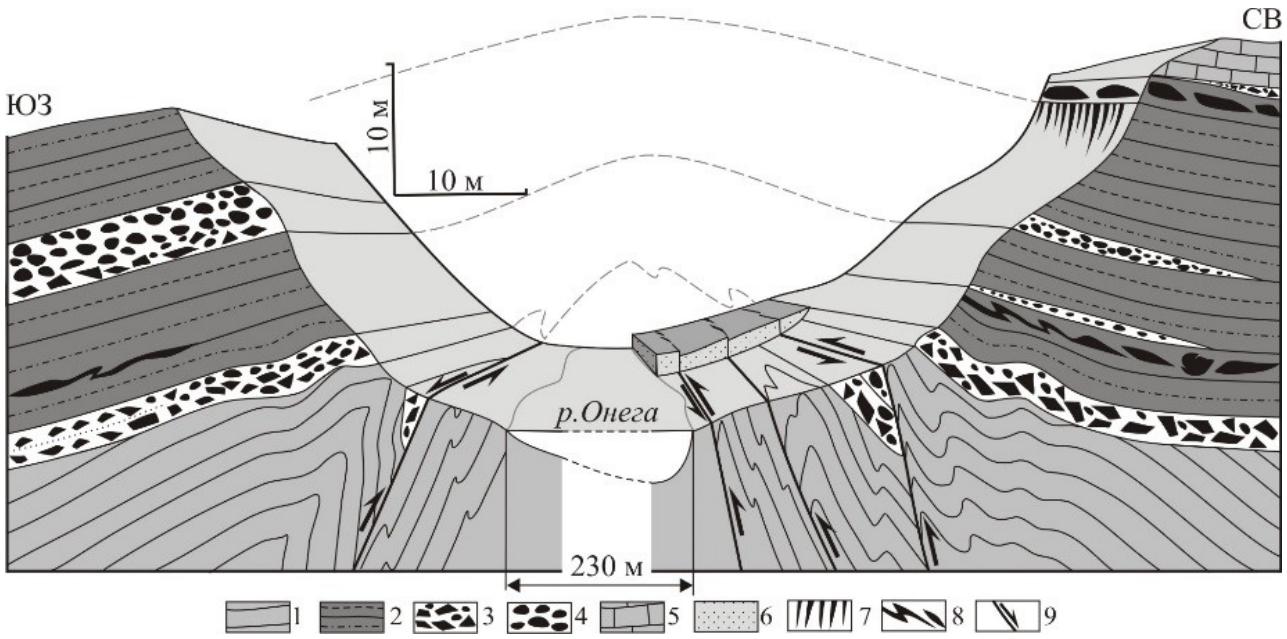


Рис. 7. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение складчато-разрывных структур в долине р. Онеги (см. рис. 1, пункт 20):
1 — алевролит-глинистые отложения верхнего венда; *2–4* — отложения визейского яруса: *2* — алевролит-глинистые, *3* — брекчированная кора выветривания, *4* — конгломераты; *5* — известняки и мергели серпуховского яруса; *6* — делювиальные отложения квартера; *7* — нептунические дайки; *8* — горизонты палеосейсмитов; *9* — разрывы и направления смещений

Fig. 7. Block diagram illustrating the structure of fold and fault structures in the Onega river valley (see Fig. 1, point 20):
1 — upper Vendian siltstone and clay deposits; *2–4* — Visean deposits*: 2* — siltstone-clay, *3* — brecciated weathering crust, *4* — conglomerates; *5* — Serpukhovian limestones and marls; *6* — Quaternary deluvial deposits; *7* — neptunic dikes; *8* — horizons of paleoseismites; *9* — faults and displacement directions

Эти структуры морфологически идентичны каледонским нарушениям западной части БМ зоны. Визейские слои нижнего карбона с угловым несогласием перекрывают отложения венда и образуют крылья более пологой складки с углами падения 10–15º. Горизонты палеосейсмитов развиты на двух уровнях визейской толщи — в нижней и верхней части ее разреза. С верхним горизонтом связаны нептунические дайки и трещины отрыва, которые ориентированы ортогонально к осевой плоскости складки, приуроченной к руслу реки (см. рис. 7). Из этого следует, что визейские палеосейсмиты и нептунические дайки формировались в едином поле напряжений с этой складкой на герцинском этапе активизации. О новейшей активизации сдвиговых смещений в приосевой части складки свидетельствует проникание нарушений из слоев венда в делювиальные отложения квартера, в которых развита кулисная система левосдвиговых трещин отрыва (см. рис. 7).

Возраст палеосейсмитов, закономерности изменения морфологии складок в разрезе и соотношения структур с поверхностью несогласия в основании визе показывают, что формирование нарушений в долине р. Онеги было связано с каледонскими, герцинскими и новейшими деформациями. Отмечается несколько импульсов активизации в визейское и касимовское время герцинского этапа.

Результаты структурно-кинематического анализа

В процессе исследований на различных участках окраины Балтийского щита выявлено три группы структурно-кинематических парагенезов: главная группа 1, второстепенные группы 2 и 3. Стереографические проекции ориентировок структур каждой из групп представлены в виде табличной раскладки в соответствии с пунктами наблюдений, охватывающих участки развития определенных комплексов пород (рис. 8). Предполагаемые стадии деформаций в таблице показаны соответствующими индексами (D2b, D3a и т.д.), миниатюрные стереограммы с сегментами сжатия — растяжения характеризуют режимы деформаций, а цифры в кружках соответствуют номерам стереограмм, упоминаемых в тексте. Номера стереограмм главного парагенеза (группа 1) использованы для обозначения пунктов наблюдений на геолого-структурной схеме (см. рис. 1).

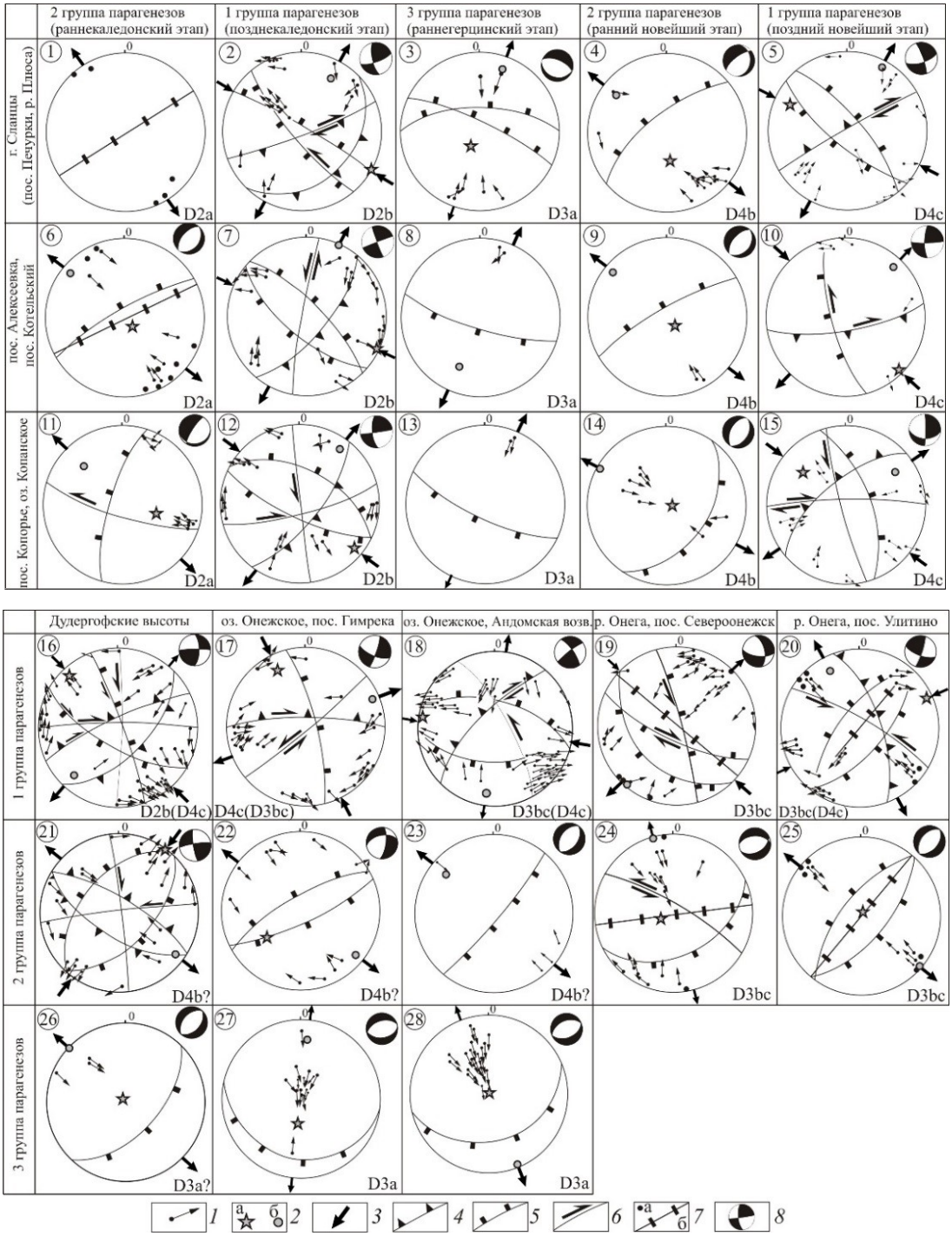


Рис. 8. Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов нарушений с векторами перемещения висячего крыла для структур различных этапов деформаций (D2a – D4c):
1 — полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла; *2* — положение главных осей палеонапряжений сжатия (*а*) и растяжения (*б*); *3* — проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость; *4–7* — усредненные позиции плоскостей нарушений: *4* — взбросов и надвигов, *5* — сбросов, *6* — сдвигов, *7* — трещин отрыва и нептунических даек (их полюса (*а)* и плоскости (*б*)); *8* — мини-стереограммы палеонапряжений (квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый))

Fig. 8. Equal-area stereographic projections (lower hemisphere) of the discontinuity poles with hanging wing displacement vectors for the structures of different deformation stages (D2a – D4c):
1 — poles of discontinuites and displacement vectors of a hanging wall block; *2* — position of the main stress axes: compression (*a*) and extension (*б*); *3* — projections of the main stress axes on a horizontal plane; *4–7* — averaged positions of discontinuity planes: *4* — reverse and thrusts, *5* — normal, *6* — strike-slip, *7* — extensional cracks and neptunic dikes (their poles (*a*) and planes (*b*)); *8* — mini stereograms of paleo stress directions (quadrants: extension (black), compression (white))

Структуры первой (главной) группы статистически резко преобладают и присутствуют во всех комплексах пород. Для этого ансамбля характерно сочетание конформных простиранию БМ зоны правых сдвигов и сдвиго-взбросов (магистрали), диагональных взбросо-надвигов и асимметричных приразрывных складок, а также ориентированных под большими углами к магистралям левых сдвигов и сбросов (см. рис. 8, стереограммы 2, 5, 7, 10, 12, 15, 16–20). По совокупности этих структур реконструируется субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения, ориентированных под углом к простиранию магистрали БМ зоны, что соответствует правостороннему сдвиговому и взбросо-сдвиговому режимам деформаций.

Структуры второй группы менее распространены, но проявлены во всех комплексах пород БМ зоны. Они представлены преимущественно структурами растяжения – сбросами, мезограбенами и трещинами отрыва, ориентированными в северо-восточном направлении (см. рис. 8, стереограммы 1, 6, 11, 4, 9, 14, 21–25). Иногда с ними ассоциируют субширотные левосдвиговые и субмеридиональные правосдвиговые системы сопряженных трещин, а также малоамплитудные (до 1 м) взбросовые нарушения северо-западной ориентировки (см. рис. 8, стереограмма 21). В целом преобладает сбросовый режим деформирования, а диагональная ориентировка оси растяжения позволяет предполагать левосдвиговые смещения вдоль БМ зоны. Исключение составляет участок Дудергоф, где обе оси деформаций субгоризонтальны, а режим деформаций соответствует левостороннему сдвиговому (см. рис. 8, стереограмма 21).

Структуры третьей группы наименее распространены и встречаются только в отложениях каледонского и раннегерцинского комплексов. Они представлены конформными простиранию БМ зоны ступенчатыми и листрическими сбросами, а также субслойными срывами в осадках чехла (см. рис. 8, стереограммы 3, 8, 13, 26-28). На стереограммах реконструируется субгоризонтальная и ортогональная к простиранию БМ зоны позиция оси минимального сжатия или максимального девиаторного растяжений (далее — ось растяжения), а ось максимального сжатия (далее — ось сжатия) ориентирована субвертикально, что соответствует сбросовому режиму деформаций.

Структурно-кинематические парагенезы и этапы деформаций. В качестве структурно-кинематических парагенезов рассматривается совокупность динамически согласованных складчатых и разрывных структур, формировавшихся субсинхронно в условиях определенной тектонической обстановки. Выделено восемь типов парагенезов, каждый из которых соответствует определенной стадии деформаций каледонского, герцинского и новейшего этапов тектогенеза.

Структуры каледонского этапа (D2). В пределах каледонского комплекса отложений выделено два типа структурных парагенезов.

Структурный парагенез стадии D2a представлен палеосейсмитами кукрузерского горизонта карадокского яруса и динамически связанными с ними структурами растяжения северо-восточной ориентировки: кластические дайки, трещины отрыва и системы сбросов в толщах, подстилающих сейсмогенные образования [Колодяжный и др., 2020]. Рассматриваемые структуры относятся ко второй кинематической группе парагенезов и характеризуют сбросовый режим деформирования (см. рис. 8, стереограммы 1, 6, 11). Учитывая косую ориентировку оси растяжения по отношению к БМ зоне, можно полагать, что она развивалась в условиях левосдвиговой транстенсии.

Структурный парагенез стадии D2b представлен широкими (0.1–4 км) зонами хрупко-пластических деформаций северо-восточного и субширотного простирания, изученных на Ленинградском месторождении горючих сланцев верхнего ордовика (пункты 2, 7), в слоях кембрия — среднего ордовика в районах Ордовикского глинта (пункты 10, 12) и Дудергофских высот (пункт 16) (см. рис. 1). Зоны нарушений образованы системой магистральных взбросо-сдвигов и диагонально оперяющих взбросов и надвигов, с которыми связаны мелкие асимметричные складки. Вергентность оперяющих разрывно-складчатых структур часто меняется в зависимости от их положения к плоскости магистрального сдвига. В карьерах района г. Нарвы нарушения данного типа, развитые в слоях верхнего ордовика, с несогласием перекрыты отложениями среднего девона, что позволяет рассматривать их в качестве структур скандинавской фазы каледонского этапа деформаций [Puura, Vaher, 1997; Sokman et al., 2008]. Структурный парагенез D2b относится к первой (главной) кинематической группе правостороннего взбросо-сдвигового режима деформаций (см. рис. 8, стереограммы 2, 7, 12, 16). Соответственно, БМ зона развивалась на этом этапе в условиях правосдвиговой транспрессии.

Структуры герцинского этапа (D3). Структурные ансамбли герцинского этапа изучены в образованиях одноименного комплекса отложений на северо-востоке БМ зоны (см. рис. 1, пункты, 17–20). Здесь установлено три типа структурных парагенезов, с каждым из которых связаны палеосейсмиты определенного возраста.

Структурный парагенез стадии D3a изучен на юго-востоке Онежского озера в районе Андомской возвышенности (см. рис. 1, пункт 18). Он представлен горизонтами палеосейсмитов франского яруса и системой связанных с ними субширотных конседиментационных сбросов и грабен-синклиналей, которые приникают в нижележащие слои [Колодяжный и др., 2020]. Сбросы имеют ступенчатую и листрическую конфигурацию, выполаживаются вниз по падению и переходят в субслойные срывы. Аналогичная система структур осложняет слои палеопротерозойских кварцито-песчаников шокшинской свиты в юго-западном борту Онежского озера (см. рис. 1, пункт 17). На стереографических проекциях структурно-кинематические парагенезы в породах фундамента и отложениях девона выглядят почти идентично (см. рис. 8, стереограммы 27, 28). Субширотные сбросы выявлены и в породах каледонского комплекса западной части БМ зоны (см. рис. 8, стереограммы 3, 8, 13). Структурный парагенез стадии D3a относится к третьей кинематической группе (сбросовый режим деформирования) и характеризует обстановку поперечного к простиранию БМ зоны растяжения.

Структурные парагенезы стадий D3b и D3c изучены в районе Андомской возвышенности и в долине р. Онеги (см. рис. 1, пункты 17–20). В герцинских комплексах отложений здесь развиты разнообразные складчато-разрывные структуры, зоны трещиноватости и горизонты палеосейсмитов ранне- и позднекарбонового возраста [Колодяжный и др., 2020]. Нарушения, развитые вдоль главной магистрали БМ зоны, соответствуют первой кинематической группе и правостороннему взбросо-сдвиговому режиму деформирования (см. рис. 8, стереограммы 17, 18). Взбросо-сдвиги, ориентированные продольно дугообразному ответвлению северо-восточной части БМ зоны (долина р. Онеги), имеют субмеридиональное и северо-западное простирание (см. рис. 1, пункт 20). По отношению к этой второстепенной магистрали они характеризуют левосторонний взбросо-сдвиговый режим деформаций (см. рис. 8, стереограмма 20). В целом в пределах этой дугообразной ветви отмечается радиально-веерообразная ориентировка разновозрастных структур растяжения и концентрическая — для структур сжатия (см. рис. 8, стереограммы 19, 20, 24, 25).

Структуры новейшего этапа (D4). Новейшие структурные парагенезы развиты во всех комплексах пород фундамента и чехла. Они представлены гляциодислокациями и более поздними нарушениями, которые смещают четвертичные отложения и выражены в современном рельефе.

Структурный парагенез стадии D4a представлен гляциодислокациями: поверхностями экзарации и ледникового скольжения, связанными с ними приповерхностными пологими надвигами и структурами торошения, а также ледниковыми отторженцами. Для рассматриваемой территории, судя по ориентировке гляционарушений и ледниковых морфоструктур, перемещение ледниковых покровов в плейстоцене происходило преимущественно в южных и юго-восточных румбах [Kalm, 2012] в условиях надвигового режима деформаций [Колодяжный и др., 2016].

Структурные парагенезы стадий D4b и D4c представлены разнообразными формами: активизированными древними разрывами, системами трещиноватости, сейсмодислокациями и палеосейсмитами, деформациями морфоструктур ледникового рельефа, а также событиями исторической и современной сейсмической активности. В районе оз. Копанское в отложениях позднеледникового Балтийского озера (lgIIIbl) выявлено два типа структурных парагенезов (см. рис. 1, пункт 15). Ранний парагенез (D4b) представлен палеосейсмитами и связанной с ними системой конседиментационных сбросов и грабенообразных структур северо-восточного простирания (см. рис. 8, стереограмма 14). Аналогичную ориентировку имеют выраженные в рельефе нарушения ряда других участков (см. рис. 8, стереограммы 4, 9, 21–23). Эти структуры относятся ко второй кинематической группе и характеризует сбросовый режим деформирования, время проявления которого соответствует возрасту вмещающих отложений — позднему дриасу (10 730–9 700 гг. до н.э. [Вербицкий и др., 2012]).

Наиболее поздний парагенез (D4c) в отложениях Балтийского озера представлен сбросами и грабен-синклиналями север — северо-западной ориентировки, а также трещинами с надвиговой и сдвиговой кинематикой (см. рис. 8, стереограмма 15). Выраженные в рельефе и проникающие в четвертичный покров структуры с аналогичной кинематикой выявлены и в более древних комплексах пород (см. рис. 8, стереограммы 5, 10, 16–18, 20). Реконструированные на стереограмме оси сжатия и растяжения имеют примерно одинаковое наклонное положение к горизонтальной плоскости, что в большей степени соответствует правосдвиговому режиму деформирования БМ зоны. Разрывные структуры этого парагенеза секут более ранние нарушения (D4b). Соответствующие структурам D4c палеосейсмиты присутствуют в основании отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии юго-восточного Приладожья, где было выявлено Свирско-Оятское сейсмическое событие в интервале

времени 4.5–2.0 тыс. 14С л.н. [Бискэ и др., 2010]. По кинематическим признакам структурный парагенез D4c коррелируется с проявлениями современной сейсмической активности, в частности, с событиями Осмуссаарского и Нарвского землетрясений, для которых имеются решения сейсмофокального механизма [Асиновская и др., 2013; Assinovskaya et al., 2011] (см. рис. 1).

Обсуждение

Геолого-структурные и геоморфологические аномалии широко распространены вдоль окраин Балтийского щита. Они представлены аномальными для платформы деформациями осадочного чехла, часто совмещенными с необычными формами рельефа. Их развитие объясняют бульдозерной деятельностью ледника, обусловливающей деформации в его ложе и образование напорных морен [Геология…, 1971; Грейслер и др., 1980; Малаховский, Саммет, 1982]. Предполагается также, что неравномерная ледовая нагрузка и связанное с этим нарушение гравитационных равновесий часто приводит к формированию локальных куполообразных и диапировых структур [Лобанов, 1979]. Эти механизмы бесспорны, но для рассмотренных в работе аномалий они неприемлемы. Во-первых, все рассмотренные структуры обнаруживают пространственную и генетическую связь с БМ зоной и приурочены к участкам ее неоднородного строения: к тектоническим узлам пересечения БМ зоны с поперечными разломами, сегментам изгиба и виргации магистрального нарушения. Во-вторых, формирование аномальных структур связано преимущественно со сдвиговыми, взбросо-сдвиговыми, сбросовыми режимами деформирования БМ зоны, а гляциодислокации соответствуют надвиговому режиму. Вергентность аномальных складчато-разрывных нарушений часто не согласована с направлением движения ледника и связана с характером сдвиговых смещений вдоль БМ зоны. Также существенно, что рассматриваемые структуры имеют длительный период развития, охватывающий до- и постледниковые этапы эволюции БМ зоны.

В гляциотектонических реконструкциях отмечается бескорневой характер дислокаций осадков чехла. Однако на сейсмических профилях установлены сквозные разрывы, пронизывающие фундамент и чехол. Амплитуды вертикальных смещений, действительно, небольшие и редко превышают первые десятки метров. Кинематический анализ показывает, что в развитии БМ зоны резко преобладают сдвиговые смещения, а взбросовые и сбросовые — чаще являются второстепенными, связанными с оперяющими нарушениями. Важную роль играют субслойные срывы, развитые вдоль различных горизонтов чехла и верхних структурных уровней фундамента.

Тектоно-динамические модели. Для платформенных областей разработаны динамические модели [Короновский и др., 2009; Крапивнер, 1990; Тимурзиев, 2009], согласно которым сдвиговые смещения реализуются в основном в кристаллическом фундаменте, а в отложениях чехла они проявлены в виде кулисной системы диагональных складок и надвигов, сопряженных с многочисленными субслойными срывами (рис. 9, а). При существенной роли последних, толща чехла приобретает дисгармоничное строение. Оперяющие складки-надвиги в противоположных бортах сдвига, как правило, имеют обратную вергентность и в целом образуют пропеллеробразную структуру [Короновский и др., 2009]. Сама плоскость сдвига в осадках чехла выражена не отчетливо: в виде пояса трещиноватости и рассредоточенных малоамплитудных смещений, так как значительные сдвиговые смещения в фундаменте перераспределяются и реализуются в деформационных структурах чехла (субслойные срывы, складки, трещины). Предлагаемая модель во многом подходит для позднекаледонских структур БМ зоны.

Структурные неоднородности и геолого-геоморфологические аномалии, присущие БМ зоне, можно рассмотреть в связи с известными моделями дискретных деформаций в зонах сдвига [Бондаренко, 1991; Шерман и др., 1983; Mann, 2007]. В результате поперечных сдвиговых смещений сформировались уступы и изгибы главной сдвиговой магистрали БМ зоны, которые при дальнейших подвижках выступали в качестве областей повышенной компрессии и развития высокоамплитудных складок и поднятий (см. рис. 9, *б*, диаграмма I). Типичным примером таких структур являются Дудергофские дислокации.

Комбинированный случай двух встречных изгибов магистрали БМ зоны может быть рассмотрен на примере структур южного Прионежья. Здесь магистраль зоны имеет корытообразную в плане структуру. При правом сдвиге один из ее сегментов выступал в роли декомпрессионного изгиба, другой — компрессионного (см. рис. 9, *б*, диаграмма II). В результате в юго-западном борту Онежского озера доминантными структурами явились каскадные системы сбросов, а в восточном в районе Андомской возвышенности — складчатые и взбросо-надвиговые структуры (см. рис. 9, *в*). Листрический характер сбросов и связанные с ними асимметричные формы рельефа указывают на важную роль детачмента в основании этого ансамбля структур.

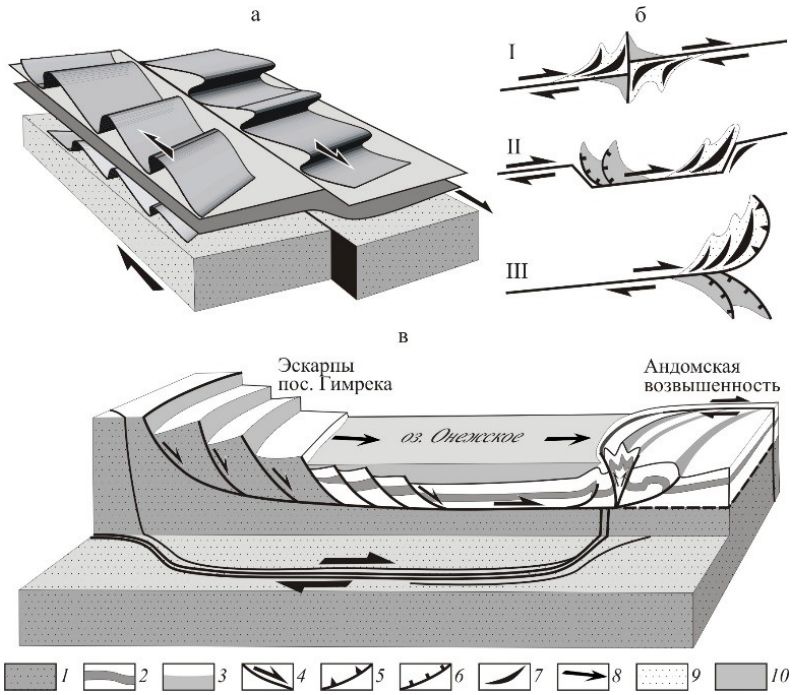


Рис. 9. Схематические модели деформаций в зонах сдвига:
а — модель сдвиговых смещений в породах фундамента и их перераспределения в слоистой толще чехла в виде малоамплитудных разрывов, систем диагональных складок и надвигов, сопряженных с субслойными срывами; *б* — модели локализации складчато-разрывных структур на участках изгиба сдвиговой зоны (I), двух смежных изгибов (II) и в области виргации нарушения (III) (вид в плане); *в* — модель соотношений структур в сегменте смежных изгибов магистрали Балтийско-Мезенской зоны сдвига в южном Прионежье: *1–2* — комплексы: *1* — фундамента, *2* — чехла; *3* — водоемы; *4–6* — разрывы: *4* — сдвиги, *5* — взбросы и надвиги, *6* — сбросы; *7* — антиклинали; *8* — направления перемещений; *9* — поднятия; *10* — депрессии

Fig. 9. Schematic deformation models in the shear zones:
а — model of strike-slip displacements in the basement rocks and their redistribution in the layered cover rocks in forms of low-amplitude discontinuities, systems of diagonal folds and thrusts associated with sublayer detachments; *б* —models of fold and fault localization in the bending area of the shear zone (I), two adjacent bends (II) and in the area of fault virgation (III); *в* — model of structures relationships in the adjacent bends segment of the Baltic-Mezen shear zone in the southern Prioneje: *1–2* — complexes: *1* — basement, *2* — cover; *3* — water reservoirs; *4–6* — faults: *4* — strike-slip, *5* — reverse and thrusts, *6* — normal; *7* — anticlines; *8* — movement directions; *9* — uplifts; *10* — depressions

Тектонотипичной является и динамическая обстановка восточного фланга БМ зоны, где она испытывает виргацию. При правом сдвиге структуры северного ответвления зоны (долина р. Онеги) располагались в компрессионном секторе, где формировались компенсирующие сдвиг разрывно-складчатые нарушения (см. рис. 9, *б*, диаграмма III). Южнее в противоположном борту БМ зоны находится контролируемая сбросами депрессия долины р. Мокши, соответствующая декомпрессионному сектору сдвиговой виргации (см. рис. 1).

Выводы

1. Рассмотренные геолого-структурные аномалии юго-восточной окраины Балтийского щита пространственно и генетически связаны с Балтийско-Мезенской (БМ) зоной сдвига. Они приурочены к тектоническим узлам пересечения БМ зоны с поперечными разломами, сегментам изгиба и виргации магистральных нарушений. При сдвиговых смещениях на этих участках структурной неоднородности проявлялись обстановки повышенной компрессии или декомпрессии, обусловливающие формирование аномальных деформационных структур.

2. Балтийско-Мезенская зона сдвига и связанные с ней геолого-структурные аномалии представляют собой долгоживущие структуры, которые развивались в результате проявления нескольких стадий активизации во время каледонского, герцинского и новейшего этапов деформаций. На протяжении фанерозоя в пределах БМ зоны проявлялись преимущественно правосдвиговые перемещения в обстановке транспрессии. Периодически имели место смена режимов деформаций и кинематические инверсии.

3. Формирование геолого-структурных аномалий было связано преимущественно со сдвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сбросовыми режимами деформаций БМ зоны, тогда как гляциодислокации формировались преимущественно в условиях надвигового режима.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант *№ 18-05-00485*).

Литература

Ассиновская Б.А., Горшков В.Л., Щербакова Н.В., Панас Н.М. Активные разломы, выявленные по данным геодинамических наблюдений в Балтийском море // Инженерные изыскания. 2013. №. 2. С. 50–55.

Афанасов М.Н., Казак А.П. Проявление тектономагматической активизации на северо-западе Русской плиты и перспективы поисков полезных ископаемых (Псковская, Ленинградская, Новгородская области) // Вестник С.-Петерб. ун-та. 2009. Сер. 7. Вып. 4. С. 20–31.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 74 с.

Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2010. Вып. 3. С. 18–28.

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.

Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы O-35 с — Псков, (N-35), O-36 — Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.

Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. 503 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.

Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда) // Известия Всесоюзного географического общества. 1980. Т.112, № 2. С. 138–146.

Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26–51.

Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Григорьев А.Г. и др. Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 25–37.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Терехов Е.Н. Структура и эволюция Андомского сегмента юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2016. № 4. С. 48–67.

Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России // Геотектоника. 2020. № 1. С. 1–20.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.

Копп М.Л. Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. 96 с.

Корнеев О.Ю., Свечников А.И., Рыбалко А.Е., Никитин М.А., Назарова О.В. Выявление геологических опасностей с помощью высокочастотного сейсмоакустического профилирования и локации бокового обзора для целей ГМГСШ // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 48–53.

Короновский Н.В., Гогоненко Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.

Крапивнер Р.Б. Строение и условия формирования приповерхностных неотектонических дислокаций (на примере некоторых районов Евразии): автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М., 1990. 42 с.

Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот и района г. Павловска // Известия ВГО. 1979. Т. 111, № 4. С. 334–342.

Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С. 85–95.

Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации северо-запада Русской равнины // Материалы гляциол. исслед. 1982. № 44. С. 121–128.

Можаев Б.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. М.-Л.: Недра, 1973. 231 с.

Никитин М.Ю. Травертиногенез ижорского плато в голоцене: автореф. дис. … канд. геогр. наук. СПб., 2015. 23 с.

Никонов А.А., Мийдел А.М. Обнаружение сейсмогенных деформаций в послеледниковых отложениях на южном побережье Финского залива // ДАН. 2003. Т. 390, № 6. С. 799–804.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.

Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ, 2015. Т 2. С. 47–76.

Ступак В.М., Лещенко Н.В. Результаты комплексной интерпретации материалов МОГТ и МОВЗ в юго-Восточной Фенноскандии // Технологии сейсморазведки. 2008. № 2. С. 48–52.

Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидо-динамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью): автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М., 2009. 40 с.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле — Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Assinovskaya B., Ovsov M.K. Seismotectonic zoning of the Finnish–Bothnia region based on the structural analysis method // Russian J. Earth sciences. 2014. V. 14. P. 1–12.

Assinovskaya B., Shchukin J., Gorshkov V., Shcherbakova N. On recent geodynamics of the Eastern Baltic Sea region // Baltica. 2011. V. 24, No. 2. P. 61–70.

Bergh S.G., Liland K.H., Corner G.D., Henningsen T., Lundekvam P.A. Fault-controlled asymmetric landscapes and low-relief surfaces on Vestvagoya, Lofoten, North Norway: inherited Mesozoic rift-margin structures? // Norwegian J. Geology. 2019. V. 98 (4). P. 379–403.

Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 44. P. 51–59.

Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.

Mann P. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. London, Geological Society, Special Publications. 2007. V. 290. P. 13–142.

Puura V., Vaher R. Cover structure // A. Raukas, A. Teedumae. Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. 436 p.

Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures. L., NY: Acad. Press, 1987. V. 2. 392 p.

Sokman K., Kattai V., Vaher R., Systra Y.J. Influence of tectonic dislocations on oil shale mining in the Estonia deposit // Oil shale. 2008. V. 25. (2 special). P. 175–187.

Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, reb@ifz.ru

ТЕКТОНОФИЗИКА РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ

Аннотация

Дается обзор достижений российской тектонофизики в изучении состояния разломов, полученных в последние 40–50 лет. Показано, что за этот период времени созданы алгоритмы и методы изучения структурных параметров разломных зон, которые должны дополняться технологиями, развиваемыми в горных науках (геотехника) при обеспечении безопасного проведения работ в выработках и шахтах. Также необходимо наполнить практическим содержанием положения о метаморфизме разломных зон (стресс-метаморфизм), создав алгоритмы оценки возможной эволюции параметров прочности в ядерной части разлома. Показаны перспективы внедрения в тектонофизику достижений геомеханики как в фундаментальной области, для разработки методов инверсии напряжений и физики очага землетрясения, так и в прикладной области, для оценки сейсмической опасности и прогноза коллекторских свойств массивов в зонах формирования рудных и углеводородных залежей.

Yu. L. Rebetsky

Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, reb@ifz.ru

TECTONOPHYSICS OF FAULTING, GEOLOGICAL AND SEISMIC HAZARDS

Annotation

A review of the achievements of Russian Tectonophysics in studying the state of faults obtained in the last 40–50 years is given. It is shown that during this period of time, algorithms and methods for studying the structural parameters of fault zones have been created, which should be supplemented by technologies developed in mining Sciences (geotechnics) while ensuring the safe conduct of work in workings and mines. It is also necessary to fill the provisions on the metamorphism of fault zones (stress-metamorphism) with practical content by creating algorithms for estimating the possible evolution of strength parameters in the nuclear part of the fault. The prospects of the introduction to Tectonophysics achievements of geomechanics in a fundamental region, for the development of inversion methods of stress and earthquake source physics, and in applied fields, for seismic hazard assessment and prediction of reservoir properties of arrays in the zones of formation of the ore and hydrocarbon deposits.

Представления о разломах земной коры или разрывах и трещинах в горных породах существуют несколько столетий. Однако в своей монографии Гзовский [1975] отмечает, что «в геотектонике пока еще не выработано достаточно строгой системы понятий и терминов, связанных с разрывами, несмотря на то, что разрывы играют важную роль в теории и практике». С механической точки зрения *тектонические разломы* земной коры представляют собой участки пониженной прочности геосреды, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов, определяющее уровень девиаторных напряжений, действующих в окружающих массивах горных пород. При этом следует признать неправильным упрощенное геомеханическое представление об их роли как «межблоковых промежутков», определяющих интенсивность трения сопряженных на разломе блоков.

Геология разломов

Структура разломной зоны. Для разломов земной коры установлено [Чиков, 1990, 1992, 2011] несоответствие: а) минеральных масс классификациям осадочных, вулканических, интрузивных или *PT*-метаморфических пород; б) распределения типовых породных масс *тектонитов* стратиграфической упорядоченности «разреза» в регионе; в) возрастных характеристик формирования тектонитов возрасту региональной стратиграфической шкалы; г) характера обособления породных тел и типа упорядоченности структуры упорядоченностям *обрамления разлома*. Область подобных вещественных изменений, резко отличающаяся от обрамления разломов, имеет разную мощность для отдельных ветвей разрывов разломной зоны от первых метров до десятков метров. Существующий термин «тектониты», связанный с особым состоянием геосреды в зоне реализации механического сдвига, определяет наличие породы деформации, как сопровождающейся, так и не сопровождающейся

перекристаллизацией (милониты, сланцеватые породы). Часто в таких областях сложно определить истинную поверхность сместителя и практически невозможно найти окончание разлома, следуя вдоль его простирания.

С другой стороны, в обнажениях скальных, кристаллических пород можно также наблюдать системы достаточно протяженных, явно выделяемых глазом *разрывов*. Для них на макроскопическом уровне не выделяются видимые изменения вещественного состояния. Здесь четко наблюдается поверхность смещения, но в силу их протяженности редко можно увидеть окончание таких разрывов. Эти два типа разрывных структур земной коры следует дополнить третьим — трещинами, размеры которых позволяют увидеть не только поверхность сместителя, но и их окончания [Ребецкий, Лермонтова, 2015]. Можно заметить, что в них четко отличаются области сомкнутых, но с малыми зазорами, берегов трещин и участок породы за пределами кончика трещины. Кончик трещины всегда ясно виден. Прочность вдоль берегов трещин связана с трением и сцеплением на зацепах, а прочность за пределами кончика трещины обеспечивается внутренней прочностью сплошных горных пород. Отмеченные различия разрывов, связанные с их масштабами, проявляются в энергетической эффективности землетрясений [Kocharyan, Batukhtin, 2018]. Таким образом, современные представления о разрывах свидетельствует о необходимости выстраивания системы прогноза сейсмических опасностей в зависимости от линейных размеров сейсмогенерирующих структур.

Если блоки, на которые разломы разделяют земную кору, являются объектами, где аккумулируется энергия упругих деформаций, то разломы обычно рассматривают как участки стока этой энергии в виде тепла или сейсмических волн за счет внутриразломных разномасштабных хрупких трещин и разрывов, развивающихся соответственно путем крипа или динамического сдвига.

В процессе исследования на моделях закономерности разломообразования земной коры было введено понятие ***области динамического влияния разлома*** (ОДВР) [Лобацкая, 1982; Шерман и др., 1983]. Согласно определению авторов термина ОДВР под этой областью понимают *«часть окружающего разлома во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные, необратимые (пластические и разрывные) и обратимые (упругие, а также геофизические поля) во времени следы деформаций и возмущений, вызванные формированием разлома, и подвижки по нему»*. Данный термин сыграл большую положительную роль в российской тектонофизике в период времени, когда теоретические тектонофизические исследования еще в недостаточной мере привлекали современные достижения геомеханики и теории пластичности.

В работах этого направления были получены важные соотношения между параметрами разрывов/землетрясений разного ранга (рис. 1).

Вероятно, в определении ОДВР ключевыми словами должны быть приняты необратимые деформации (пластические и разрывные) и геофизические поля. Т.е. локальные возмущения напряжений данного участка разлома определяют поле локальных необратимых деформаций и геофизических проявлений. Заметим, что ОДВР в общем определяет тот же объект, что и часто используемый термин ***зона разлома***, под которым понимают область, включающую в себя основной разлом вместе с отклоняющимися от него *ветвями разрывов* и участками наибольшей деструкции горных пород:

$$lgN=A-(1/b)lgL,\ lgN'=a-\gamma lgE\ , \qquad (1)$$

где $L \approx E$, N — количество разрывов на площади; N' — количество землетрясений; L — длина разрывов; E — энергия землетрясений; A, a, b, γ — коэффициенты пропорциональности [Шерман, 2002].

Из механики сплошной среды мы знаем, что влияние любого локального возмущения напряжений в пространстве затухает достаточно медленно. Для упругой модели среды влияние такого возмущения распространяется бесконечной далеко. В теории трещин, говоря об области отклонений возмущенного поля напряжений от фоновых напряжений (на бесконечности), имеют в виду разность их значений в первые проценты. В теории очага землетрясения дальнодействующее влияние готовящегося разрыва Добровольским [1991] определялось изменением в поле упругих деформаций порядка 10^{-8} (превышение над уровнем приливных деформаций). В случае термина ОДВР говорится об эмпирически наблюденном факте существенно меньшего, чем в упругой модели среды, дальнодействующего влияния аномалий напряженного состояния на формирование необратимых деформаций. На мой взгляд, этими факторами надо и ограничить определение термина ОДВР. Существование в нем упоминания о влиянии на упругие деформации смешивает определения дальнодействия в упругих недиссипативных средах с таковым в реальных диссипативных.

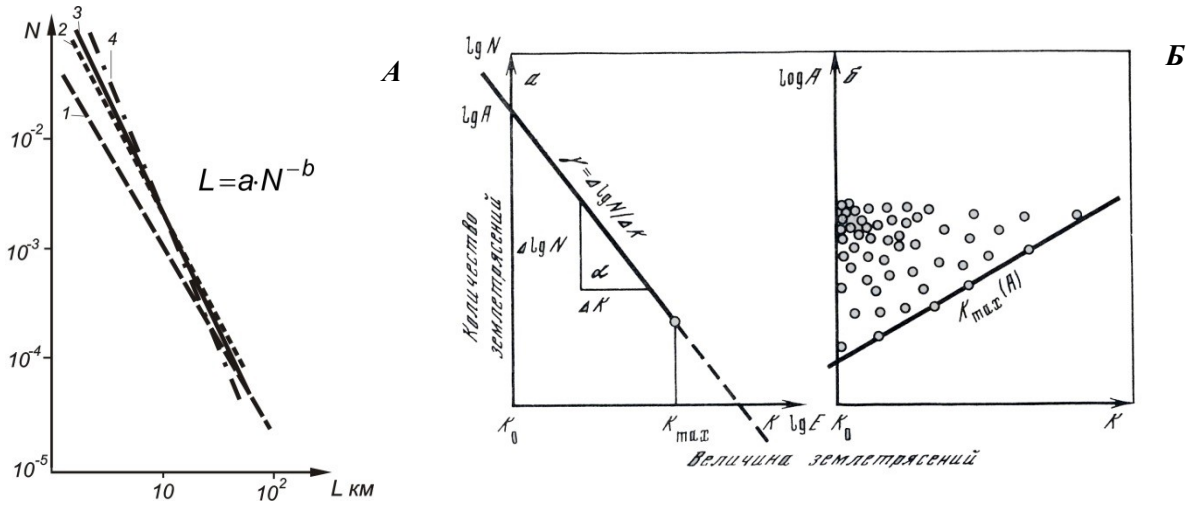


Рис. 1. Соотношения между длиной разрывов и их количеством (*А*) [Шерман, 1977] и законы повторяемости землетрясений N(K) и максимальных землетрясений K_{max} (*Б*) [Ризниченко, 1985].
Условные обозначения: *А* — соотношения между длиной разломов и их количеством на 1 км^2 для различных районов: *1* — Западно-Сибирская плита, *2* — Алтае-Саянская складчатая область, *3* — Байкальская рифтовая область, *4* — приэкваториальная область Луны. *Б*: a–K — величина землетрясений: E = 10^K — сейсмическая энергия; *А* — сейсмическая активность — число землетрясений в год на 1000 км^2; *б* — K_{max} (A) — предельный контур сейсмичности, по работе [Шерман, 2008]

Fig. 1. Relations between the length of faults and their number (*A*) [Sherman, 1977] and the laws of recurrence of earthquakes N (K) and maximum earthquakes K_{max} (*B*) [Riznichenko, 1985].
Symbols: *A* — relations between the length of faults and their number per 1 sq. km for different areas: *1* — West Siberian plate, *2* — Altai-Sayan folded region, *3* — Baikal rift region, *4* — Equatorial region of the Moon. *B*: a-K-magnitude of earthquakes: E = 10^K-seismic energy; a-seismic activity — the number of earthquakes per year per 1000 km. sq.; b-Kmax (A) — the limit contour of seismicity, according to [Sherman, 2008]

Вероятно, в определении ОДВР ключевыми словами должны быть приняты необратимые деформации (пластические и разрывные) и геофизические поля. Т.е. локальные возмущения напряжений данного участка разлома определяют поле локальных необратимых деформаций и геофизических проявлений.

Замечу, что исследования дальнодействующего влияния локальных факторов возмущения напряжений [Ребецкий, Лермонтова, 2016, 2018] для упруго-пластического поведения материала показало существенное его отличие от упругой среды. Здесь предполагалась, что землетрясения никогда не происходят в ненарушенных массивах, им всегда предшествует фаза разупрочнения виде формирующегося разлома. Рассмотренные в этих работах теоретические модели изменения напряженного состояния в окрестности цилиндрического включения могут быть использованы для оценки дальнодействующего влияния готовящихся землетрясений (рис. 2).

Было показано, что при использовании в критерии Кулона–Мора среднего давления показатель степени $\boldsymbol{n}$ при $\boldsymbol{(R/r)^n}$, определяющий дальнодействующее влияние, зависит от коэффициента внутреннего трения $\boldsymbol{k_f}$массива. В этом случае возможно снижение степени $\boldsymbol{n}$ до 1.0–0.5. Это определяет существенно большее дальнодействующее влияние чем в упругой модели Добровольского, где закон затухания соответствовал $\boldsymbol{n}$ = 2.

Существенное продвижение в области изучения внутренней структуры разломных зон было сделано в работах К.Ж. Семинского [2003, 2014, 2015]. Разработанный им метод позволяет картировать разломы земной коры на базе исследования «немой» трещиноватости (трещины без следов скольжения). В процессе исследования выполняются статистические замеры трещин на картируемой территории. Обработка полученных замеров трещиноватости (полюсов трещин) производится стандартном путем построения круговых и прямоугольных диаграмм.

Дальнейший их анализ и интерпретация выполняется по авторской методике, в которой приняты положения о том, что основу трещинной структуры разломных зон составляет парагенезис из трех примерно ортогональных систем трещин. По его ориентировке в пространстве выделяются зоны сдвига, надвиги (взбросы) и сбросы. Разработаны приемы идентификации разломов, формирующихся в условиях сжатия и растяжения, на основе зональности внутреннего его строения.

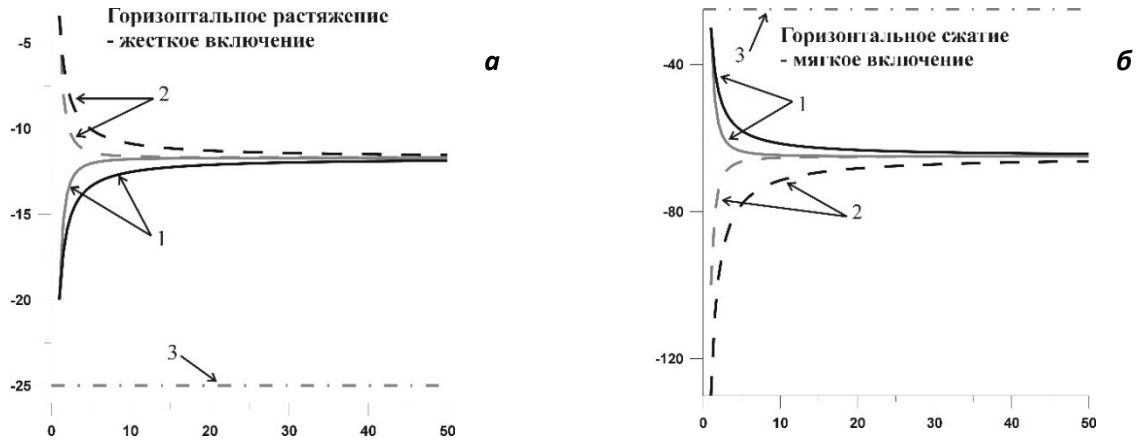
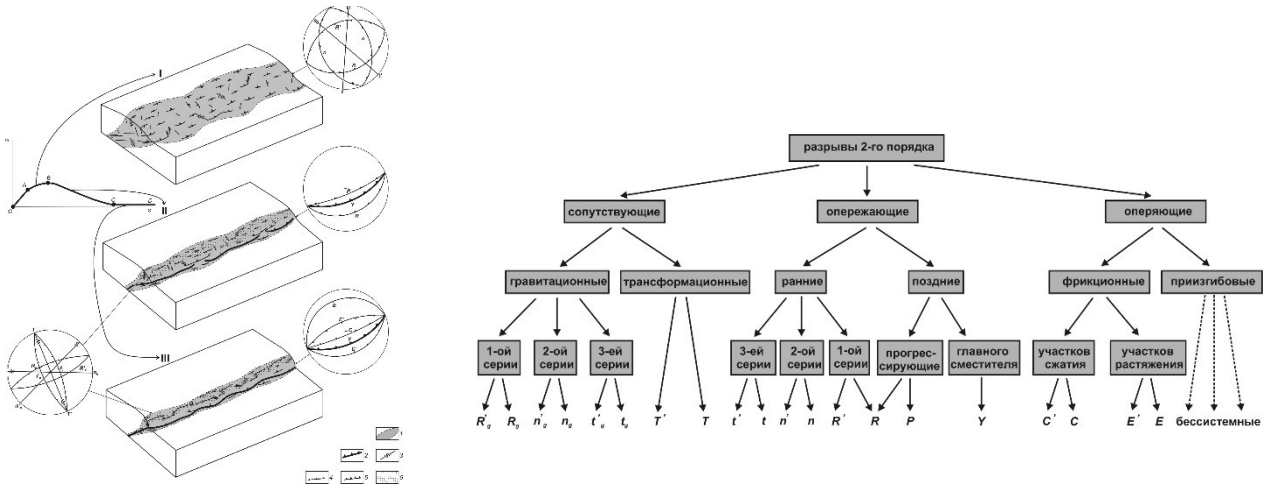


Рис. 2. Закон затухания возмущений $(R/r)^n$ радиальных σ_{rr} и тангенциальных $\sigma_{\varphi\varphi}$ напряжений ($\sigma_{zz} = -p_{lt} = -25$ МПа) в слое в окрестности включения: ***а*** — упругопластическая задача, состояние $p_0 = 20$ МПа при $qp_{lt} = 11.7$ МПа (жесткое включение), $\sigma_{\varphi\varphi} > \sigma_{rr} > \sigma_{zz}$ (горизонтальное растяжение), $n = 1$; ***б*** — упруго-пластическая задача, состояние $p_0 = 30$ МПа при $qp_{lt} = 65$ МПа (жестокое включение), $\sigma_{\varphi\varphi} > \sigma_{rr} > \sigma_{zz}$ (горизонтальное сжатие), $n = 1$, по работе [Ребецкий, Лермонтова, 2018].
На ***а*** и ***б*** также показаны напряжения, отвечающие упругому решению $n = 2$: *1*, *2* — соответственно радиальное σ_{rr} и тангенциальное $\sigma_{\varphi\varphi}$ напряжения; *3* — вертикальное напряжение σ_{zz}. Сплошная линия отвечает упругопластическому решению, пунктирная — упругому. По горизонтальной оси отложено расстояние *r*, по вертикальной — напряжение в МПа

Fig. 2. The law of damping perturbations $(R/r)^n$ of radial σ_{rr} and tangential $\sigma_{\varphi\varphi}$ stresses ($\sigma_{zz} = -p_{lt} = -25$ MPa) layer in the area include: *a* — the elastic-plastic problem, the condition $p_0 = 20$ MPa in $qp_{lt} = 11.7$ MPa (hard inclusion) $\sigma_{\varphi\varphi} > \sigma_{rr} > \sigma_{zz}$ (horizontal elongation) $n = 1$; *b* — elastic-plastic problem, the condition $p_0 = 30$ MPa in $qp_{lt} = 65$ MPa (severe inclusion) $\sigma_{\varphi\varphi} > \sigma_{rr} > \sigma_{zz}$ (horizontal compression) $n = 1$, from [Rebetsky, Lermontova, 2018].
a) and ***b***) also show the stresses corresponding to the elastic solution $n = 2$: *1, 2* — respectively radial σ_{rr} and tangential $\sigma_{\varphi\varphi}$ stress; *3* — vertical stress σ_{zz}. The solid line corresponds to the elastic — plastic solution, the dotted line to the elastic one. On the horizontal axis, the distance R is postponed, on the vertical — the stresses in MPa



а *б*

Рис. 3. Иллюстрация технологии спецкартирования разломов по Семинскому:
а — зоны разломов разного типа; *б* — структурная схема спецкартирования, по работам [Семинский, 2003, 2014, 2015]

Fig. 3. Illustration of technology of special mapping of faults according to Seminsky:
a — fault zones of different types; *b* — structural scheme of special mapping, according to works [Seminsky, 2003, 2014, 2015]

Вещественные преобразования в теле разлома. Весь опыт произошедших землетрясений показывает, что *вне уже существующих разломов землетрясения не происходят*. Даже тогда, когда первоначально разлом на геологической карте не был обозначен, геологические наблюдения, проведенные в эпицентральной области произошедшего сильного землетрясения, позволяли его выявить [Шикотанское …, 2015].

Из этого факта следует важный вывод о том, что прочность ненарушенных горных массивов достаточно велика и для формирования хрупкого разрыва необходимо сначала ее уменьшить. Вероятно, разные факторы могут обеспечивать подобное понижение прочности, но во всех случаях роль воды (флюида) будет критически важной. Вполне понятно, что формирование разлома не мгновенный акт, а процесс, осуществляющийся постепенно за счет малых внутренних изменений строения и свойств локального объема геологического массива. Соответственно, можно предположить, что на этом длительном пути развития разлома возможны разные сочетания *внешних* — дальнодействующих напряжений — и *внутренних* — структурно-вещественного состояния локального участка разлома — факторов, которые могут привести к разным механизмам диссипации накопленной механической энергии.

В качестве второго фактора выступают минеральные преобразования в будущих зонах разломов, которые и создают специфическое структурно-вещественное его строение. Одним из характерных элементов строения разломов является уменьшение размера зерен пород по мере приближения к ядру — центральной части разлома [Паталаха и др. 1987; Чиков и др., 1989]. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов, которые являются не только результатом механического перетирания (в особенности на начальной стадии формирования — заложения разлома), но и следствием их *рекристаллизации*, происходящей в зонах сдвига (мех.) в условиях повышенного флюидосодержания. Процесс рекристаллизации обусловлен снижением в присутствии флюида поверхностной энергии, уменьшающим потенциальный барьер для образования новой внутрикристаллической поверхности и препятствующим выходу дислокации на поверхность кристалла [Pluijm, 1991]. Это явление является одной из форм проявления ***эффекта Ребиндера*** — снижение прочности пород в присутствии поверхностно-активных веществ.

Отметим, что уменьшение размеров зерен и увеличение числа дефектов кристаллической решетки может также обуславливаться образованием и разрастанием микротрещин сдвига, истиранием зерен и другими механическими процессами. ***Диспергация*** **кристаллических сред** (уменьшение размеров зерен и кристаллов без рекристаллизации) возможна не только путем простого механического воздействия, осуществляемого в разломных зонах, но за счет автохтонного распадения кристаллической среды на тонкодисперсные кристаллические и полукристаллические частицы — самопроизвольное диспергирование [Ребиндер, 1978]. По сравнению с рекристаллизацией диспергация кристаллов требует больших по величине снижений поверхностной энергии. Определяющую роль в диспергации играет переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному, сопровождающемуся действием поверхностно-активных жидкостей.

Можно утверждать, что в окрестности разлома, там, где наблюдается наименьший размер зерен и, следовательно, имеет место наиболее интенсивная рекристаллизация и диспергация, происходит наибольший сброс внутренней упругой энергии, накопленной в упругих деформациях. Эволюция структурного состояния этих областей позволяет их рассматривать как участки квазипластического деформирования, течение которых формируется в большей мере за счет вращения мелких зерен при образовании микросдвигов по их границам. Оба этих процесса вносят существенный вклад в формирование структурных неоднородностей породы в ближней окрестности разлома — *теле разлома* [Ребецкий, 2005, 2006].

Другим важным следствием структурных изменений пород в теле разлома (милонитизации пород) является их повышенная способность к твердотельным фазовым превращениям. Дело в том, что, начиная с некоторого размера (меньше миллиметра), дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов. Резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем, так как высока дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз [Поспелов, 1972]. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Влияние девиаторных напряжений на метаморфические преобразования закреплено в термине «стресс-метаморфизм». Понимая то, что сами по себе девиаторные напряжения не являются решающим фактором рассматриваемого явления, этот термин, вероятно, можно заменить на термин: *метаморфизм диспергированных горных пород* в условиях пластического течения [Ениколопян, 1987].

Можно утверждать, что тело разлома обладает способностью подстраиваться под любой механизм диссипации механической энергии. Области хрупкого разрушения в теле разлома представляют собой островки низкого уровня милонитизации — упрочнения (предельная прочность

разлома) в окружении зон ультрамилонитов, которые идентифицируются как участки, способные к квазипластическому течению даже в условиях высокого уровня эффективного давления. Внутри разломных зон всегда имеются участки повышенной дилатансии, развивающейся при пониженном уровне давления, и зоны компакции, являющиеся индикатором повышения давления. Отмечу, что упрочненная милонитовая часть тела разлома в процессе своей эволюции проходила стадию разупрочнения и повышенной деформационной податливости, связанной с появлением крупно-раздробленной структуры.

Начальная фаза формирования разлома состоит в проникновении мантийных флюидов в нижнюю и среднюю кору [Летников, 1992], инициации структурно — метаморфических преобразований, снижающих прочность пород и приводящих к интенсивному локальному пластическому и квазипластическому течению на макроскопическом уровне. Постепенно продвигаясь к поверхности коры, флюиды создают условия к подобным изменениям в локальных зонах верхней коры, для которых эти преобразования через некоторое время становятся инициатором хрупкого разрушения макро- и мегаскопического уровня (от сублокального — первые десятки метров до регионального — сотни километров).

Геомеханический базис изучения разрывов и трещин

Широкое привлечение в изучении механизмов формирования разрывов результатов экспериментальной геомеханики [Mogi, 1964; Byerlee, 1968, 1978; Ставрогин, Протосеня, 1979, 1992], а также использование современного аппарата механики трещин [Панасюк, 1968; Оберт, 1976] уже в 70-80-х годах прошлого века позволило понять основные факторы, определяющие закономерности развития трещин и разрывов. Результаты этих экспериментов не сразу были восприняты геологами и фактически нашли применение в тектонофизических методах исследования уже в *постгзовскую эпоху* развития тектонофизики.

Кулоновы напряжения. В этих экспериментах [Terzaghi, 1943; Rutter, Newmann, 1995] установлена определяющая роль флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород и его влияние на уровень девиаторных напряжений, которые порода способна выдержать без хрупкого разрушения. Критерием хрупкого разрушения является критерий Кулона, учитывающий влияние давления флюида.

Установлено, что при достижении определенного соотношения между девиаторными напряжениями и эффективным давлением в горных породах верхней и средней коры имеет место ***катакластическое течение*** пород за счет трещин макро- и мегаскопических размеров (в геомеханике — псевдопластичность), подобное пластическому. С позиции механики наилучшими моделями среды, отвечающими псевдопластическим деформациям трещиноватых пород, являются пластические тела Кулона — Мора, Друккер — Прагера, которые определяют в качестве критического соотношение между шаровой (давление) и девиаторной компонентами тензора напряжений.

Катакластическое течение проявляется не только как мгновенная реакция пород на закритическую нагрузку в виде формирования необратимых трещинных деформаций, но и как медленно формирующаяся — ползучая деформация (ползучесть *мех.*), выражающаяся в увеличении необратимых деформаций во времени за счет уменьшения внутреннего сцепления пород (длительная прочность). Особенностью катакластической ползучести является зависимость ее эффективной вязкости от ***кулоновых напряжений*** и, как следствие, невозможность полной релаксации (снижения уровня) девиаторных напряжений.

Здесь следует напомнить, что в работах М.В. Гзовского основными моделями среды являлись модели упругого и вязкого тела, а также модель хрупкого разрушения пород по Кулону — Навье, часто называемая законом Кулона — Мора (предтеча закона Байерли для кристаллических горных пород). При этом отсутствовали представления об истинно пластическом и псевдопластическом — катакластическом поведении трещиноватых горных пород. Отмечу также, что установленные геомеханиками закономерности не противоречили многим положениям, лежавшим в основе тектонофизических исследований середины прошлого века. Так, в частности, метод сопряженных пар сколов М.В. Гзовского прямо использовал положение о расположении оси максмального сжатия в створе острого угла между парой трещин. Но при этом при формулировании геологических критериев сейсмичности Михаил Владимирович писал о максимальных касательных напряжениях, а не о кулоновых напряжениях как факторе, уровень которого определяет опасность возникновения разрушения породы (массива).

Характерно, что до сих пор этого правильного понимания нет у большинства геологов, сейсмологов и геофизиков.Часто можно услышать, что повышение уровня касательных напряжений (иногда говорят просто — напряжений) ведет к увеличению опасности разрушения. Это большое

заблуждение [Ребецкий, 2003; 2007]. Так происходит в металлах в конструкциях, хрупкая прочность или предел упругости которых зависит только от уровня девиаторных напряжений (в первом приближении – от максимальных касательных напряжений). Хрупкая прочность пород определяется соотношением между уровнем касательных напряжений (τ_n) на будущей плоскости разрыва и нормальными напряжениям (σ_{nn}), совместно определяющими достижения уровня внутренней прочности спошного участка породы в масссиве:

$$\tau_{Cu} = \tau_n + k_f \sigma_{nn} \le \tau_f \text{ при } \sigma_{nn} \le 0 . \quad (2)$$

Здесь τ_f и k_f — соответственно ***внутренняя прочность сцепления*** и коэффициент ***внутреннего трения***, значения которых совместно определяют уровень кулоновых напряжений τ_{Cu}. Следует иметь в виду, что оба этих параметра определяют прочность, при этом буквально не следует понимать, что $k_f \sigma_{nn}$ — есть напряжение сопротивления трения на формирующемся разрыве (здесь и далее напряжения сжатия отрицательные, как в классической механике). Коэффициент внутреннего трения определяет угол с горизонтальной осью для касательной к внешней огибающей на моровской плоскости (штрих-пунктир на рис. 4). Как видно из рис. 4 (см. параметры штрих-пунктирной линии в точке А), оба эти параметра являются функциями напряженного состояния $\tau_f(\sigma_{nn})$, $k_f(\sigma_{nn})$.

Предельное соотношение (2) можно представить через два других параметра, которые имеют физический смыл, отвечающий их названиям: $\tau_c(\sigma_{nn})$ и k_c = const — ***прочность сцепления поверхностей*** и ***коэффициент поверхностного статического трения*** на разрыве (сплошая тонкая линия на рис. 4). Эти параметры на моровской плоскости определяются согласно рис. 4. В инженерной геомеханике — геотехника [Hoek, Brown, 1997] разработаны приборы для оценки поверхностного трения. В настоящее время возможность оценки кулоновых напряжений на разрывах является важным элементом геомехнической и тектонофизической оценки их опасности [Ребецкий и Кузиков, 2016].

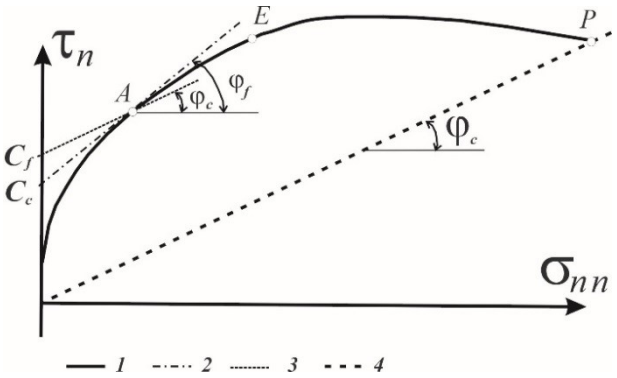


Рис. 4. Геометрия параметров, определяющих прочность массива на диаграмме Мора:
1 — нелинейная зависимость предела прочности массива (касательные напряжения в плоскости формирующегося разрушения) от нормальных напряжений σ_{nn}; *2* — касательная к пределу прочности в точке ***A***, определяющая для этих нормальных напряжений угол внутреннего трения φ_f (k_f = tg φ_f) и прочность внутреннего сцепления $C_f = \tau_f$; *3* — линия, определяющая предельное состояние в точке ***A*** при постоянном угле поверхностного трения φ_c = arctan k_c (линия 4) и прочности поверхностного сцепления $C_c = \tau_c$ в этой же точке; *4* — линия минимального сопротивления скольжению для плоского разреза образца породы с углом поверхностного трения φ_c. Пояснения в тексте

Fig. 4. Geometry parameters determining the strength of the array on the Mohr diagram: *1* — nonlinear dependence of strength of the array (the shear stresses in the plane of the emerging destruction) of normal stresses σ_{nn}; *2* — oblecque to the ultimate strength at point ***A***, determines for these normal stresses the angle of internal friction φ_f (k_f = tg φ_f) and the internal strength of coupling ; *3* — a line defining the ultimate state at point ***A*** at a constant angle of surface friction φ_c = arctan k_c (line 4) and strength of surface adhesion at the same point $C_c = \tau_c$; *4* — minimum slip resistance line for a flat cut of a rock sample with a surface friction angle φ_c. Explanations in the text

Из-за нелинейного вида предельной огибающей (рис. 4) с ростом напряжений происходит увеличение не только касательных, но и нормальных напряжений. При этом параметры внутренней прочности (τ_f, k_f) меняются сложным образом (сцепление растет, трение падает). В какой-то момент (точка *E*) при росте напряжений уровень кулоновых напряжений (τ_{Cu}) начинает снижаться. Если оперировать параметрами поверхностного трения и поверхностного сцепления, то с этого момента понижается прочность поверхностного сцепления τ_c (рис. 4, см. параметры пунктирной линии в точке *A*). В конце концов прочность сцепления падает до нуля (точка *P*), но при этом силы трения становятся такими большими, что касательные напряжения их не могут преодолеть. Хрупкое разрушение становится невозможным и дальнейшая диссипация механической энергии в горном массиве может осуществляться только за счет пластических деформаций на уровне зерен и кристаллов.

Полоса хрупкого разрушения на моровской плоскости. В геомеханике, связанной с решением проблем геодинамики и физики очага землетрясения, считается, что ***закон Байерли*** [Byerlee, 1978], полученный из экспериментов на образцах горных пород, можно рассматривать как предел усредненной прочности трещиноватых массивов. Это обосновывается тем фактом, что в экспериментах использовались образцы трех типов: целые образцы без видимых дефектов прочности; образцы с предварительно созданными деффектами прочности; разрезанные на две части образцы, объединенные потом вновь в мягкой свинцовой оболочке. Предел прочности по Байерли представляет собой ломаную линию, проходящую через середину облака экспериментальных точек в моровской плоскости (рис. 5). Поскольку предел хрупкой прочности зависит от уровня давления флюида в трещинно-поровом пространстве пород, то в выражениях (2) вместо нормальных напряжений и изотропного давления использовались эффективные напряжения (σ^*_{nn}) и давление соответственно. Если воспользоваться принципом Терцаги [Terzaghi, 1943], то можно в законе Байерли [Byerlee, 1978] от обычных напряжений перейти к эффективным, при этом сама форма закона Байерли остается неизменной [Govers et al., 1992]. Ниже мы запишем выражение (2) в этой более общей форме:

$$\tau_{Cu} = \tau_n + k_f \sigma^*_{nn} \le \tau_f . \tag{3}$$

Оно отличается от закона Кулона — Навье конкретными занчениями параметров прочности, полученной им на основе обощения множества эксперментов на кристаллических горных породах.

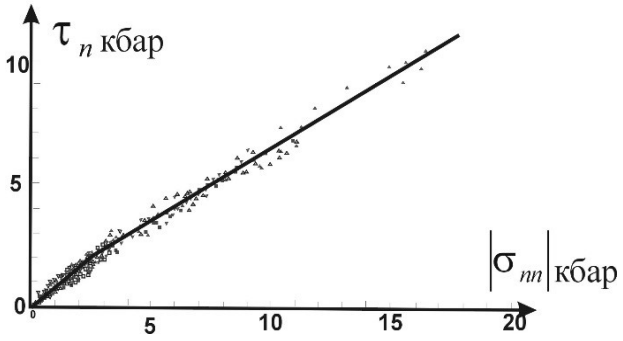


Рис. 5. Результаты лабораторных экспериментов по исследованию роли трения при разрушении горных пород при высоком давлении [Byerlee, 1978]. Сплошная линия — аппроксимация результатов наблюдений, выполненная Байерли.

Fig. 5. Results of laboratory experiments on the role of friction in the destruction of rocks at high pressure [Byerlee, 1978]. Solid line-an approximation of the observations made by Byerlee

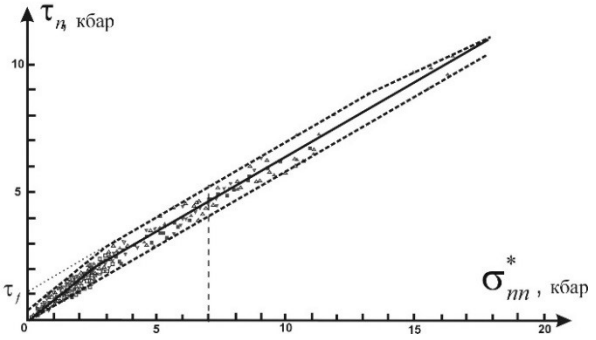


Рис 6. Результаты лабораторных экспериментов по исследованию роли трения при разрушении образцов горных пород при высоком давлении [Byerlee, 1978] с дополнениями в виде предельных линий внутренней прочности и минимального поверхностного сопротивления.

Fig. 6. Results of laboratory experiments on the role of friction in the destruction of rock samples at high pressure [Byerlee, 1978] with additions in the form of limit lines of internal strength and minimum surface resistance

Как показано в работах [Reches, 1983, 1987; Angelier, 1989; Ребецкий, 2001, 2003б, 2005, 2009], результаты экспериментов, обобщенные Байерли, можно использовать в прямом их виде. При этом нижняя граница облака экспериментальных точек, выходящая из начала координат моровской области, характеризует минимальное сопротивление сухого трения, а верхняя — предел хрупкой прочности целых образцов горных пород:

$$\tau_n + k_c \sigma^*_{nn} = 0 , \; \tau_n + k_f \sigma^*_{nn} = \tau_f . \tag{4}$$

Таким образом, область между этими двумя линиями определяет напряженные состояния на плоскостях как вновь образующихся трещин (точка на линиии предела прочности), так и на плоскостях ранее существоваших и вновь активизирующихся трещин. Эта зона

$$-k_c \sigma^*_{nn} \le \tau_n \le \tau_f - k_f \sigma^*_{nn} \tag{5}$$

может именоваться ***полосой хрупкого разрушения***.

В работе Ж. Анжелье [Angelier, 1989] было предложено использовать полосу хрупого разрушения для определения величин напряжений в процессе тектонофизической инверсии напряжений. При этом параметры этих линий брались в соответствии с результатами экспериментов на образцах, обобщенных Байерли. В работах [Ребецкий, 2003а, б] было предложено в рамках тектонофизической инверсии по алгоритму метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) использовать лишь форму полосы хрупкого разрушения в виде двух параллельных линий ($\boldsymbol{k_c} = \boldsymbol{k_f}$):

$$-k_c\sigma_{nn}^{*} \le \tau_n \le \tau_c - k_c\sigma_{nn}^{*}, \qquad (6)$$

а угол их наклона и, что самое главное, величину прочности сцепления ($\boldsymbol{\tau}_c$) считать неизвестными, требующими дополнительных данных для их определения (рис. 6). Дальнейшие исследования показали, что коэффициент трения для различных сейсмоактивных регионов изменялся в достаточно узких пределах, что позволяло считать его постоянным, равным 0.5–0.6. Для пород осадочных бассейнов значение этого коэффициента может изменяться в более широких пределах 0.4–0.8.

Отказ от прямого использования данных о прочности малых образцов и необходимость определения прочности сцепления массива обосновывалась тем фактом, что для каждого иерархического уровня реконструированных напряжений (разный масштаб усреднения) должна существовать своя эффективная прочность сцепления [Ребецкий, 2007]. Ее значение определяется плотностью трещиноватости массива. Так, если для инверсии напряжений используются трещины протяженностью в сотни метров до 1 км (магнитуды землетрясений менее 2–4), то для напряжений, полученных из их инверсии, разрушению массива будет отвечать разрыв протяженностью 10 км (землетрясение с магнитудой 6). Поскольку формирование такого разрыва обязательно будет включать в себя уже существующие трещины, то эффективная прочность сцепления в таком масштабе будет существенно отличаться от прочности образцов горных пород размером в 5–10 см.

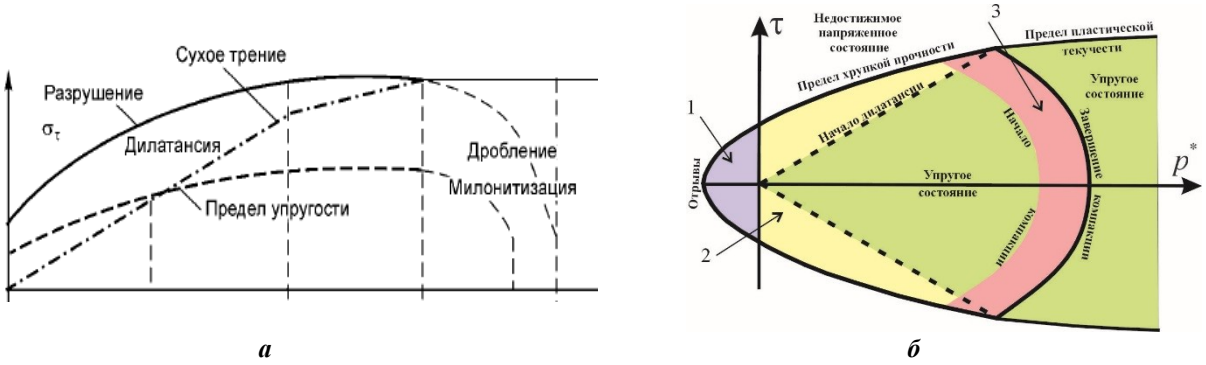
Зоны дилатансии и компакции пород. Понятие ***дилатансии породы*** возникло в конце XIX века после экспериментов с песками [Reynolds, 1885]. Под эффектом дилатансии понимается неупругое изменение объема дефомируемой среды. В приложении к проблемам псевдопластического деформирования горных пород В.Н. Николаевский в работах [1967, 1971, 1972] создал теорию расчета, учитывающую дилатансионное изменение объема. Его работы не только появились несколько раньше известных работ Дж. Райса и Дж. Рудницкого [Rice, 1973, 1977; Rudnicki, Rice, 1975], но и созданная им теория были более общей.

Замечу, что в механике существует термин «***упругая дилатация***», определяющий упругое изменение объема. При этом нет различия в английском переводе этих двух терминов.

Вероятно, В.Н. Николаевским впервые была применена диаграмма Мора (рис. 7, *а*) в анализе процесса хрупкого разрушения в земной коре с фактическим выделением на ней зоны дилатансии пород [Николаевский, 1979, 1980, 1996], которая совпадает с положением полосы хрупкого разрушения, предложенной в работах [Ребецкий, 2003а, б, 2007]. Позднее в работе [Николаевский, 2006] он внес на эту диаграмму и области дробления и милонитизации — ***зоны компакции*** (см. например, [Стефанов, 2002, 2005, 2008, 2010]). Если при дилатансии наблюдается увеличение объема за счет формирования неупругих деформаций, то при компакции происходит неупругое уплотнение породы.

Замечу, что так же, как для массивов горных пород, нельзя использовать результаты лабораторных экспериментов при определении параметров прочности для участка моровской области с зоной дилатансии, также этого нельзя делать и для участка с зоной компакции. Это связано с разным масштабом дефектов, определяющих параметры прочности породного массива и образца породы. Алгоритм МКА [Ребецкий, 2007] в приложении к сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений позволяет оценивать эффективную прочность массивов горных пород ($\boldsymbol{\tau}_c$) в масштабе реконструированных данных о напряжениях региона. Практические работы по тектонофизической инверсии напряжений по сейсмологическим данным пока не давали повода усомниться в гипотезе о попадании очагов землетрясений в полосу дилатансии.

Другое дело, когда инверсия напряжений выполняется по геологическим индикаторам разрывных деформаций — зеркалам скольжения [Ребецкий и др., 2017]. Здесь нельзя отрицать возможного факта расположения трещины на моровской области в зоне компакции. Такие трещины, вероятно, чем-то отличаются от трещин, возникающих в зоне дилатансии, но этот вопрос пока не исследован. В своих работах В.Н. Николаевский [1983, 1996] высказывал предположения, что в этих структурах должны быть милониты и ультрамилониты.



а *б*

Рис. 7. Коровые напряженные состояния на диаграмме Мора:
а — по работе В.Н. Николаевского [2006] (рисунок приведен без изменений); ***б*** — тектонофизические представления о напряженных состояниях в коре [Ребецкий, 2008а]

Fig. 7. Crustal stress States on the Mohr diagram:
a — according to V.N. Nikolaevsky [2006] (the figure is given without changes); ***b*** — tectonophysical representations of stress States in the crust [Rebetsky, 2008a]

Исследования Л.М. Расцветаева [1987] показывают, что в массивах наблюдается сочетание структур чисто компакционного типа и трещин скалывания. Возможно, это имеет место именно для тех случаев, когда отвечающее им напряженное состояние попадает в зону компакции. Точно так же и для трещин отрыва, сочетающихся с трещинами скалывания в обстановке низкого уровня обжатия, это происходит для напряженных состояний, попадающих в зону дилатансии (рис. 8, *а*).

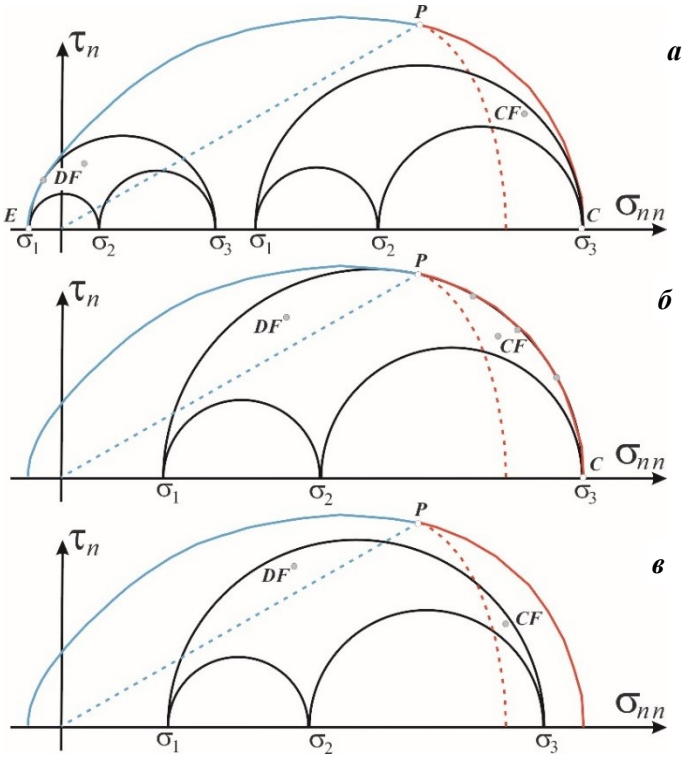


Рис. 8. Зоны дилатансии и компакции на моровской области для четырех разных случаев напряженных состояний (большие и малые круги Мора): пунктирные синяя и красные линии определяют начало хрупкого разрушения для трещин скалывания (минимальное сопротивление поверхностного трения) и начало компакции соответственно; сплошные синяя и красная линии определяют соответственно предел хрупкой прочности и предельную огибающую зоны компакции (после нее компакция прекращается и порода вновь переходит в упругое состояние). Точки *E* и *C* отвечают напряженным состояниям для идеальных структур растяжения (отрыва) и компакции (милонитизации), нормали к которым совпадают с напряжением минимального сжатия (растяжения) и максимального сжатия соответственно; точки *CD* и *CF* отвечают напряженным состояниям трещин сдвига в дилатансионной и в компакционной областях соответственно

Fig. 8. Zones of dilatancy and compaction in the Mohr's region for four different cases of stress states (large and small Mohr's circles): dotted blue and red lines determine the beginning of brittle fracture for slip cracks (minimum resistance of surface friction) and the beginning of compaction, respectively; solid blue and red lines determine, respectively, the brittle strength limit and the limiting envelope of the compaction zone (after it, compaction stops and the rock reverts to the elastic state). Points *E* and *C* answer tense conditions for perfect structures of tension (separation) and of compaction (mylonitization), the normal to which coincides with the minimum voltage compression (tension) and maximum grip respectively; points *CD* and *CF* meet the strenuous conditions of the cracked shear dilatancy and compactional regions, respectively

Можно допустить наличие такого напряженного состояния, которое будет сочетать структуры сдвига со сжатием и сдвига с растяжением (рис. 8, *в*), а также эти структры вместе с чисто компакционной структурой, нормаль к которой совпадает с осью главного напряжения наибольшего сжатия (рис. 8, *б*). Из данных рис. 8 следует, что в одном напряженном состоянии невозможно одновременно получить чистые структуры растяжения — отрывы и сжатия. В случаях, представленных на рис. 8, трещины скалывания с растяжением и сжатием, не попадающие на предельные огибающие, возникают как реактивация старых дефектов с пределом сцепления, меньшим максимального значения (τ_c). Если для трещины, имеющей такую же ориентировку, прочность сцепления больше необходимого значения, то реактивации скола не произойдет. Это замечание также относится и к структурам компакции со сдвигом и без для участка диаграммы правее начала компакции. Если прочность заполнителя межзернового пространства достаточно велика, то уплотнение может и не начаться в данной точке.

В настоящее время в тектонофизике еще не появились подходы по оценке параметров прочности, отвечающих за компакционный процесс не в масшабе образцов, а в масштабе массивов. Здесь мы пока находимся на стадии наблюдения за фактическим материалом и сопоставления его с выводами из геомеханического эксперимента.

Геотехника в описании механических свойств массивов. В работах иркутских тектонофизиков с самого начала создание этой школы С.И. Шерманым ставилась задача изучения структуры и геодинамики разломов в природном их состоянии [Шерман, 1966; Шерман и др., 1991; Семинский, 2003]. В этих исследованиях выявлены важнейшие структурные закономерности трещиноватости разломных зон на разных стадиях их активности, которые были дополнительно исследованы в лабораторном тектонофизическом моделировании [Борняков, 1980, 1981, 1988; Семинский, 1986]. Выявлены линейные соотношения, связывающие протяженность разломов с глубиной их проникновения в кристаллическую кору и с шириной ОДВР. Все это было существенным продвижением для понимания коровых разломов в сравнении с периодом работ М.В. Гзовского. Однако сегодня этих исследований уже недостаточно. Необходимо сделать следующий шаг в тектонофизическом описании разломов.

Здесь опять мы должны посмотреть на современные достижения инженерных геомехаников, работающих в горном деле — *геотехнике*. За последние 30-40 лет ими получены выдающиеся практические результаты, позволяющие обеспечить безопасное проведение горных работ. Ключевым моментом в этих результатах является созданная система взглядов на проблему определения геомеханических свойств породного массива (см. статью этого сборника Д.В. Жирова). При этом решающим фактором таких определений являются данные геологических изысканий, дополненные лабораторными оценками прочности образцов. Исходными данными для оценки прочности и модулей упругости породного массива являются, с одной стороны, данные наблюдений за плотностью трещиноватости и качеством породы в геологическом обнажении, стенках туннелей и шахт, а также в керне скважин. С другой стороны, при расчетах крайне важную роль играют результаты геомеханических экспериментов по разрушению породы при одноосном сжатии и растяжении, а также оценки скорости акустических волн в образцах. Ниже даны примеры описания породы для геомеханических расчетов, полученные по результатам геологических изысканий и бурения в авторском тексте одного из таких отчетов:

1-й тип породы — Meta-conglomerate of fine-grained, laminated structure, weakly-fractured, durable, very dense, non- porous, low weathered, non-softened (zone of weakly violate rocky massif in structural units).

Dry soil density is 2.56 g/cm^3. Uniaxial Compression Strength (**UCS**) is 69.1 MPa; tensile strength is 16 MPa. Modulus of elasticity is 36000 MPa.

2-й тип породы — Meta-conglomerate of fine-grained, laminated structure, medium-fractured, durable, very dense, low porous, low weathered, non-softened (zone of fractured array due to tectonic discharge and weathering at periphery of structural units.

Dry soil density is 2.53 g/cm^3. Uniaxial compression strength is 51.8 MPa; tensile strength is –4.8 MPa. Modulus of elasticity is 27000 MPa.

3-й тип породы — Meta-conglomerate of fine-grained, laminated structure, heavily-fractured, of average durability, very dense, low porous, low weathered, non-softened (zone of inner-block structural violations).

Dry soil density is 2.38 g/cm^3. Uniaxial compression strength is 25.9 MPa; tensile strength is –2.4 MPa. Modulus of elasticity is 14000 MPa.

В табл. 1 перечислены основные параметры, используемые в геомеханическом расчете упругих и прочностных свойств породного массива.

Таблица 1
Table 1

Параметры породы. определяемые в геологических изысканиях

The parameters of the breed. defined in the geological survey

GSI geological stress index
Q' rock mass quality rating
RQD rock quality designation
Jn rating for number of joint sets
Jr rating for joint surface roughness
Ja rating for joint alteration, discontinuity filling
Jw rating for water softening, inflow and pressure effects
SRF rating for faulting, strength/stress ratios, squeezing, swelling

В табл. 2 приведены типичные параметры трех групп пород (прочные, слабо- и среднепрочные) согласно работе [Hoek, Brown, 1997].

Таблица 2
Table 2

Примеры упругих и прочностных свойств пород разного уровня трещинной раздробленности

Examples of elastic and strength properties of rocks of different levels of crack fragmentation

Typical properties for this very good quality hard rock mass may be as follows:

Intact rock strength	σ_{ci}	150 MPa
Hoek-Brown constant	m_i	25
Geological Strength Index	GSI	75
Friction angle	ϕ'	46°
Cohesive strength	c'	13 MPa
Rock mass compressive strength	σ_{cm}	64.8 MPa
Rock mass tensile strength	σ_{tm}	-0.9 MPa
Deformation modulus	E_m	42000 MPa
Poisson's ratio	ν	0.2

Typical properties for this average quality rock mass may be as follows:

Intact rock strength	σ_{ci}	80 MPa
Hoek-Brown constant	m_i	12
Geological Strength Index	GSI	50
Friction angle	ϕ'	33°
Cohesive strength	c'	3.5 MPa
Rock mass compressive strength	σ_{cm}	13 MPa
Rock mass tensile strength	σ_{tm}	-0.15
Deformation modulus	E_m	9000 MPa

Typical properties for this very poor quality rock mass may be as follows:

Intact rock strength	σ_{ci}	20 MPa
Hoek-Brown constant	m_i	8
Geological Strength Index	GSI	30
Friction angle	ϕ'	24°
Cohesive strength	c'	0.55 MPa
Rock mass compressive strength	σ_{cm}	1.7 MPa
Rock mass tensile strength	σ_{tm}	-0.01 MPa
Deformation modulus	E_m	1400 MPa

В работе [Priest, Hudson, 1976] была предложена формула для расчета показатель качества породы **RQD** на основе данных о числе трещин λ на погонный метр (данные скважин):

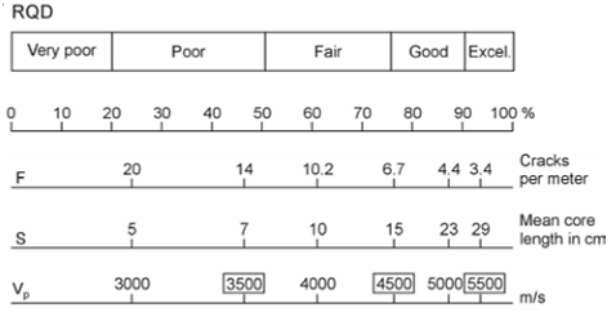
$$RQD^* = 100e^{-0.1\lambda}(1+0.1\lambda) \quad (7)$$

Этот показатель можно также оценить по табличным значениям (табл. 3).

Таблица 3
Table 3

Оценка показателя качества породы RQD [Sjogren et al. 1979]

Evaluation of the rqd breed quality indicator [Sjogren et al. One thousand nine hundred seventy nine]



Для определения неровности трещин (**Jr)** используются примеры, представленные на рис. 9 [Barton, Choubey, 1977]. Геологический индекс прочности **(GSI)** можно прямо оценить из рис. 10 на основе расстояния между трещинами (**Jc**) и качественной характеристики пород.

Следует иметь в виду, что теория оценки геомеханических параметров — это развивающееся направление, в котором существуют параллельные, постоянно совершенствующиеся подходы. Из-за этого для одного и того же массива можно разными методами получить оценки геомеханических параметров, которые при этом не должны диаметрально отличаться.

Поскольку горнопроходческие работы проводятся в разных условиях, как в практически малодефектных массивах-блоках, так и для ограничивающих их разломов, то накопленный в геотехнике опыт оценок геомеханических параметров следует использовать и в тектонофизике. Это позволит в столь важных для практиков геомеханических параметрах перейти от качественного к количественному описанию структуры разломов.

Таблица 4
Table 4

Рейтинг трещиноватости массива [Barton et al., 1974]

Array fracture rating [Barton et al., 1974]

2. Joint Set Number		J_n
A	Massive, no or few joints	0.5 – 1
B	One joint set	2
C	One joint set plus random joints	3
D	Two joint set	4
E	Two joint set plus random joints	6
F	Three joint set	9
G	Three joint set plus random joints	12
H	Four or more joint sets, heavily jointed	15
J	Crushed rock, earthlike	20

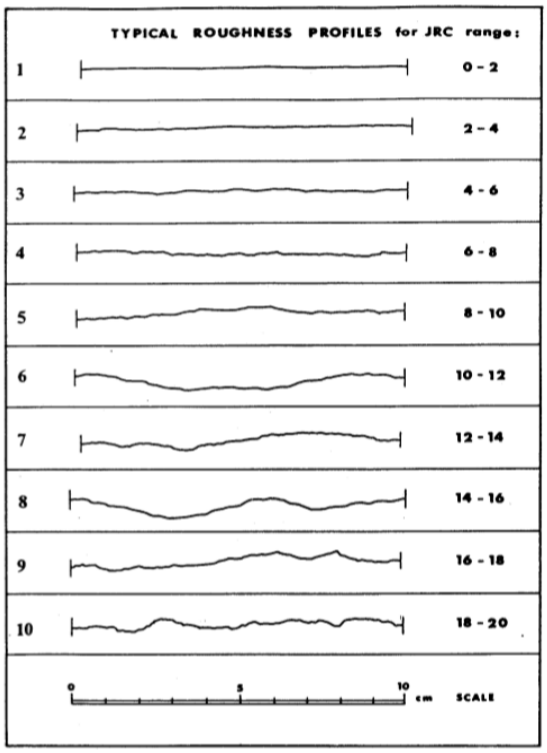


Рис. 9. Рэйтинг шероховатости трещин по [Barton, Choubey, 1977]

Fig. 9. A rating of the roughness of cracks by [Barton, Choubey, 1977]

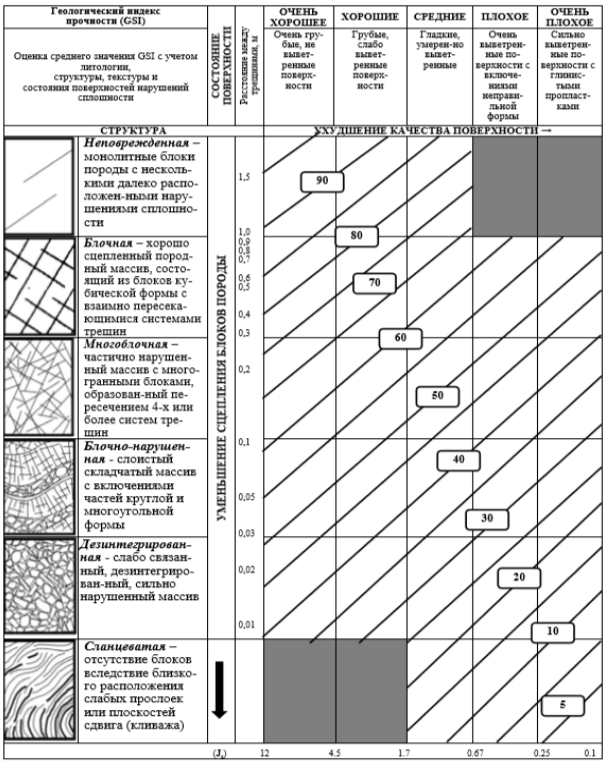


Рис. 10. Таблица определения геологического индекса прочности массива GSI [Barton, 1974]

Fig. 10. Table of determination of geological index of strength of GSI massif [Barton, 1974]

Морфология структур разрушения в глубине коры

Полученные в самое последнее время результаты тектонофизического изучения природных напряжений и тектонофизического моделирования структур континентальных орогенов вместе с результатами геомеханических экспериментов позволяют внести свой вклад в геофизические исследования строения коры и верхней мантии.

Предварительно следует отметить, что в верхней части коры (первые 10–15 км), где всестороннее давление еще недостаточно велико, ее деформационное поведение определяется особенностью разломно-блокового строения. Здесь вне зон разломов ползучесть в кристаллических породах практически отсутствует (диффузионная вязкость) из-за низкого уровня девиаторных напряжений, много меньших предела упругости (текучести). В зонах разломов ползучесть связана как с катакластическим течением, так и с регенерацией кристаллов и зерен вплоть до милонитового состава.

С глубиной плотность трещин растет, размер трещин уменьшается, а разломы из узких зон преобразуются в широкие области. Катакластическое течение в горно-складчатых орогенах захватывает большую часть средней коры В нижней коре литостатическое давление большое, и поэтому крупные трещины здесь не могут существовать длительное время. Катакластическое течение в нижней коре осуществляется в основном за счет межзерновых поверхностей скольжения, большой вклад в пластическое и вязкое течение вносит регенерация зерен и кристаллов, подобная той, что имеет место в зонах разломов в верхней коре. Повышение температуры и повышенное флюидное давление способно в отдельных участках запускать здесь механизмы рекристаллизационной пластичности [Mercier, 1980].

О геомеханической роли границы М. В известной серии работ В.Н. Николаевского второй половины 70-х — начала 80-х годов прошлого века геомеханика внесла существенный вклад в развитие представлений о деформационных свойствах пород литосферы [Николаевский, 1979, 1983; Николаевский, Шаров, 1985]. Интерпретируя результаты экспериментов при температурах 500–600 град. и давлениях 10–15 кбар, показавших закрытие в породе трещин, в данных работах было предложено рассматривать подошву коры как границу смены упруго-хрупкого поведения пород на упругопластическое, в котором необратимые деформации возникают за счет смещения дислокаций, дробления и скольжения вдоль границ зерен.

В сухих условиях прочность — предельный уровень девиаторных напряжений в породах определялся бы уровнем литостатического давления, создающего в этих условиях повышенные значения сил трения на поверхности трещин. В реальных условиях коры прочность трещиноватых массивов хоть и превышает прочность внутреннего сцепления (иногда в несколько раз), но давление флюида в трещинно-поровом пространстве снижает роль литостатического давления пород. В подкоровой литосфере вода находится в минеральном составе пород в основном в виде гидроксильной группы, но здесь имеет место механизм истинной пластичности и поэтому уровень девиаторных напряжений прямо определяется пределом текучести. Таким образом, граница *М* является границей смены механического поведения пород и границей смены минерального состава литосферы, определяемого переходом от кислых и промежуточных пород к основным.

Вероятно, впервые В.Н. Николаевский с позиции геомеханики попытался объяснить выделенные в конце семидесятых годов волноводы в средней коре, а также листрические разломы [Suess, 1909], выполаживающиеся на разных уровнях (граница *М*, волноводы) [Огаринов, 1974; Павленкова, 2000]. Считается, что нижняя кромка листрических разломов, подходящая к границе *М,* является зоной глобального горизонтального срыва — detachment faults (см. например, [Юдахин, 2003]). Фактические данные о свойствах и состоянии породы, выведенной с глубин *М* на поверхность, показывают, что они всегда оказывались представленными тектоническими брекчиями и милонитами, отделяющими хрупкую часть земной коры от мантии, деформированной пластически.

Опираясь на данные лабораторного эксперимента и результаты геофизического профилирования коры, работ В.Н. Николаевский высказал гипотезу, что в верхней коре в разломах преобладают субвертикальные трещины (фактически трещины отрыва, вызванные эффектом раскалывания), которые выполаживаются в средней коре (рис. 11, *а*). При этом он полагал, что тектонические напряжения максимального сжатия вблизи кровли коры субвертикальны. Выполаживание разломов с глубиной ближе к средней коре он объяснял увеличением бокового — горизонтального обжатия, которому в эксперименте отвечали сдвиговые трещины, составляющие с осевым сжатием углы 25–40°. Следующий уровень еще большего выполаживания разломов, происходящий по мере приближения к кровле средней коры

и к подошве коры, связывался с изменением ориентации напряжений максимального сжатия на субгоризонтальное [Николаевский, Шаров, 1985]. Подобные взгляды для интерпретации сейсмических профилей использовались также в работах [Пучков, Светлакова, 1993; Пучков, 2000].

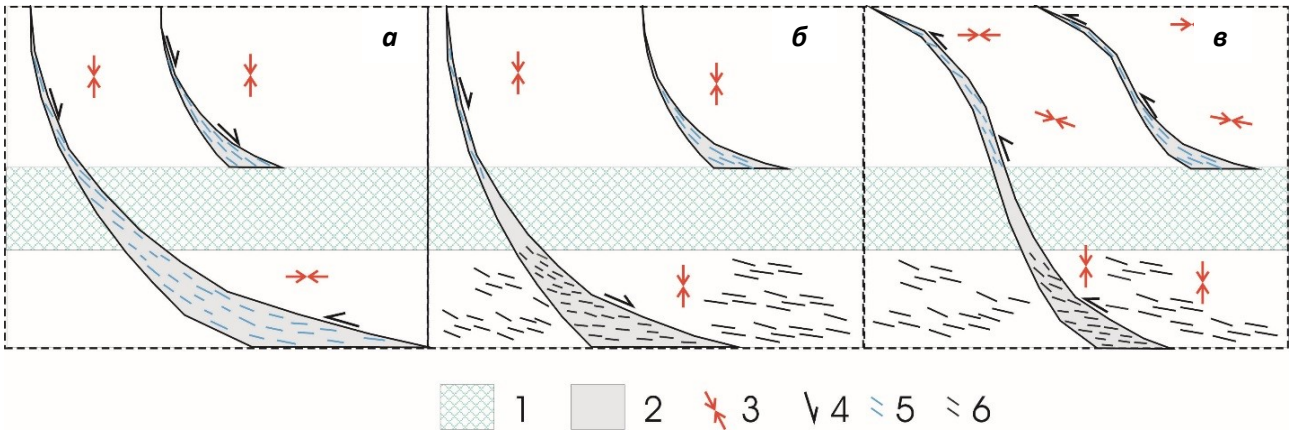


Рис. 11. Взаимосвязь напряженного состояния и положения в коре листрических разломов и отражающих площадок:
а — по В.Н. Николаевскому [Николаевский, Шаров, 1985]; *б*, *в* — по современным тектонофизическим представлениям, излагаемым в настоящей работе, для режимов горизонтального растяжения (*а*) и сжатия (*б*); *1* — волновод; *2* — зона листрического разлома; *3* — оси максимального сжатия; *4* — направления сдвигания; *5* — полосы локализации сдвигов дилатансии; *6* — полосы локализации сдвигов компакции

Fig. 11. The relationship of the stress state and position in the crust of lystric faults and reflecting sites:
a — according to V.N. Nikolaevsky [Nikolaevsky, Sharov, 1985]; *b*, *в* — according to modern tectonophysical concepts set forth in this paper, for the regimes of (*a*) horizontal stretching and (*b*) horizontal compression; *1* — waveguide; *2* — historical fault zone; *3* — maximum compression axes; *4* — shear directions; *5* — dilatancy shear localization bands; *6* — compaction shear localization bands

Отсюда следует, что в верхней части коры для режима горизонтального растяжения (рис. 11, *б*) разломы действительно могут иметь достаточно крутое погружение, иногда близкое к субвертикальному (углы погружения около 80–90°). Именно это отмечалось в работе [Николаевский, Шаров, 1985]. С другой стороны, при режиме горизонтального сжатия геоморфологические параметры разломных зон должны отличаться от рассмотренных В.Н. Николаевским (рис. 11, *в*). В самой верхней части из-за снижения уровня вертикальных напряжений разломы должны выполаживаться, что и наблюдается для разломов, полого погружающихся под хребты [Еманов и др., 2005, 2010].

Получаемые в последние 20 лет экспериментальные данные по разрушению горных пород при высоких давлениях дают возможность предложить иную их интерпретацию. В частности, из геомеханического эксперимента [Chemenda et al., 2007, 2011] следует, что с увеличением обжатия образцов угол внутреннего трения, определяющий положение площадки скалывания по отношению к осевому давлению, постепенно снижается. Это определяет изменение ориентации сколовых трещин по отношению к осевому давлению (рис. 12).

Геомеханические эксперименты, например [Chemenda, 2007, 2011; Chemenda et al., 2014], также показали наличие на диаграмме Мора не только областей дилатансии, где имеет место необратимый сдвиг и увеличение объема, но и компакции (см. рис. 7). Компакция в экспериментах происходит при очень высоком осевом давлении, осуществляемом в условиях жесткого бокового закрепления образцов. В этом случае начинает происходить дробление выступов зерен и уплотнение породы за счет их поворотов и перемещений. При этом в возникающие полосы компакции похожи на полосы дилатансии с той разницей, что они представляют собой уплотнения, а не разуплотнения. Эти полосы могут возникать в разных условиях, т.е. при разном сочетании уровня всестороннего сжатия и сдвиговых напряжений. В этом случае их наклон по отношению к осевому давлению в образце различный. При высоком уровне стресса (девиаторных напряжений) наклон полос компакции может достигать 50–60°, а при малом — 80–90° (субортогонален осевому давлению).

С глубиной от действия массовых сил увеличивается не только уровень вертикального сжатия P_V, но и уровень горизонтального обжатия пород P_H. При этом их отношение P_H/P_V возрастает. В таких условиях согласно экспериментам [Chemenda, 2007, 2011] должно происходить постепенное

уменьшение угла наклона трещин и разломов. При этом хрупкие сдвиги, сопровождающиеся дилатансионным механизмом (разуплотнением), не могут отклоняться от оси максимального сжатия на углы, большие 35–45°. Таких углов наклона достаточно для формирования листрического вида разлома вблизи волновода. Для нижней коры, породы которой находятся в милонитовом состоянии, сдвиги порождают уплотнение. Поэтому здесь возникают полосы компакции, нормали которых могут отклоняться от направления оси максимального сжатия на углы 10–30° (см. рис. 11, *б*, *в*). При P_V/P_H, близком к единице, уровень девиаторных напряжений снижается и в коре волноводов не возникает крупных разрывов, способных инициировать значимые землетрясения (разрывы более 100–300 м).

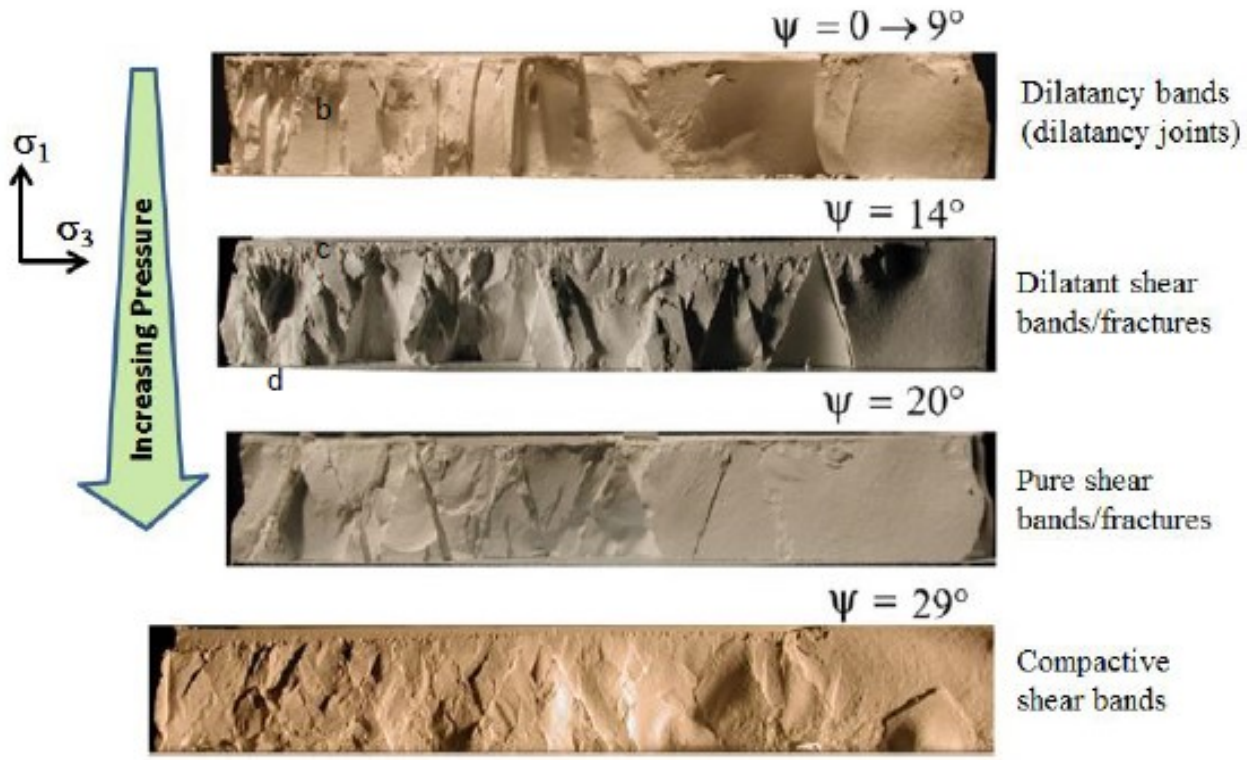


Рис. 12. Результаты экспериментов А.И. Шеменды по хрупкому разрушению искусственного камня в условиях увеличивающегося обжатия (рисунок из работы [Chemenda et al., 2011], σ_1 — наибольшее сжатие)

Fig. 12. The results of A.I. Shemend's experiments on brittle fracture of artificial stone under conditions of increasing compression (figure from [Chemenda et al., 2011] — greatest compression)

В верхней части коры горных поднятий, где имеет место режим горизонтального сжатия, изменение углов погружения разломов можно связывать с изменяющимся соотношением между меньшим вертикальным и большим горизонтальным сжатием P_V/P_H ($\rightarrow$1). Это может объяснить наблюдаемое постепенное увеличение углов погружения разломов под хребты (см. рис. 11, *в*). In situ данные (рис. 13) и наши расчеты изменения соотношения P_V/P_H в областях поднятий, сопровождающихся эрозией [Ребецкий, 2008а, б], показывают, что уже на глубинах 3–5 км происходит выравнивание вертикальных и горизонтальных напряжений. Вероятно, до глубин 8–10 км может иметь место состояние, близкое к изотропному. Далее, еще глубже, происходит смена геодинамического типа напряженного состояния от горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение (максимальное сжатие субвертикально). Начиная с глубин средней коры напряженное состояние и разрывная структура областей поднятия будет схожа с областями горизонтального растяжения (см. рис. 11, *б*).

Таким образом, изменения ориентации осей максимального сжатия на 15–30º в зонах горизонтального растяжения и сжатия вместе с изменением с глубиной ориентации дилатансионных сколов по отношению к оси активного деформирующего усилия способны объяснить выделяемые в геофизических исследованиях разломы листрического типа.

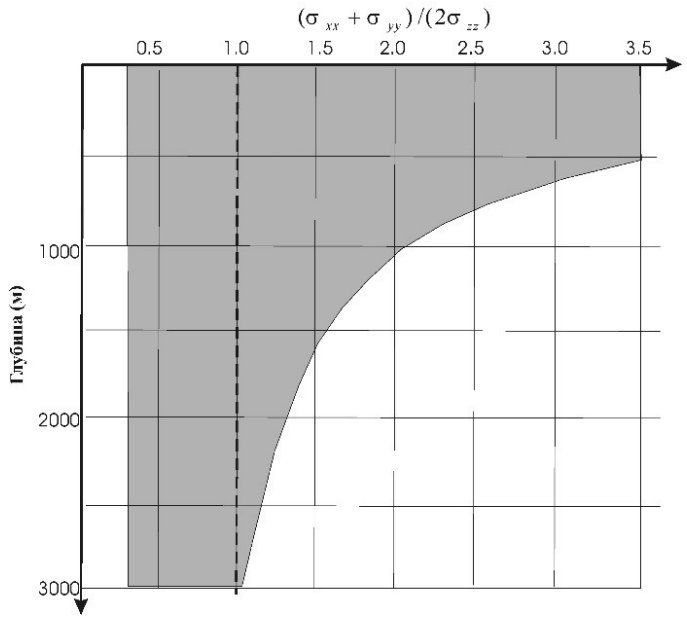


Рис. 13. Соотношение вертикальных и горизонтальных сжимающих напряжений в глубине поднятий. Рисунок из работы [Brady, Bzown, 2004] с изменениями

Fig. 13. The ratio of vertical and horizontal compressive stresses in the depth of elevations. Figure from [Brady, Brown, 2004] with changes

Об изменениях напряженного состояния в глубине коры. Гипотеза В.Н. Николаевского об ориентации осей главных напряжений в коре уже в момент ее выдвижения расходилась с известными данными in situ измерений напряжений в коре [Марков, 1980, 1985]. В этих работах показано, что геодинамический тип напряженного состояния связан с характером движения поверхности. В областях воздымания (горные поднятия) и длительной денудации (щиты) в большем числе случае (> 65 % замеров) имеет место режим горизонтального сжатия. Наоборот, в коре активных прогибов (осадочные бассейны) и плитах, как правило, (> 65 % замеров) имеет место горизонтальное растяжение. Если в зонах разной интенсивности прогибов режим напряженного состояния с глубиной не изменяется, то в областях поднятий с глубиной горизонтальное сжатие постепенно снижается и уже на глубинах порядка 3–5 км почти сопоставимо с величиной вертикальных сжимающих напряжений.

В работах [Ребецкий, 2008а, б] вслед за [Voigth, Pierre, 1974; Гудман, 1982] было обращено внимание на тот факт, что горизонтальное сжатие в верхней коре может быть связано не с давлением «Индийской плиты», а с эрозионно-денудационными процессами, которые приводят к выходу к поверхности пород, испытавших закритическое состояние в глубине, в результате чего возникают дополнительные напряжения горизонтального сжатия — остаточные напряжения гравитационного напряженного состояния. Это дополнительное сжатие в большей части сохраняется и при выходе породы ближе к поверхности. Применительно к проблемам напряжений в рудниках Кольского п-ова было показано, что уровень денудации поверхности около 2, 5 и 11 км, который здесь имел место за времена соответственно 50–150–250 млн лет, вполне может объяснять надлитостатический уровень напряжений горизонтального сжатия в 50–150 бар [Ребецкий и др., 2017].

Заметим, что, сделав этот вывод, нельзя отрицать возможность изменения с глубиной, геодинамического типа напряженного состояния. Как показано в работе [Brady, Bzown, 2004], обобщающей большое число in situ измерений в горных выработках, в областях поднятий на глубине около 3 км происходит изменение соотношения между вертикальными и горизонтальными напряжениями (см. рис. 13). Если в верхней части разреза здесь очень часто наблюдается многократное превышение горизонтального сжатия над вертикальным, то после указанного уровня эти напряжения практически начинают совпадать и даже может наблюдаться превышение вертикального сжатия над горизонтальным.

Предложенная В.Н. Николаевским интерпретация механического состояния верхней части литосферы и следующие из нее оценки прочности (рис. 14, *а*) средней коры несколько отличаются от соответствующих моделей, развивавшихся в работах западных исследователей (рис. 14, *б*) [Ranalli, Murphy, 1987]. Здесь средняя часть коры характеризовалась с позиции истинно пластического деформирования — внутрикристаллическая дислокационная ползучесть. Граница М также считалась переходной от трещинного течения к истинно-пластическому.

Важно отметить, что первоначально в работах [Sibson, 1974; Ranalli, Murphy, 1987; Ranalli, 1995; и др.] считалось, что флюидное давление распределено по глубине по гидростатическому закону (вес столба жидкости). Исходя из этого, были сделаны оценки уровня касательных напряжений в глубине

коры. Так, в участках коры горизонтального сжатия на глубине в 30 км было получено значение максимального касательного напряжения около 5 кбар, а средние для коры напряжения были оценены в 2.5 кбар. В работах В.Н. Николаевского величина флюидного давления не конкретизировалась.

В работах С.Н. Иванова [1992, 1994] и И.Г. Киссина [1996, 2015] специально обращалось внимание на возможность достижения флюидным давлением значений, превышающих гидростатические. В частности, из резкой смены проницаемости пород на границе верхней и нижней коры следует близлитостатическое флюидное давление в кровле волновода. Поскольку с глубиной они должны возрастать по закону гидростатики (волновод — замкнутая система и увеличение с глубиной происходит из-за веса флюида в трещинно-поровой системе), то на подошве волновода давление флюида ниже литостатического (см. рис. 14 *в*).

Результаты изучения величин напряжений в сейсмоактивных районах, значения которых получены с использованием МКА [Ребецкий, 2001, 2007], подтверждают эти идеи. Уровень наиболее представительных значений девиаторных напряжений средних для коры в целом в зонах субдукции находится в диапазоне 30–100 бар. Для внутриконтинентальных орогенов он в несколько раз выше 200–800 бар. Но даже и в этом случае отвечающие этим девиаторным напряжениям эффективные нормальные напряжения будут около 300–1200 бар. Эти значения для глубин в 20 км (глубина, характеризующая средние для коры напряжения) говорит об уровне флюидного давления около 80–90 % от литостатики.

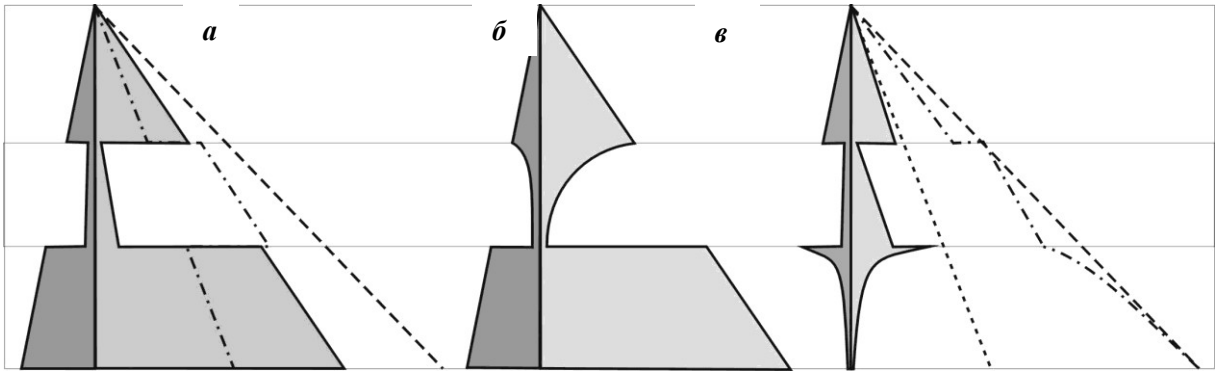


Рис. 14. Уровень максимальных касательных напряжений в глубине коры (по вертикали вниз) по модели:
а — Николаевского (в средней коре флюидное давление принято согласно модели Киссина [2015]); *б* — схема по [Ranalli, Murphy, 1987; и др.]; *в* — по тектонофизическим данным [Ребецкий, 2015], развиваемым в настоящей работе. Короткий пунктир — флюидное давление, распределенное в глубине коры по гидростатическому закону; длинный пунктир — литостатическое давление; штрих-пунктир — предполагаемый закон распределения флюидного давления для (*а–б*) он совпадает с гидростатическим законом

Fig. 14. The level of maximum tangential stresses in the depth of the crust (vertically down) according to the model:
a — Nikolaevsky (in the middle crust fluid pressure is taken according to the Kissin model [2015]); *b* — scheme according to [Ranalli, Murphy, 1987; et al.]; *c* — according to tectonophysical data [Rebetsky, 2015], developed in this work. Short dash — fluid pressure distributed in the depth of the crust according to the hydrostatic law; long dash-lithostatic pressure; dash-dash-assumed fluid pressure distribution law for (*a–b*) it coincides with the hydrostatic law

Развивая эти идеи С.Н. Иванова и И.Г. Киссина, полагаем, что в нижней коре вблизи подошвы из-за закрытия пор и трещин флюидное давление должно приближаться к литостатике. Поэтому силы трения на трещинах приближаются к нулю, а прочность пород в низах коры стремится к их прочности сцепления. Таким образом, нижняя кора за исключением небольшого участка вблизи ее кровли обладает прочностью даже ниже, чем в волноводе. Отличие состояния нижней коры от средней (волновода) состоит в более плотной упаковке породы и меньшем объеме трещинно-порового пространства, что проявляется в повышении скорости сейсмических волн с глубиной.

Из данных геофизических профилей известно, что в нижней части коры имеется большое число отражающих площадок (рис. 11 *в*), которые связывают с явлением глобального срыва вдоль подошвы коры [Юдахин, 2003]. Однако полученная в геомеханическом эксперименте взаимосвязь между полосами компакции и направлениями осевого давления позволяет дать этим площадкам иную интерпретацию. Данные площадки следует рассматривать как полосы компакции — сжатие с небольшим сдвигом, возникающие в низах коры в условиях высокого уровня вертикальных напряжений сжатия и при высоком уровне бокового стеснения.

Изучение закономерности глубинного распределения напряжений, получаемых как по результатам тектонофизической инверсии разрывных смещений, так и по данным тектонофизического и геомеханического моделирования, дает возможность более корректной интерпретации геофизических данных о глубинном строении коры.

Тектонофизика в изучении сейсмических и геологических опасностей

Теоретический базис тектонофизического районирования разломов. Данные о распределении природных напряжений вблизи разломов могут помочь в районировании степени опасности разломов. Вероятно, впервые такой подход был представлен в работе [Morris et al., 1996]. В рамках сформулированной проблемы возможности тектонофизики дать прогноз степени активности разломов опираются на знание напряженного состояния исследуемого региона. Для анализа способности к активизации разрывов в природном объекте необходимо знать природное напряженное состояние и ориентацию разрывов не только в виде азимутов простирания, но и углов их погружения. В этом случае использование следующих выражений позволяет рассчитать уровень действующих на разрывах эффективных нормальных — $\boldsymbol{\sigma}_{nn}$ и касательных — $\boldsymbol{\sigma}_{nt}$ напряжений (рис. 15):

$$\begin{aligned} \sigma^*_{nn} &= -p^* + \tau\left[(1-\mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{n1} - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{n3} + 2\mu_\sigma/3\right], \\ \tau_n &= \sigma_{nt} = \tau\left[(1-\mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{t1} - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{t3}\right], \end{aligned} \tag{7}$$

где l_{ni} и l_{ti} — направляющие косинусы соответственно нормали и вектора смещения на плоскости разрыва t с осями главных напряжений ($\boldsymbol{\sigma}_i$, i = 1,2,3), а $\boldsymbol{\mu}_\sigma$, $\boldsymbol{p}^*$ и $\boldsymbol{\tau}$ — соответственно коэффициент Лоде — Надаи, определяющий форму эллипсоида напряжений, эффективное давление и максимальное касательное напряжение. Под эффективными напряжениями понимаются нормальные сжимающие напряжения, с учетом уменьшения эффекта сжатия, обеспеченного давлением флюида в порах и трещинах.

Рассчитав эти напряжения и зная величины главных напряжений, на диаграмме Мора можно выяснить, будет ли являться данный разрыв активным или нет. На рис. 16 показаны напряженные состояния на разноориентированных трещинах. Здесь кружочками с красной и светло-красной заливкой показаны трещины, напряженные состояния которых на диаграмме Мора лежат выше линии минимального сухого трения. Это трещины, которые могут активизироваться, если их пределы сцепления будут ниже определенного уровня ($\boldsymbol{\tau}^i_f < \boldsymbol{\tau}_f$). Соответственно три напряженных состояния для трех трещин, которые оказались ниже линии сухого трения, и их полюса, составляют с осью σ_3 углы менее 20°, следовательно, для данного тензора напряжений их ориентация является неблагоприятной для их реактивации.

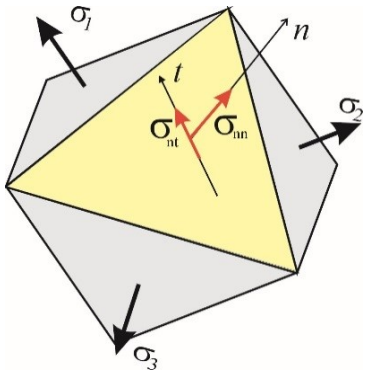


Рис. 15. Схема расположения плоскости участка разлома по отношению к осям главных напряжений

Fig. 15. Diagram of the plane of the fault area relative to the axes of the principal stresses

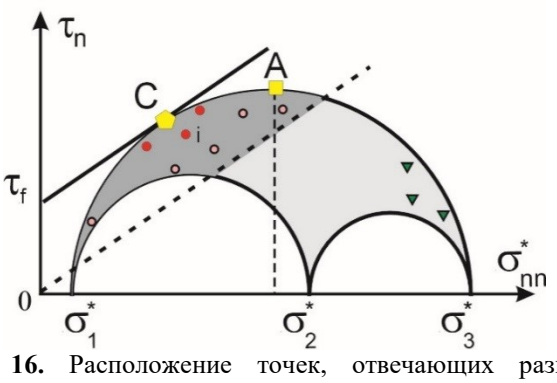


Рис. 16. Расположение точек, отвечающих разному расположению участка плоскости разрыва по отношению к осям главных напряжений (пояснение в тексте).

Fig. 16. The location of points corresponding to different distribution of the section of the plane of rupture in relation to the axes of the principal stresses (explanation in the text)

Степень опасности напряженных состояний на плоскостях трещин можно оценить, рассчитав кулоновы напряжения:

$$\tau_{Cu} = \tau_n + k_c \sigma_{nn}\,. \tag{8}$$

Расчет кулоновых напряжений можно выполнить только в том случае, если известны значения всех компонент тензора эффективных напряжений или соотношение шаровой и девиаторной компонент. В методе инверсии напряжений из данных о разрывных смещениях Ребецкого [2003a] на втором этапе рассчитывается отношение этих компонент тензора напряжений к величине прочности сцепления горного массива (τ_f). Такая оценка производится также с помощью диаграммы Мора на основе расчета редуцированных напряжений:

$$\begin{aligned} \widetilde{\sigma}_{nn} &= (1-\mu_\sigma)\ell_{n1}^2 - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}^2 + \mu_\sigma , \\ \widetilde{\sigma}_{ns} &= (1-\mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{s1} - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{s3} , \end{aligned} \tag{9}$$

где $\boldsymbol{l}_{ki}$ — направляющие косинусы соответствующих полюса трещины ($\boldsymbol{n}$) и вектора скольжения ($\boldsymbol{s}$) по ее плоскости, $\boldsymbol{\mu}_\sigma$ — коэффициент Лоде — Надаи. Все эти параметры тензора напряжений могут быть определены по алгоритмам всех инверсионных методов, где в качестве входных данных используются зеркала скольжения. Редуцированные напряжений связаны с компонентами тензора эффективных напряжений следующими соотношениями:

$$\sigma_{nn} = \tau\left(\widetilde{\sigma}_o^* + \widetilde{\sigma}_{nn}\right),\ \sigma_{ns} = \tau\widetilde{\sigma}_{ns} \text{ при } \widetilde{\sigma}_o^* = -p^*/\tau - \mu_\sigma/3 , \tag{10}$$

где $\boldsymbol{\tau}$ и $\boldsymbol{p}^*$ — соответственно максимальное касательное напряжение и эффективное давление (тектоническое давление минус давление флюида в трещинно-поровом пространстве породы), а $\sigma_o^* = \widetilde{\sigma}_o^*\tau$ — центр большого круга Мора.

В методе Ребецкого оценка относительных значений $\boldsymbol{\tau}/\boldsymbol{\tau}_f$ и $\boldsymbol{p}^*/\boldsymbol{\tau}_f$ выполняется на основе анализа на диаграмме Мора разброса точек с напряжениями на трещинах из однородной выборки, по которой были определены ориентации главных осей тензора напряжений. После этого появляется возможность определения значений напряжений, нормированных на прочность сцепления.

$$\begin{aligned} \hat{\sigma}_{nn}^* &= -\left\langle p^*/\tau_f \right\rangle + \left\langle \tau/\tau_f \right\rangle\left[(1-\mu_\sigma)\ell_{n1}^2 - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}^2 + 2\mu_\sigma/3\right], \\ \hat{\sigma}_{ns}^* &= \left\langle \tau/\tau_f \right\rangle\left[(1-\mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{s1} - (1+\mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{s3}\right]. \end{aligned} \tag{11}$$

На рис. 17 показан результат расчета кулоновых напряжений для коры Северного Тянь-Шаня [Ребецкий и Кузиков, 2016]. Здесь критически важным моментом работы было создание карты активных на современной стадии разломов с данными об их углах погружения. Вторым фактором, определившим возможность расчета кулоновых напряжений на плоскостях разломов, явились данные о природном напряженном состоянии, полученные из каталогов механизмов очагов землетрясений сейсмической сети станций K-net [Ребецкий и Кузиков, 2016]. Проведенные исследования показали, что лишь небольшую часть разломов земной коры (около 20–30 %) можно отнести к активным в современном поле напряжений. Только небольшая часть (около 20 %) участков таких активных разломов выделяется как опасная, где можно ожидать крупномасштабного хрупкого разрушения — землетрясения. Подобные соотношения между общей протяженностью разломов и протяженностью активных или опасных их участков показывает, что разрывная структура земной коры формируется за длительные геологические времена десятки и сотни миллионов лет, а в современный период только небольшая часть этой структуры используется для диссипации упругой энергии, накопленной в горных массивах [Добрецов и др., 2013].

Важным результатом этих исследований является наличие отрицательных кулоновых напряжений для большой части разломов, которые на самом деле считаются активными в новейшее время. Это требует объяснения. Если кулоновы напряжения больше нуля ($\boldsymbol{\tau}^i_{\mathrm{cu}} \geq 0$), то это означает, что на диаграмме Мора данное напряженное состояние находится выше линии сухого трения — трещина может активизироваться. Если близки к пределу хрупкой прочности, то активизация трещин становится наиболее вероятной ($\boldsymbol{\tau}^i_{\mathrm{cu}} \to \boldsymbol{\tau}_f$). Отрицательные значения кулоновых напряжений означают превышение сил трения над касательными напряжениями на трещинах.

Диапазон вариабильности ориентации ранее существовавших трещин, которые могут активизироваться вновь, снижается при относительно пропорциональном повышении уровня напряжений. Верно также и обратное. Вариабильность ранее существовавших в породе трещин, способных к активизации, возрастает при пропорциональном снижении уровня напряжений так, как показано на рис. 18. Для двух напряженных состояний с существенно разной интенсивностью сектора

$A_1\sigma_o^1 B_1$ и $A_2\sigma_o^2 B_2$ определяют разброс ориентаций сколов, нормали которых лежат в плоскости, включающей в себя оси главных напряжений $\boldsymbol{\sigma}^i{}_1\boldsymbol{\sigma}^i{}_3$. Как видим, для первого напряженного состояния угол этого сектора больше, чем для второго. Углы анализируемых секторов в моровом пространстве в нашем пространстве уменьшается вдвое.

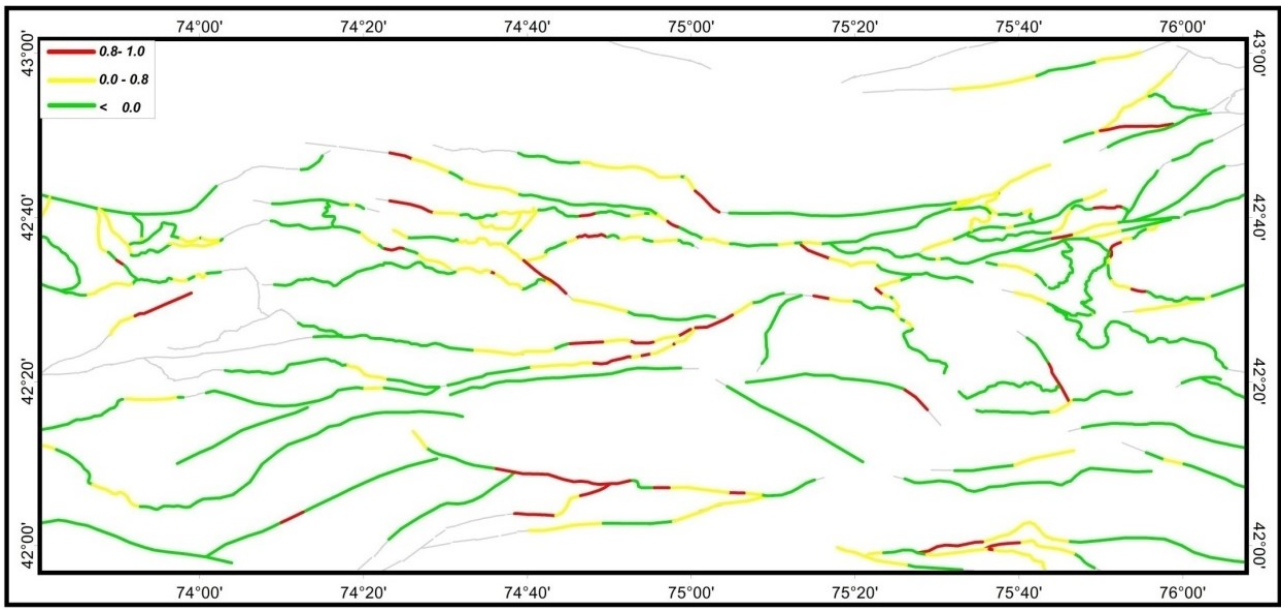


Рис. 17. Районирование разломов Северного Тянь-Шаня по кулоновым напряжениям. Красные участки разломов отвечают нормированным кулоновым напряжениям, близким к критическим ($0.8 < \boldsymbol{\tau}_{cu}/\boldsymbol{\tau}_f \leq 1$). Желтые — это участки современной (сегодняшнего дня) возможной их активности ($0 < \boldsymbol{\tau}_{cu}/\boldsymbol{\tau}_f \leq 0.8$). Зеленые участки — неактивные части разломов, для которых кулоновы напряжения отрицательные

Fig. 17. Zoning of Northern Tien-Shan faults by Coulomb stresses. The red fault areas meet normalized Coulomb stresses close to critical ($0.8 < \boldsymbol{\tau}_{cu}/\boldsymbol{\tau}_f \leq 1$). Yellow are the areas of modern (today's) possible activity ($0 < \boldsymbol{\tau}_{cu}/\boldsymbol{\tau}_f \leq 0.8$). Green areas are inactive parts of faults for which Coulomb stresses are negative

Из выполненного анализа следует, что для участков коры, проявляющихся в сейсмичности, в случае пропорционального снижения уровня напряжений (от состояния 2 к состоянию 1 по стрелочке рис. 18 так, чтобы состояние оставалось предельным по Кулону — Мору) должна возрастать вариабильность механизмов очагов землетрясений. При уменьшении уровня сжатия на разломе также уменьшается сила трения и, следовательно, та часть энергии, которая уходит в тепло. В этом случае КПД землетрясения возрастает. В случае пропорционального увеличения шаровой и девиаторной компонент (от состояния 1 к состоянию 2 против стрелочки на рис. 19) имеет место обратный процесс, приводящий к уменьшению вариабильности фокальных механизмов и уменьшению КПД землетрясения.

Какие факторы могут достаточно быстро изменять уровень напряжений, отвечающих за активизацию разрывов в природном объекте?

Из результатов измерений деформаций поверхности с помощью GPS мы знаем, что скорость их изменения достаточно мала и при отсутствии крупных сейсмических событий составляет около 10^{-7}–10^{-9} год$^{-1}$. Поэтому значимые изменения напряжений в десятки бар потребуют как минимум первых тысяч лет.

Другим фактором, способным быстро изменить напряженное состояние является изменение флюидного давления. Рост флюидного давления приводит к росту алгебраических значений эффективных напряжений, т.е. к уменьшению уровня сжатия. Тектоническое давление повышает уровень обжатия горных пород, а флюидное давление снимает часть этого обжатия, уменьшая уровень трения на трещинах.

В отличие от случаев пропорционального нагружения и разгрузки, показанных на рис. 18, изменение флюидного давления приводит к существенно непропорциональному изменению соотношения главных напряжений. На рис. 19 показан случай, когда начальным напряженным состоянием было то, которое находится правее линии минимального сопротивления сухого трения.

В таком состоянии даже наличие дефектов прочности с нулевым сцеплением не приводит к их активизации (сила трения велика). В случае роста флюидного давления круг Мора нового напряженного состояния будет смещаться налево. Вначале он немного пересечет линии минимального сопротивления сухого трения. При этом только небольшой диапазон ориентаций уже существующих трещин может активизироваться. В конце концов, увеличение флюидного давления приводит к тому, что большой круг Мора коснется внешней огибающей, т.е. достигается предельное состояние.

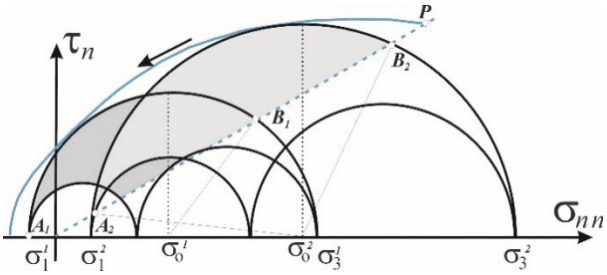


Рис. 18. Сравнение двух предельных напряженных состояний (касание верхней огибающей) разной интенсивности. Затемненные серым цветом области определяют напряженные состояния на разно-ориентированных плоскостях. Пояснения в тексте

Fig. 18. Comparison of two limit stress states (oblique the upper envelope) of different intensities. The grayed-out areas define stress states on differently oriented planes. Explanations in the text

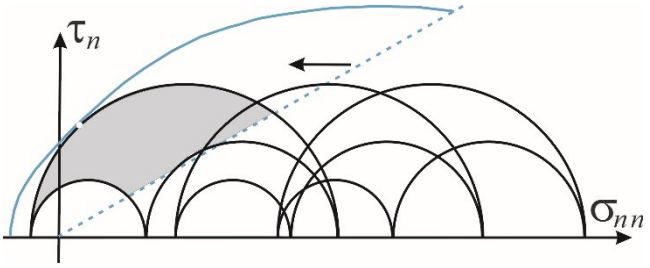


Рис. 19. Закономерности изменения напряженного состояния и возможности активизации ранее существовавших дефектов прочности при росте флюидного давления. Пояснение в тексте

Fig. 19. Regularities of changes in the stress state and the possibility of activating pre-existing strength defects with an increase in fluid pressure. Explanation in the text

Представленные на рис. 19 изменения напряженных состояний можно рассмотреть и в обратном направлении. При падении флюидного давления напряженное состояние, которое ранее было предельным (касание внешней огибающей — предел хрупкой прочности), перемещается направо без увеличения уровня девиаторных напряжений, что приводит к резкому сужению диапазона трещин, которые могут в новом состоянии активизироваться. Когда большой круг Мора выйдет за пределы полосы хрупкого разрушения (зона между пределом хрупкой прочности и линией минимального сопротивления сухого трения), трещины любой ориентации теряют возможность активизироваться. Уровень создаваемых на них сил трения даже при нулевом сцеплении превышает уровень действующих на этих трещинах касательных напряжений.

Проведенный выше анализ показывает, что изменение флюидного режима, вызванное процессами в нижней коре и верхней мантии, способно резко изменить состояние разломов, переведя его из пассивного в активное для современного поля напряжений. При этом изменение величин эффективных напряжений происходит *без значимых изменений ориентации напряжений*.

Представленный здесь алгоритм тектонофизического районирования активных разломов, выделяемых в геологических и сейсмотектонических исследованиях, в настоящее время актуален при проведении работ по обеспечению безопасности не только в горном деле, но и при сооружении особо ответственных объектов (крупные гидротехнические сооружения, атомные станции, подземные хранилища и др.). Такие исследования дополняют результаты сейсмотектонических работ, в которых дается прогноз состояния разломов, по прошлым этапам их активизации. Тектонофизическое районирование показывает не просто современное, а сегодняшнее состояние разломов. Можно ожидать, что скорости его изменения за счет изменения флюидного режима должны контролироваться характером сейсмического процесса и поэтому будут отражаться в изменениях напряженного состояния.

Модель метастабильного состояния разломов. С позиции тектонофизики рассматривается проблема механизма возникновения мега-землетрясений. Показано, что данные, полученные методами тектонофизики о магнитудах естественных напряжений в регионах с сильнейшими землетрясениями XXI века, являются ключевыми в решении главной дискуссии XX века по проблеме прогноза катастрофических землетрясений и, в частности, в ответе на вопрос «Если большое землетрясение происходит, когда напряжение превышает прочность горных пород, то почему небольшие землетрясения происходят над сейсмогенной зоной постоянно?» [Kagan 1997].

Известно широкое множество моделей очага землетрясений: механические (Рэйд, Рихтер), физические (Мячкин, Соболев, Байерли), морфоструктурные (Аки, Каномри, Дас, Костров), сейсмологические (Гусев). К ним следует добавить и тектонофизическую модель, основанную на результатах инверсии напряжений из сейсмологических индикаторов разрывных деформаций (механизмы очагов землетрясений).

Новые тектонофизические данные о величинах напряжений, полученные в самые последние годы в областях подготовки аномально сильных землетрясений XXI века [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2007, 2009, 2012, 2018], позволяют перейти к созданию геомеханической модели очага мегаземлетрясения (МЗ) и наполнению физическим содержанием термина метастабильное состояние (МС) разлома. Все эти землетрясения произошли в зонах активных континентальных окраин в сейсмофокальных областях, связанных с переходом от океанской к континентальной (субконтинентальной) плитам. С границами контакта этих плит будем связывать наличие разломов.

Разрабатываемая в настоящее время формулировка тектонофизической модели МС разлома связана с неоднородностью деформирования (напряжений) постоянно себя проявляющего сейсмогенного разлома в пределах будущей очаговой области и его ближайшего окружения. Результаты тектонофизической реконструкции напряжений показывают, что область очага целого ряда сильных землетрясений с магнитудой более Mw > 8.5 [Rebetsky, Tatevissian, 2013; Ребецкий и др., 2013; Rebetsky, Guo, 2020] выделяется в поле величин эффективного давления и стресса как область среднего и пониженного их уровня. В пределах этого участка коры напряжения распределены квазиоднородно, а за его пределами напряжения резко возрастают. Таким образом, ограничениями будущего очага всегда являются ***зоны асперити*** в своей основной стадии развития, т.е. когда эти области имеют повышенную прочность и напряжения, а малые по протяженности участки повышенных напряжений в очаге могут интерпретироваться как ***барьеры*** [Aki, 1984]. Само наличие на крупном сейсмогенном разломе зоны пониженного уровня напряжений протяженностью более 300 км (будущий очаг сильного землетрясения) будем именовать ***неоднородностью нулевого ранга*** (рис. 20). Заметим, что здесь речь идет о напряжениях масштаба усреднения, отвечающего ***региональному 30–70 км по площади и всей коре (40–60 км) по глубине***.

Области пониженного уровня напряжений можно рассматривать как бывшие асперити зоны, которые в процессе своего развития испытали пиковые напряжения и перешли в завершающую стадию ускоряющегося скольжения. Соответственно соседние, ограничивающие очаг области высокого уровня напряжений, — это зоны «шероховатости» — асперити [Lay, Kanomory, 1981]. Напомним, что согласно современным представлениям Rate&State теории прочности [Dieterich, 1972], как только в такой зоне будут превышены предельные значения смещений, прочность резко падает.

Отмечу, что работе [Liu, Rice, 2005] было высказано предположение, что области пониженного уровня напряжений — это долго существующие участки разломной зоны, возникшие естественным образом в процессе эволюции.

Для Суматро-Андаманского землетрясения (САЗ) совершенно точно известно, что сейсмогенный разрыв распространялся от южной границы очага на север, т.е. он начался на северном краю зоны высокого уровня стресса и эффективного давления и распространялся далее на север в область низких их значений. Таким образом, можно говорить, что зона нуклеации (зарождения) САЗ располагалась на участке, где напряжения регионального масштаба имели высокий градиент. Сейсмологические данные [Lay, Kanomory, 2005] показывают, что на этом участке разрыв распространялся с наибольшей скоростью. Для САЗ зона нуклеации в виде локальных асперити участков располагалась внутри очага и здесь в непосредственной близости имелись участки локального повышения уровня региональных напряжений.

Различие в характере напряженного состояния основной области очага будущего МЗ и зоны его нуклеации — важнейшее положение модели МС разлома.

Опыт анализа напряжений сейсмогенных зон показывает, что участок нуклеации сильных землетрясений эквивалентен размеру очага землетрясения с Mw = 7–7.5 (50–100 км). Это также относится к случаю, когда нуклеация происходит на краю большой зоны асперити, как это имело место для САЗ (см. рис. 20, *а*). Ее параметры вполне удовлетворяют представлениям асперити зон. Вероятно, большую роль в том, что данная граничная часть асперити зоны станет триггером сильного землетрясения, играет характер градиента напряжений при переходе от зоны нуклеации к основной области очага МЗ. Здесь уже речь идет о градиенте напряжений локального масштаба усреднения (5–10 км). Напряжения этого масштаба из результатов тектонофизической реконструкции получить мы можем в достаточно редких случаях (сейсмическая сеть Калифорнии, США).

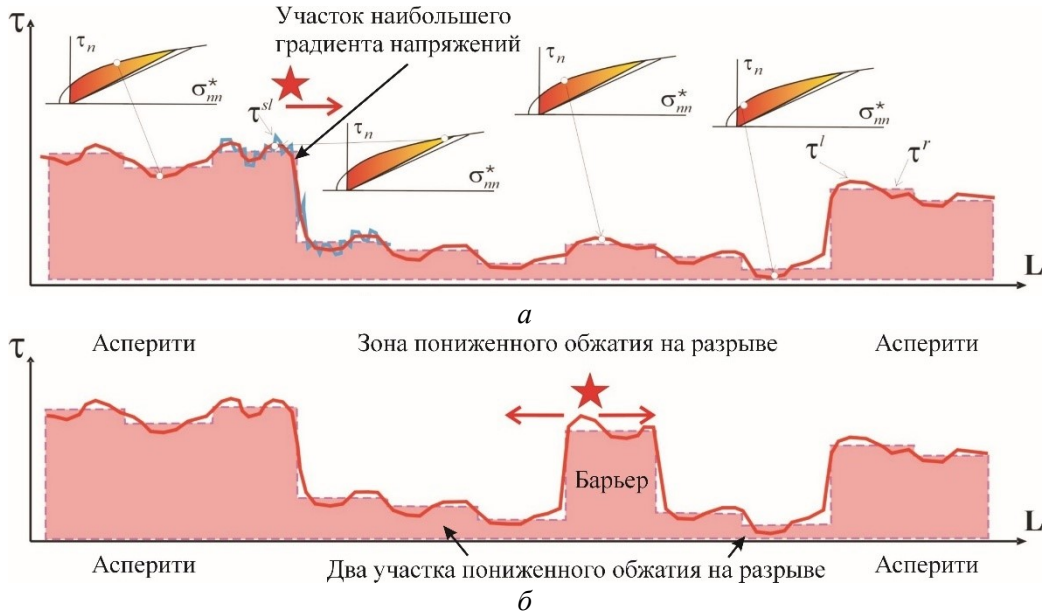


Рис. 20. Два варианта развития мегаземлетрясения:
а — начало «вспарывания» очага на краю области пониженных напряжений (область сейсмического затишья), которая в итоге реализуется при землетрясении в виде очага; *б* — начало «вспарывания» очага (звездочка) — участок нуклеации землетрясения находится внутри области пониженных напряжений, очаг развивается в обе стороны. По горизонтали — линейное расстояние вдоль разлома коры, по вертикали — напряжения (девиаторные или эффективное давление). Пунктирная ступенчатая линия с красной заливкой определяет распределение напряжений, полученных по результатам тектонофизической инверсии (обычно для переходных зон масштаб усреднения напряжений 30–70 км) — региональный масштаб реконструкции. Волнистая красная кривая показывает распределения напряжений в масштабе усреднения сотни и первые тысячи метров — локальный масштаб. Высокочастотная синия линия отвечает распределению напряжений в масштабе усреднения десятки метров — сублокальный масштаб. Вверху на диаграмме Мора показано положение напряженных состояний данной точки разлома

Fig. 20. Two options for the development of mega-earthquake:
a — the beginning of the" calmly" of the source at the edge of the region of low voltages (the area of seismic calm), which is eventually realized in an earthquake in the form of a source; *b* — the beginning of the “ripping” of the source (asterisk) — the site of the nucleation of the earthquake is inside the area of low voltages, the source develops in both directions. Horizontally-the linear distance along the fault of the crust, vertically-stress (deviatory or effective pressure). A dotted step line with a red fill defines the stress distribution obtained from tectonophysical inversion (usually for transition zones, the stress averaging scale is 30–70 km) — the regional scale of reconstruction. The wavy red curve shows stress distributions at the averaging scale of hundreds and the first thousands of meters-the local scale. The high-frequency blue line corresponds to the voltage distribution on the scale of averaging tens of meters-the sublocal scale. The Mohr diagram at the top shows the stress States of a given fault point

Наличие в зоне нуклеации достаточно однородного для разных масштабов усреднения градиента напряжений дает возможность при возникновении здесь землетрясения нарастить кинетическую энергию движения бортов разрыва за счет отсутствия малых участков повышенной прочности, препятствующих разрушению — слабых барьеров по [Aki, 1984]. Распространение разрыва из области высокого уровня напряжений в область среднего и даже низкого их уровня приводит к нарастанию величины сброшенных напряжений и, следовательно, к росту высвобождающейся механической энергии и более эффективному пополнению кинетической энергии движения бортов разрыва.

Наличие зоны высокого уровня градиента локальных напряжений в зоне нуклеации будем называть ***неоднородностью очага второго ранга***. Данная неоднородность возникает на участке сопряжения относительно протяженной области высокого уровня напряжений и протяженной области пониженного уровня напряжений. Участок нуклеации представляет собой область, где должна проявиться форшоковая активность.

Следующее положение тектонофизической модели МС разлома также связано с неоднородностью напряжений регионального масштаба, но уже в очаге готовящегося САЗ. Вполне вероятно, что внутри разлома в области будущего очага сильного землетрясения могут существовать относительно *малые участки, не готовые к хрупкому разрушению*. Для МЗ эти неоднородности могут порождать

существенно более крупные неоднородности напряжений, чем в зоне нуклеации. Их следует рассматривать как неоднородности ***первого ранга***. Они могут определяться как неподготовленностью структурно-вещественного состояния данного участка разлома к разрушению, так и особенностью напряженного состояния — области повышенного эффективного давления. Преодоление таких «мелких барьеров» требует затрат механической энергии, и таким образом, число и плотность распределения барьеров должны контролировать реальность возникновения крупного землетрясения. Если их слишком много и скачки напряжений сжатия и сил трения на них велики, то очаг «не созрел» для реализации в виде сильного землетрясения. Сейсмологические данные показывают, что большие участки будущего очага могут слабо проявлять себя в сейсмичности, здесь возможно появление зон затишья. Сам размер области пониженных напряжений определяет фактическую магнитуду сильного землетрясения.

Таким образом, в совокупности МС разлома включает: 1) наличие крупномасштабной неоднородности напряжений нулевого ранга; 2) неоднородность напряжений первого ранга внутри области будущего очага; 3) неоднородность напряжений второго ранга внутри или на границе области будущего очага. Чем сильнее выражены неоднородности первого и второго ранга, тем дольше будет сохраняться МС разлома, но само МЗ не будет происходить. В момент, когда амплитуды этих неоднородностей снижаются до некоторого минимума, происходит переход к нестабильному состоянию — землетрясению.

Наличие области МС разлома предваряет возникновение МЗ. Совокупность накопленных данных позволяет рассматривать момент создания обширной области низкого уровня эффективного давления как ***первую фазу*** подготовки МЗ. Это самая длительная стадия в подготовке очага сильного землетрясения. Момент времени формирования зоны нуклеации представляет собой завершающую стадию подготовки МЗ. Для этого участка критически важным является исчезновение неоднородностей второго ранга (отсутствие слабых барьеров). В таком случае любое событие, возникшее на участке высокого и квазиоднородного градиента напряжений локального масштаба, может породить МЗ.

Можно говорить, что участок низкого уровня эффективного давления, определяющий масштаб готовящегося МЗ, является ***первым необходимым условием его возникновения МЗ***. Фактически сейсмические бреши по С.А. Федотову [Федотов и др., 2004] могут претендовать на эту роль. Зона нуклеации в виде участка высокого уровня градиента напряжений может рассматриваться как область, где должна наблюдаться форшоковая активность, ее можно именовать ***вторым условием возникновения МЗ***, по которому следует выявлять зону триггерного землетрясения (форшок). Одновременное наличие и соседство двух этих зон является сигналом завершающей фазы развития МС разлома и подготовки сильного землетрясения.

Выявленные закономерности напряженного состояния для МЗ удалось изучить потому, что очаг этих землетрясений многократно превосходил линейный размер усреднения напряжений, получаемых из механизмов очагов землетрясений. Для переходных зон, где также часто происходят сильные землетрясения с $6.5< M < 7.5$ (очаг около 20–100 км) и при этом имеется большое число средне-сильных землетрясений с $4.0< M < 6.0$, возможно такое изучение закономерности напряженного состояния очагов в период подготовки землетрясения. Здесь можно допустить оба варианта конечного результата, когда закономерности, выявленные для МЗ, повторятся и не повторятся [Ребецкий, 2018].

Другая ситуация для внутриконтинентальной сейсмичности. Здесь опыт наших исследований для зон подготовки сильных землетрясений (например, Алтайское/Чуйское землетрясение 2003 г. с магнитудой около 7.5) показывает, что в лучшем случае удается получить 2–3 точки в пределах очага таких землетрясений. Это связано с тем, что сейсмичность здесь менее интенсивная, чем в зонах субдукции, и для региональных сетей сейсмических станций достаточно редки землетрясения с $4.0 < M < 5.5$. Землетрясения с меньшими магнитудами хотя здесь и происходят, но из-за достаточно больших расстояний между станциям определяются малым их числом, что затрудняет распознавание механизма очага. Возможности изучения закономерности напряжений в очагах средне-сильных землетрясений таких районов можно связывать с локальными сетями типа **K-net** Научной станции РАН в Бишкеке [Сычева и др., 2003], для которых получаемые каталоги механизмов очагов землетрясений ($2.0 < M < 4.5$) позволяют получать инверсию напряжений в масштабе усреднений около 10 км. Но за период существования этой сети в регионе пока не произошло землетрясения с магнитудой около 7.0.

Заключение

Данные о напряженном состоянии сейсмоактивных регионов следует признать ключевыми в проблеме обеспечения сейсмобезопасности. Новый качественный прогресс в области изучения природных напряжений связан с развитием сейсмологических методов получения данных

о динамических параметрах очагов землетрясений и тектонофизических методов оценки величин напряжений в природных массивах. Важнейшим инструментом анализа сейсмической опасности должны стать диаграммы Мора, которые следует рассматривать в качестве паспортов современного состояния различных участков разломов.

Геомеханические эксперименты показывают, что разные условия формирования разрушения, связанные с разными соотношениями между сдвиговыми и обжимающими напряжениями, приводят и к морфологически, и к генетически разным типам структур разрушения. Роль флюида в разломных зонах связана не только с механическим его воздействием — снижением уровня эффективных напряжений — но и с его влиянием на метаморфические процессы, определяющие особенности строения тела разлома.

Прочность пород вне разломов очень высока. Этап снижения прочности массива, протекающий в локальных зонах происходит на геологических временах и обеспечивается притоком мантийных флюидов. Очаг землетрясения всегда находится в зоне уже существующего разлома и локализуется в очень узких его участках, испытавших сложные структурно-вещественные преобразования.

Существует глубокая физическая разница в реализации разрывного смещения на разных линейных масштабах. Это подтверждается не только анализом большого числа накопленных данных о параметрах разрывных смещений, но и теоретическим анализом механического процесса развития разрывного смещения. Сейсмологические данные о параметрах очагов землетрясений и о развитии разрушения в очаге дают еще более детальные данные для изучения выявленных закономерностей. Теперь уже можно окончательно говорить о недостоверности гипотезы об инвариантности масштабов и самоподобии во всем диапазоне хрупкого разрушения (от дислокации до мегаразрывов), на которой построено большое множество теорий прогноза землетрясений.

Сейсмическое смещение по крупному разрыву — разлому или в очаге сильного землетрясений ($M_w > 7.5$) развивается в виде бегущей полоски (ковровый принцип), подобно тому, как это имеет место во внутрикристаллических дислокациях. Сейсмическое и квазистатическое смещение по трещинке или очагу слабого землетрясения одномоментно охватывает ее на всем протяжении. Различия в типе реализуемого сдвига связаны с тремя важнейшими параметрами, характеризующими динамический процесс: скоростью распространения сейсмических волн, скоростью распространения разрыва и скоростью смещения бортов разрыва. Большие размеры разрыва — разлома ограничивают возможность одномоментного движения на всем его протяжении.

Результаты анализа напряжений в очагах сильнейших землетрясений XXI века позволили дать термину метастабильности состояния разломов, пришедшему в сейсмологию из физики фазовых состояний, обоснование в виде специфической закономерности распределения величин напряжений перед сильными землетрясениями. Возможность существования нескольких моделей напряженного состояния в очаге землетрясения говорит о необходимости дальнейших исследований природного напряженного состояния зон подготовки сильных землетрясений. Следует системно расширять базу сейсмологических данных с целью более детального изучения особенности напряженного состояния очаговых областей. Эти исследования должны составить основу тектонофизического районирования сейсмической опасности, принципы которого отличаются от методики выделения зон ВОЗ, имеющих вероятностную природу.

Работа выполнена при поддержке в рамках финансирования по Госзаданию ИФЗ РАН и проекта РФФИ *№ 19-55-53025 ГФЕН_а*.

Литература

Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981. С. 26–44.

Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3–10.

Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруго-вязких моделях // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 75–84.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гудман Р. Механика скальных пород. М.: Строиздат, 1987. 232 с.

Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичеи А.В. Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенез // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1145–1161.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ РАН, 1991. 217 с.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. Сейсмические активизации в Белино-Бусингольской зоне // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13, № 1. С. 72–77

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 49–64.

Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А. Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т 29, № 3. С. 887–890.

Иванов С.Н. Реологическая зональность литосферы, природа и значение границы K_1 // Метаморфогенная металлогения Урала. УрО РАН. Екатеринбург, 1992. 44 с.

Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С. 3–11.

Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Доклады РАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 679–682.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. 2-е изд. М.: Наука, 2015. 328 с.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.

Лобацкая Р.М. Об изменении линейных размеров структур оперения в крыльях крупных разломов // ДАН СССР. 1982. Т. 266, № 5. С. 1209–1211.

Марков Г.А. Закономерность распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявления избыточной напряженности. Апатиты, 1985. С. 72–84.

Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20–30.

Николаевский В.Н. О связях объемных и сдвиговых пластических деформаций и ударных волнах в мягких грунтах // ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 23. С. 542–545.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–820.

Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. № 4. С. 41–50.

Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНИТИ. Сер. Мех. деф. тв. тела. М., 1983. Т. 15. С. 817–821

Николаевский В.Н. Определяющие соотношения пластического деформирования сыпучих сред // ПММ. 1971. Т. 35, № 26. С. l070–1082.

Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 646–656.

Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.

Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение. М.: Мир, 1976. Т 7. С. 59–128.

Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 79 с.

Павленкова Н.И. Основные результаты глубинных сейсмических зондирований за 50 лет исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 12–20.

Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1968. 246 с.

Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1987. 181 с.

Поспелов Г.С. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро-тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с

Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // ДАН СССР. 1993. Т. 333, № 3. С. 348–351.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. Сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С. 28–35.

Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: дис. … д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ, 2003а. 455 с.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т. 400, № 3. С. 237–241.
Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным разрывных смещений // Геофиз. журн. Киев, 2005. Т. 27, № 1. С. 39–54.
Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюид и Геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 120–146.
Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.
Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007а. 406 с.
Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007б. Т. 10, № 1. С. 25–37.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008а. С. 431–466.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11, № 1. С. 66–73.
Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.
Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.
Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О масштабируемости трещин сдвига в геологической среде // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Третьего Всероссийского семинара-совещания, Москва, 16–19 июня 2015 г. / ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2015. С. 174–181.
Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1225–1250.
Ребецкий Ю.Л., *Лермонтова А.С.* Учет закритического состояния геосреды и проблема дальнодействующего влияния очагов землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Вып. 4, № 32. С. 115–123.
Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
Ребецкий, Ю.Л., Лермонтова А.С. О проблеме дальнодействующего влияния очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. Р. 53–66.
Ребецкий Ю.Л. Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика 2018. Т. 9, вып. 3. С. 629–652.
Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах. М.: Наука, 1978. 250 с.
Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С.9–18.
Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. ГЕОС, 2003. 241 с.
Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 2. С. 445–467.
Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 1. С. 1–43.
Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.
Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979. 300 с.
Стефанов Ю.П. Локализация деформаций и разрушение геоматериалов. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5, № 5. С. 107–118.
Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупко-пластичных метериалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
Стефанов Ю.П. Численное моделирование процессов деформации и разрушения геологических сред: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Томск, 2008. 30 с.
Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физ. мезомех.2010. Т. 13 [спец. вып.]. С. 44–52

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 17, № 5. С. 41–52.

Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л. Изучение фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М., 2003. С. 241–253.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги 2004–2008 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M = 8.1 // Вулканология и сейсмология. 2004. №. 5. С. 3–22.

Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д. Экспериментальное стресс-преобразование пироксенита // Геология и геофизика. 1989. № 6. С 75–79.

Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 6–32.

Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–37.

Чиков Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: ГЕО, 2011. 299 с.

Шерман С.И. О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности // Вестник науч. инф. Забайкал. Отд-ния Геогр. о-ва СССР. Чита, 1966. № 5. С. 16–24.

Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.

Шерман С.И. Тектонофизика и смежные науки: сейсмология // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы Всерос. конф. 13–17 октября 2008 г. М.: ИФЗ РАН, 2009. Т. 1. С. 112–132.

Шикотанское землетрясение и цунами 4 (5) октября 1994 года / ред. И.Н. Тихонов. Г. В. Шевченко. Ю.-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 128 с.

Юдахин Ф.Н. О некоторых общих чертах глубинного строения и геодинамики платформ и горноскладчатых областей // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов: материалы Второго междунар. симп., Бишкек, 29 октября — 3 ноября 2002 г. Бишкек; М.: Prnthouse, 2003. С. 47–68.

Aki K. Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Predictio // J. Geophys. Res. 1984. 89 (B7), 5867–5872.

Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V. 11, No. ½, P. 37–49.

Barton N., Lien R., Lunde J. Engineering classification of rockmasses for the design of tunnel support // Rock Mech 1974. V. 6, No. 4. P. 189–236.

Barton N., Choubey V. The shear strength of rock joints in theory and practice // Rock Mechanics. 1977. V. 10. P. 1–54.

Brady B., Bzown E. Rock mechanics for underground mining, Third ed. Kluwer Acad. Publ., 2004. 688 p.

Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, No. 14. P. 4741–4750.

Byerlee J.D. Friction of Rocks // Pure and applied Geophys. 1978. V. 116. P. 615–626.

Chemenda A.I., Balas G., Soliva R. Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in porous rocks: Field observations and numerical modeling // Tectonophys. 2014. V. 631. P. 29–36.

Chemenda A.I., Nguyen Si-H., Petit J. P., Ambre J. Mode I cracking versus dilatancy banding: Experimental constraints on the mechanisms of extension fracturing // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B04401. Doi: 10.1029/2010JB008104.

Chemenda A.I. The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment // J. Geoph. Res. 2007. V. 112. B11404. Doi: 10.1029/2007JB005026.

Dieterich J. Time-dependence of rock friction // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3690–3697.

Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L, Stein C.A. Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B8. P. 11749–11759.

Hoek E., Brown E.T. Practical estimates of rock mass strength // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1997. V. 34, No 8. P. 1165-1186. Doi: 10.1016/S1365-1609(97)80069-X.

Kocharyan, G.G., Batukhtin, V.I. 2018. Laboratory studies of the fault sliding process as a physical basis for a new approach to short-term earthquake prediction // Geodynamics & Tectonophysics V. 9, issue 3. P.671–691.
Lay T., Kanamori H. An asperity model of great earthquake sequences. In Earthquake Prediction--An International Review, Maurice Ewin Ser., ed. D. W. Simpson, P. G. Richards, 1981. V. 4: P. 579–592. Washington DC : Am. Geophys. Union.
Lay T., Kanomory H., Ammon C.J., et al. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004 // Science. 2005. V. 308. P. 1127–1133.
Liu Y., Rice J.R. Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences // J. Geophys. Res. 2005. 110, B08307. Doi: 10.1029/2004JB003424.
Mercier J-C.C. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, B.11. P. 62930–6303.
Mogi K. Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2) compression test on dry rock sample, Bul. // Earth. Res. In. Univ. Tokyo. 1964. V. 42, Part 3. P. 491–514.
Morris A.P., Ferrill D.A. and Henderson D.B. Slip tendency analysis and fault reactivation // Geology. 1996. V. 24. P. 275–278.
Pluijm Ben A. Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms // J. Struc. Geol. 1991. V. 13, No. 10. P. 1125–1135.
Priest S.D., Hudson J.A. Discontinuity spacings in rock // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1976.
Ranalli G. Rheology of the Earth. Chapman and Hall. 2nd ed. London, 1995. 413 p.
Ranalli G., Murphy D.C. Rheologycal strstification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 132. P. 281–295.
Rebetsky Y.L., Guo Y.S. From natural stresses in seismic zones to predictions of megaearthquake nucleation zones // Pure Appl. Geophys. 2020. URL: https://doi.org/10.1007/s00024-019-02128-0 In Print.
Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V. 184, No. 4–5. P. 335–346.
Reches, Z. 1983. Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // Tectonophysics V. 95. P. 133–156.
Reches Z. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // Tectonics. 1987. V. 6, P. 849–861.
Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Pl1il. Mag. scr. 5, No. 127. P. 469–481.
Rice J.R. The initiation anд growth of shear bands // Plasticity and Soi1 Mecllanics. Cambridge. 1973.
Rice J.R. The localization of p1astic deformation // Theoretica1 and applied mechanics, NortllHolland, Amsterdam, 1977.
Rudnicki J.W., Rice J.R. Conditions for localization of deformation in pressure sensitive dilatant materials // J. Mech. and Phys. Solids. 1975. V. 23, No. 26. P. 371–390.
Rutter E.H., Newmann D.H.K. Experimental deformation of partially molten western granite under fluid-absent conditions, with implications for extraction of granitic magmas // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, No. B8, 1111. P. 16.697–15.715.
Sjøgren B, Øfsthus A, Sandberg J. Seismic classification of rock mass qualities // Geophys Prospecting. 1979. P. 27:409–42.
Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. V. 249, No 5457. P. 542–544.
Suess E. The face of the Earth. Oxford, 1909. V. 1Y.
Terzaghi K. Theoretical soil mechanics. New York: Wiley, 1943. 506 p.
Voigth B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V. 2. P. 580–582.

Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, reb@ifz.ru

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ СЛОИСТЫХ СРЕД И ПРОБЛЕМЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Аннотация

Представлен обзор состояния проблемы складкообразования. Выполнено обобщение результатов оценки скорости и закономерности эрозионных процессов в период горообразования. Рассматриваются механизмы формирования неустойчивого состояния слоистой среды, связанные не с боковым давлением, а с внутренними источниками энергии. Показано, что инверсия упругой жесткости с глубиной при реализации течения в условиях малого изменения объема может рассматриваться как причина такой неустойчивости. Предлагается также обратить внимание на эрозионные процессы, как фактор формирования складчатости.

Yu.L. Rebetsky

Schmidt' Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, reb@ifz.ru

INSTABILITY OF LAYERED MEDIA AND PROBLEMS OF FOLDING

Annotation

An overview of the state of the problem of folding is presented. The mechanisms of formation of an unstable state of the layered medium associated not with lateral pressure, but with internal energy sources are considered. It is shown that the inversion of elastic stiffness with depth in the realization of the flow under conditions of small volume change can be considered as the cause of such instability. It is also proposed to pay attention to erosion processes as a factor in the formation of folding.

Введение

Проблема формирования складчатости ранее рассматривалась одним из ключевых направлений геотектоники наряду с формированием разрывов. Эта проблема многообразна и достаточно широка в охвате различных фаз геологической истории Земли. В тектонофизике — науке, созданной для нахождения физического объяснения происхождения деформационных структур геологических объектов, ей уделяется особое место. Здесь речь будет идти не о вопросах идентификации природных складчатых комплексов и выявления процессов за них ответственных. Эта задача является обратной задачей геодинамики и тектонофизики, и пути ее решения были намечены и в большей части решены в работах М.В. Гзовского [1959, 1963, 1975], где было сформулировано понятие *механизма формирования складок*. В это понятие входят свойства и состояние массива пород, условия его нагружения, мелкие структурные формы, сопровождающие складки, и определяемые по ним напряжения и деформации. С позиции установления *условий нагружения*, приводящих к формированию складок, речь идет уже о прямой задаче механики и тектонофизики, когда исследуются внешние или внутренние силы, способные обеспечить формирование складок в изначально горизонтально расслоенном массиве.

На фоне успехов отечественной и зарубежной тектонофизики в изучении роли разрывов и инверсии из данных о разрывах природных напряжений особенно контрастны результаты изучения механизмов формирования складчатости. Здесь ситуация фактически осталась на том уровне, который был достигнут благодаря работам самого Гзовского. При нем были изучены типовые условия нагружения и получены основные соотношения для напряжений и разрывных деформаций, сопровождающих формирование различных типов складок.

В настоящее время число научных публикаций, хоть как-то отвечающих данному направлению, крайне мало. В последние годы сложно найти не только новые научные исследования в этом направлении, опирающиеся на новые идеи, но вообще какое-то упоминание о том, что подобная проблема вообще существует. Создается впечатление, что она либо не актуальна, либо научная общественность считает, что все возможные условия нагружения слоистых комплексов, способные создать складки, уже известны и исследованы.

Б*о*льшая часть работ в России по изучению деформационных структур с позиции количественного анализа складчатых объектов связана с исследованиями сотрудника ИФЗ РАН геолога и тектонофизика Ф.Л. Яковлева [1987, 1997]. Однако и в его последних работах по Кавказу,

которые начали выполняться в нулевых годах нового века, не рассматриваются условия, отвечающие за формирования складчатости, а лишь развиваются методы оценки деформаций по данным о морфологии складок [Яковлев, 2009]. В этом же ключе были проведены исследования в теоретической работе по складкообразованию [Ребецкий, Гущенко, 1995]. Здесь наперед задавалось условие нагружения в виде продольного сжатия и изучалось локальное напряженное состояние в крыльях шевронных складок, расслоенных на компетентные и некомпетентные прослои.

В последнее время появляется все больше данных о том, что в областях складкообразования не было значимых горизонтальных сокращений, с которыми можно было бы связать формирование складчатых комплексов. В тех случаях, когда из результатов каких-либо оценок вытекает возможность больших горизонтальных сокращений [Яковлев, 2012], возникают проблемы, связанные с необходимостью перемещений вещества по вертикали, что приводит к противоречию с имеющимися геологическими данными. Это заставляет говорить о том, что на современном этапе развития тектонофизики важно не столько углубление теории механизмов формирования складок (решение обратной задачи), сколько исследование вопроса полноты набора условий нагружения, ответственных за образования складок (решение прямой задачи). Следует признать, что данная проблема настолько сложная, что одних геологических методов ее изучения явно недостаточно [Леонов, 2009], а механики и физики по каким-то причинам этими вопросами не заинтересовались.

Обзор состояния проблемы

Сегодня в рамках ведущей в геодинамике концепции тектоники плит условия, определяющие формирование складчатых комплексов в слоистых средах, фактически сведены только к *продольному латеральному сжатию*.

В широко известной монографии физика по образованию, проф. Университета в г. Нант (Франция) А. Николя [1992], посвященной возможностям анализа деформаций в природных горных объектах, основное внимание уделено двум механизмах формирования складок, отвечающим *параллельному и подобному типу* их формы. При этом для параллельных складок, в которых близкой к постоянной является мощность слоев в направлении нормали к их поверхности, механизм формирования связывается с продольными — параллельными слоистости силами сжатия, определяющими продольную потерю устойчивости слоев горного массива. Здесь под потерей устойчивости понимается преодоление изгибной жесткости горных массивов, что возможно в случае их вертикальной расслоенности и чередования компетентных (более жестких) и некомпетентных (менее жестких) слоев. В монографии А. Николя классификация складок дается по их форме, рассматриваются два типа складок — параллельные и подобные (рис. 1). Если для первого типа складок — параллельных — постоянной в процессе деформирования остается мощность изгибаемых слоев, измеренная в направлении нормали к их поверхности, то для другого типа складок — подобных — постоянной сохраняется мощность слоев в направлении, параллельном осевой плоскости складок.

Параллельный тип складок хорошо известен из конструкционной механики [Работнов, 1979], он связывается с потерей устойчивости первоначально плоского слоя (балки) под действием *продольных сил сжатия*. При этом сами деформации балки могут оставаться малыми — упругими, а новая форма слоя — балки возникает за счет появления больших перемещений и углов поворотов [Новожилов, 1948]. Для этих складок характерно стремление сохранить мощность, нормальную к напластованию. Существуют оценки предельных значений этих сил, определяющих смену состояния равномерного сжатия балки в плоской ее форме на изгиб с формированием неоднородного по толщине балки напряженного состояния. Известны эксперименты М.В. Гзовского [Гзовский, Ма Цзинь, 1962; Гзовский, 1963, 1975] и Х. Рамберга [1985] и др., в которых моделировались такого типа складки.

Б*о*льший интерес представляет тип складок, именуемый подобной складчатостью, и условия ее формирования. В отличие от другого типа складок — параллельных — в складках подобного типа сохраняется близкая к постоянной мощность вертикального сечения. В монографии А. Николя говорится о неоднородном простом сдвиге [Campball, 1951], который происходит в локальных участках слоистой толщи в направлении параллельном осевой плоскости складок (рис. 2, *а*). В качестве примера такого типа деформаций предлагается плоскопараллельное сдвигание множества пластин — колода карт (рис. 2, *в*). При таком механизме возникновения складок в ней должны формироваться, прежде всего, *большие сдвиговые деформации*, определяющие появление и больших перемещений и углов поворотов. Такие большие деформации в структурной геологии определяются как течение горных пород [Лукьянов, 1991]. Возникновение складки с такой формой слоев часто связывают с действием механизма поперечного изгиба.

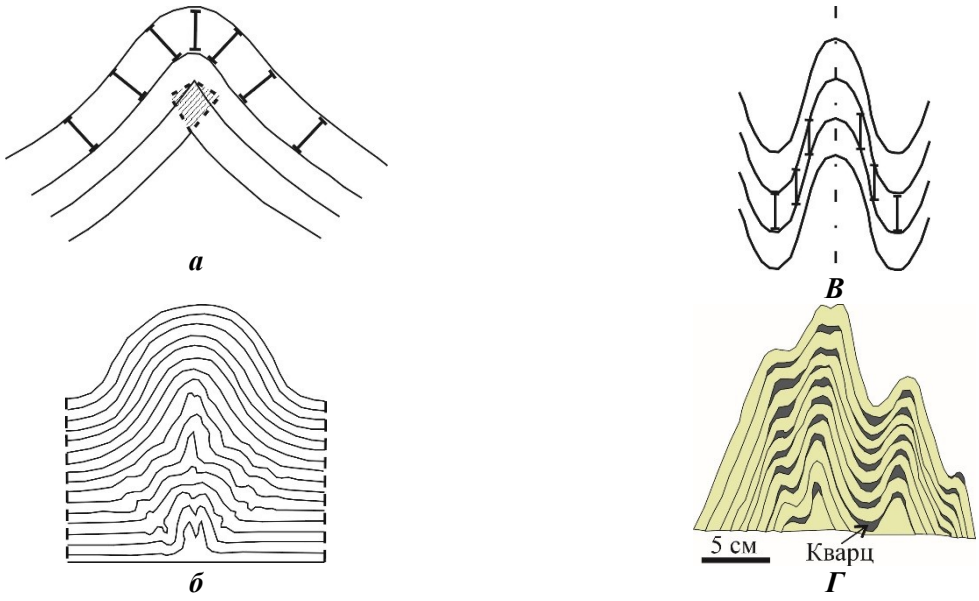


Рис. 1. Параллельные (*а, б*) и подобные (*в, г*) складки, схемы (*а, в*) и природные объекты (*б, г*). Рисунок из работы [Николя, 1992]

Fig. 1. Parallel (*a, b*) and similar (b, d) folds, schemes (*a, b*) and natural objects (*b, d*). Figure from the work [Nicolas, 1992]

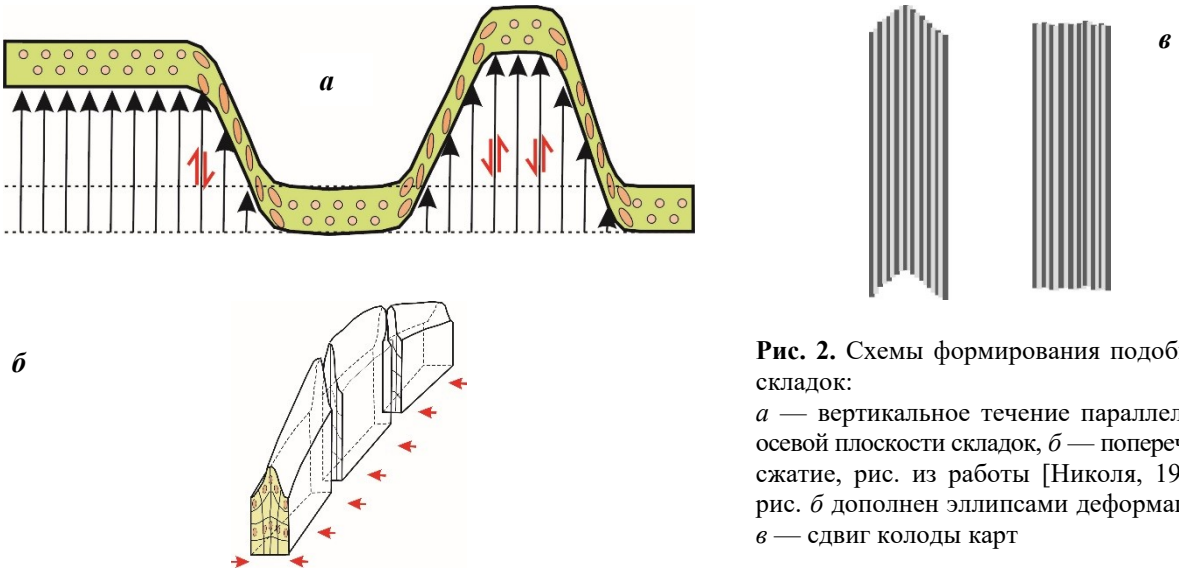


Рис. 2. Схемы формирования подобных складок:
а — вертикальное течение параллельно осевой плоскости складок, *б* — поперечное сжатие, рис. из работы [Николя, 1992], рис. *б* дополнен эллипсами деформаций, *в* — сдвиг колоды карт

Fig. 2. Schemes of formation of similar folds:
a —vertical section parallel to the axial plane of the folds, *b* — transverse compression, Fig. from [Nicolas, 1992], Fig. *b* is supplemented by ellipses of deformations, *c* — shift of the deck of cards

Как следует из рис. 2, *а*, силы, вызывающие появление изгибов первоначально плоского слоя, действуют в вертикальном направлении снизу вверх. Они создают вертикально ориентированное сдвиговое течение. Однако А. Николя [1992] вслед за Дж. Рамсеем [Ramsay, 1967] считает, что эти локальные силы возникают в результате *продольного сжатия*, параллельного начальной слоистости, — соосное (продольное) неоднородное сплющивание (рис. 2, *в*).

Нетрудно увидеть громадную разницу между схемами рис. 2, *а* и *в*. В первой в крыльях складок происходит чистое удлинение, параллельное начальной слоистости, приводящее к утонению мощности крыльев складок, а во второй идет горизонтальное укорочение, осложненное вертикальным сдвигом, формирующее укорочение крыльев и увеличение их мощности (см. эллипсы деформаций, дополнительно вставленные нами в рис. 2, *в*, из работы [Николя, 1992]). В первой материал в замках складок практически не деформирован, а во второй здесь имеют место максимальные деформации горизонтального укорочения. Но все это осталось вне внимания исследователей.

Говоря о попытках в наши дни приблизиться к пониманию условий нагружения, ответственных за формирования складчатых комплексов, нельзя не упомянуть о работах проф. МГУ геолога и тектонофизика М.А. Гончарова, постоянно обращающегося к проблемам течения в коре [Гончаров, 1979, 1988]. Основу его исследований составляют механизмы течения в коре адвективного и конвективного типов, создающие условия для формирования складчатости без изменения латеральных расстояний в масштабе отдельной ячейки конвекции (рис. 3).

Здесь сами изгибы первоначально горизонтально расположенных слоев модели можно воспринимать как формирование структуры складчатого типа. В масштабах мощностей адвективного слоя, захватывающего осадочный бассейн, вероятно, следует говорить о возникновении структур типа антиклиналей и синклиналей. Такие типы складок не связаны с горизонтальным сжатием, а определяются *вертикально действующими силами, распределенными в массиве* (массовые силы), обусловленными плотностной инверсией.

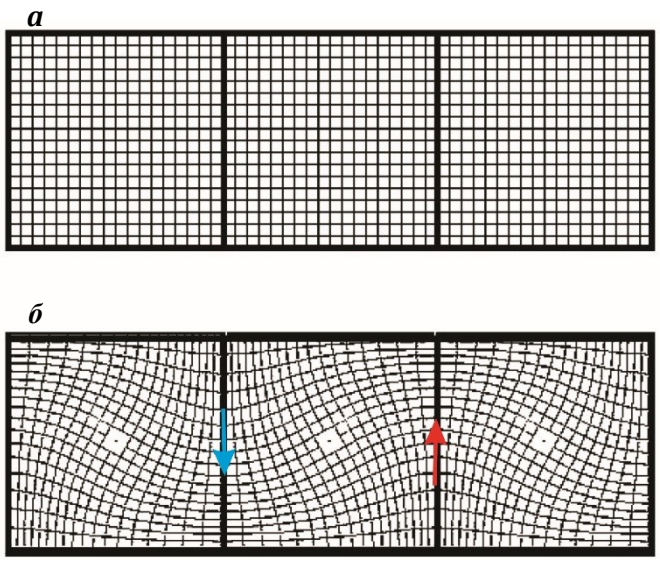


Рис. 3. Простейшая математическая модель, конвекции [Теркот, Шуберт, 1985]:
а — исходное, *б* — конечное состояние, полученное для некоторой начальной стадии течения. Восходящая ветвь конвекции показана красной стрелкой, нисходящая — синей. Рисунок из работы [Гончаров, 1988]

Fig. 3. The simplest mathematical model, convection [Terkot, Schubert, 1985]:
a — initial, *b* — final state obtained for some initial stage of the flow. The ascending branch of convection is shown by a red arrow, the descending branch by a blue arrow. Figure from the work [Goncharov, 1988]

Предполагается также, что в тех сегментах модели, для которых вдоль направления первоначальной слоистости наблюдается укорочение, возможно формирование складчатых структур [Яковлев, 1987, 1997]. Следует отметить, что в этих работах исследования ведутся в рамках логических заключений, базирующихся на здравом смысле и жизненном опыте, но без развития каких-либо новых математических моделей процесса течения. Важно заметить, что в них говорится *о подобии течения*, формирующего складки, термогравитационному конвективному, но *допускаются иные физические явления, за него ответственные*.

В модели формирования подобных складок (рис. 2, *в*) по Рамсею [Ramsay, 1967] помимо отмеченного выше несоответствия схемы рис. 2 *б* и рис. 2, *в*, по внутренним деформациям здесь также остается неясным, почему простой сдвиг возникает именно в этом участке слоистого массива, а в расположенных рядом участках такого течения нет. В модели крупного российского геолога, тектонофизика Е.И. Паталахи [1970; Паталаха и др., 1974] этот тип складчатости (рис. 2, *б*) связывался с шовными структурами коры — разломами, т.е. с областями резкого изменения свойств горных пород, а сами складки именовались как складки ламинарного течения. Согласно идеям цитируемых работ один и тот же тип внешнего нагружения — *латеральное сжатие* (при начальной горизонтальной слоистости горных массивов) формирует два совершенно разных типа складок.

Паталаха в своем анализе складчатых структур во многом опирался на идеи В.В. Белоусова и выделял четыре основных типа складчатости: 1) отраженную (складки поперечного изгиба), связываемую с орогенным этапом формирования рельефа и блоковыми движениями (рис. 4); 2) шовную (складчатость ламинарного течения), относимую к приразломным, внутриразомным и межразломным участкам; 3) поверхностно-гравитационную (комбинация ламинарного течения и продольного изгиба), как результат вертикальных движений приповерхностных слоев; 4) глубинно-гравитационную (складки диапиризма, нагнетания и турбулентного течения), формирующуюся в высокотекучих горных массах в глубине осадочных бассейнов и в метаморфических горных породах в более глубоких горизонтах коры.

Таким образом, в работах Е.И. Паталахи в дополнение к условию нагружения горных массивов, представленному в работе [Николя, 1992] и связанному с продольным сжатием, рассматриваются также условия нагружения в виде *поперечного изгиба*, обусловленные влиянием блочного основания (кристаллического фундамента коры), дипиризма и выжимания (нагнетания). Основные исследования складчатости были выполнены Е.И. Паталахой в 60–80-х годах прошлого века, когда велись наиболее интенсивные споры о силах, ответственных за процессы складкообразования.

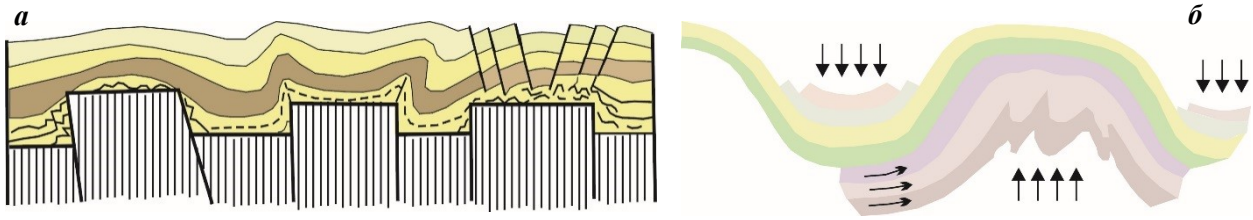


Рис. 4. Схемы формирования глыбовых складок из работы [Эз, 2009]:
а — вертикальные движения блоков кристаллического фундамента, *б* — вертикальные силы, определяющие перетекание вещества складок

Fig. 4. Schemes of formation of block folds from the work [Ez, 2009]:
a — vertical movements of blocks of the crystal Foundation, *b* — vertical forces determining the flow of the substance of the folds

Здесь отметим, что именно со второй половины 80-х годов прошлого века основными условиями внешнего нагружения, ответственного за формирование складок разного типа, стали рассматривать только напряжения продольного сжатия. Наиболее наглядным примером здесь является складчатость Б. Кавказа, которая в 60–80-х гг. прошлого века практически однозначно связывалась с гравитационным соскальзыванием со склона (на морской стадии формирования осадочного бассейна) и блоковыми движениями на стадии горообразования [Ажгирей и др. 1976, 1978; Белоусов, 1969, 1976, 1989; Гончаров, 1979, 1988; Милановский, Хаин, 1963; Сорский, 1964, 1966; Сорский Шолпо, 1962; Шолпо, 1978; Эз, 1985]. Во второй половине 1980-х гг. была предпринята попытка совместить действие двух механизмов формирования складок (адвективного и горизонтального сокращения) в работах Ф.Л. Яковлева [1981, 1987]. Его исследования в то время опиралось на полевые данные морфологии складок. Но позднее, создавая площадную модель деформаций Б. Кавказа на основе этих же данных и технологии балансирования объемов, Ф.Л. Яковлев фактически пришел к модели горизонтального 50 % сокращения [Яковлев, 2009, 2012]. В настоящее время в редких для этого региона работах по складчатости вся она относится к горизонтальному сокращению.

Эрозионные процессы при горообразовании и складки

Здесь будут обсуждаться механизмы формирования складок масштаба обнажения и осадочного бассейна, т.е. такие складки, создание которых обусловлено региональными причинами. Эрозионные процессы относятся к процессам, которые характеризуют именно такой линейный масштаб воздействия на породный массив.

В этом сборнике [Ребецкий, 2019] уже обсуждались вопросы влияния экзогенных процессов, связанных с денудацией и эрозией, на формирование напряжений аномального сжатия в верхних горизонтах коры. Денудация приподнятых поверхностей платформ, щитов, нагорий и плато также приводит к выводу к поверхности слоев с больших глубин, но при этом процесс выхода на поверхность происходит достаточно равномерно. Другое дело — эрозия склонов в горных поднятиях хребтового типа. Закономерности ее изменения вдоль склонов гор хорошо диагностируются данными фишин-трек анализа апатитов [De Grave et al., 2002, 2004; Enkelmann, 2006].

Данные фишин-трековых исследований. В настоящее время установлен большой разброс скоростей “откапывания” — эксгумации для образцов фишин-трекового анализа, собранных с разных высот горных склонов Б. Кавказа [Kral, Gurbanov, 1996]. Выполним изучение основных закономерностей вертикальных скоростей перемещений пород на стадии складкообразования и горообразования. На рис. 5 две красные вертикальные линии отвечают времени начального этапа горообразования (5–7 МА) и началу складкообразования (30 МА). В работе [Kral, Gurbanov, 1996] исследуются шесть

участков расположенных в западной (три) и центральной (три) зонах Большого Кавказа. Из этих шести участков наиболее представительный материал, собранный вдоль всего склона до близвершинных частей, отвечает участкам с номерами 2 и 4. На них мы и обратим особое внимание.

Для западного участка возраст перехода критической температуры 125° (глубина около 5 км при температурном градиенте 25° на километр) изменяется в диапазоне 10–40 МА, а для центрального участка — 2–15 МА, что определяет скорость вертикальных движений в 0.1–0.5 мм/год и 0.3–5 мм/год соответственно. Наибольшие скорости откапывания для участков западной зоны и меньшие скорости участков центральной зоны близки к скорости неотектонического поднятия — около 0.7 мм. Отметим, что для участков 2 и 4 имеются образцы с разными высотами современного рельефа, которые начали восходящее движение одновременно, соответственно 30 и 7 МА. Им отвечают скорости откапывания 0.17 мм/год и 0.7 мм/год. Обратим внимание, что существенно более высокие скорости откапывания на этих же горных склонах появились соответственно 10 и 2 МА. Им уже отвечали скорости 0.5 и 2.5 мм/год, т.е. имеет место трехкратное увеличение. Можно предположить, что время увеличения скорости откапывания связано с формированием в средней части гор достаточно крутых склонов, что обеспечивало более высокую эрозию именно этих локальных участков в сравнении с вершинными частями гор.

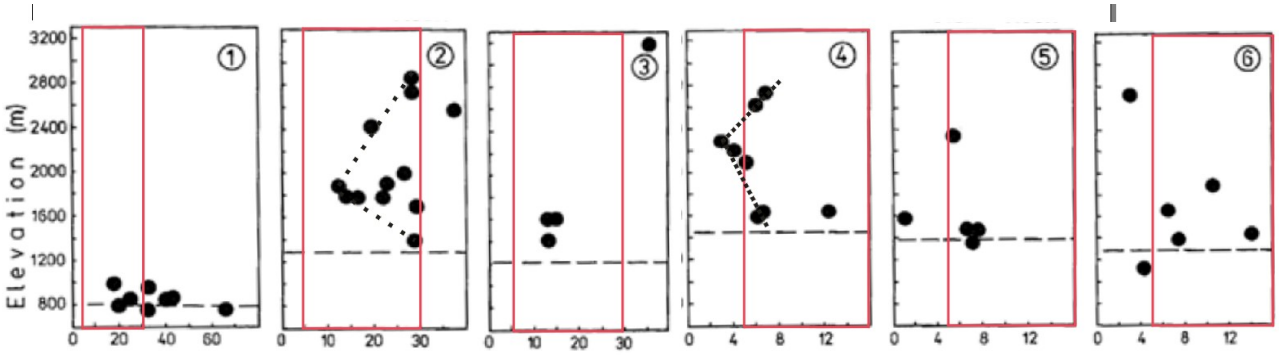


Рис. 5. Результаты фишин-трековый (fissin treck) анализа апатитов для шести участков Большого Кавказа по работе [Kral, Gurbanov, 1996]. Расположение рисунков соответствуют расположению участков с запада на восток

Fig. 5. The results of fissin treck analysis of apatite for six sites of the North Caucasus on the work [Kral, Gurbanov, 1996]. The location of the figures correspond to the location of sites from West to East

Если теперь обратить внимание на скорости откапывания пород в нижней части, то здесь, с одной стороны, согласно данным участков 2 и 4 они меньше, чем для склонов, и близки к значениям для вершин. С другой стороны, данные участков 3, 5 и 6 показывают, что для них скорости откапывания сопоставимы и даже выше, чем для склонов и вершин. При этом амплитуды откапывания в 4–5 км превышают разницу в уровнях рельефа не менее чем в полтора — два раза. Вполне возможно, что скорости откапывания пород здесь зависят от стадии процесса формирования речного вреза долины.

Для обобщения полученных результатов анализа рассмотрим также фишин-трековые данные для Тянь-Шаня [De Grave et al., 2011]. Как видно из рис. 6, все выявленные для Большого Кавказа закономерности проявляются и для Тянь-Шаня.

На вершинах гор находятся породы, наиболее давно побывавшие на глубинах отжига треков. При этом они находились здесь не менее 30 млн лет. В то же время породы в самой нижней части современного склона, находящегося на уровне кровли осадочного чехла озера Сонг-куль, были на глубине около 2.5 км, что в 2–2.5 больше размаха в уровнях современного рельефа этих гор.

Об эрозии горных склонов и межгорных речных долин. Представленные выше результаты анализа фишин-трековых данных позволяют сделать выводы, что породы, лежащие на склонах гор, перемещены сюда с глубины, отстоящей от современного их положения не менее чем на 1–1.5 км. Заметим, что осадочный бассейн озера Сонг-куль закрывает нижнюю часть склонов гор, которая формировалась за счет речного вреза, и поэтому здесь нет данных о скоростях откапывания пород.

Заключаем, что амплитуда эрозии различных участков вдоль склонов горных хребтов складывается из двух компонент:

1) разницы между высотой неотектонической кровли горного поднятия и уровня современного рельефа;

2) расстояния, отсчитываемого от современного положения горной породы на поверхности до ее первоначального расположения в глубине коры.

Поскольку у нас нет никаких надежных маркеров для расчета второй компоненты, то, полагая, что это перемещение породы происходило строго вертикально, будем использовать для расчета этого расстояния данные фишин-трекового анализа. При этом надо понимать, что вертикальную дистанцию следует рассматривать как минимальную из возможных, так как в коре возможны и горизонтальные течения (рис. 7).

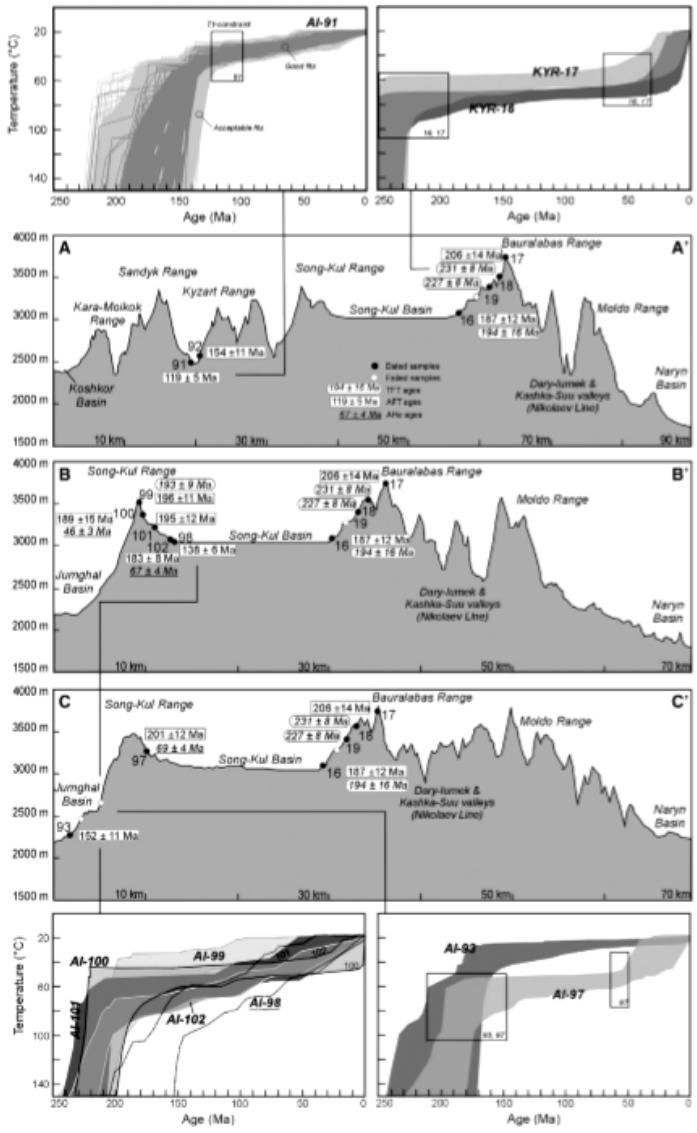


Рис. 6. Результаты фишин-трекового датирования по работе [De Grave et al., 2011]

Fig. 6. Results of phishing track Dating by [De Grave et al., 2011]

Следовательно, для расчета объемов снесенного материала нельзя брать просто разницу между высотой неотектонического поднятия и поверхностью современного рельефа. Необходимо знать глубину откапывания породы с разных участков горного рельефа.

Сделаем еще несколько важных выводов:

1) наибольшие скорости эрозии наблюдаются в средней части горного склона;

2) амплитуды эрозии могут в несколько раз превышать разницу в высотах точек склона и вершин гор;

3) породы речных долин могут иметь широкий разброс амплитуд откапывания пород от малых, близких к значениям для горных вершин, до больших, отвечающих горным склонам,

4) амплитуды вертикального откапывания породы за последние 10–30 млн лет могут составлять 4–5 км.

Произведем анализ формы горных склонов, исходя из разных скоростей эрозии склонов. На рис. 8, *а*, показан гармонический закон изменения эрозии с нулевыми амплитудами скорости на вершинах и во впадинах для рельефа, также изменяющегося по гармоническому закону.

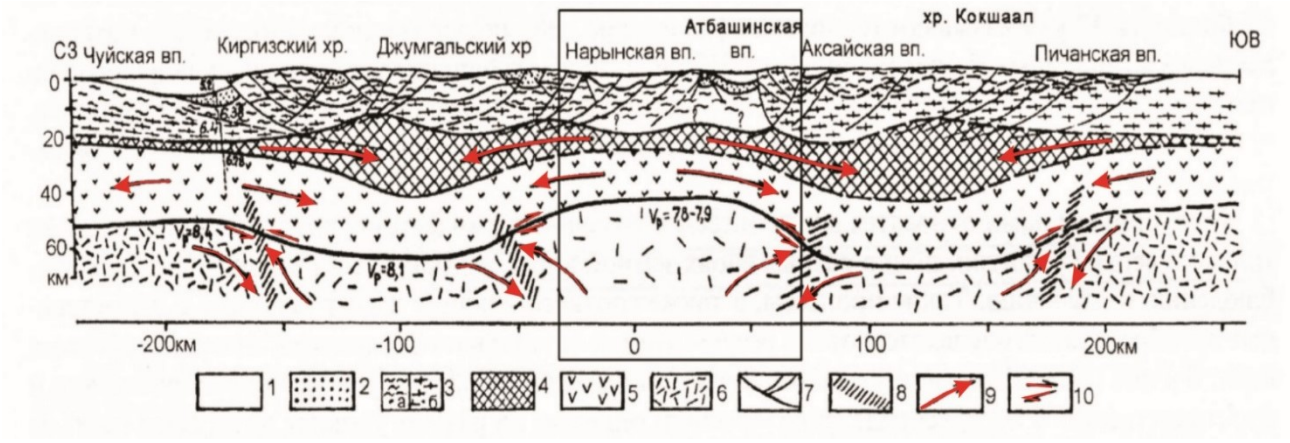
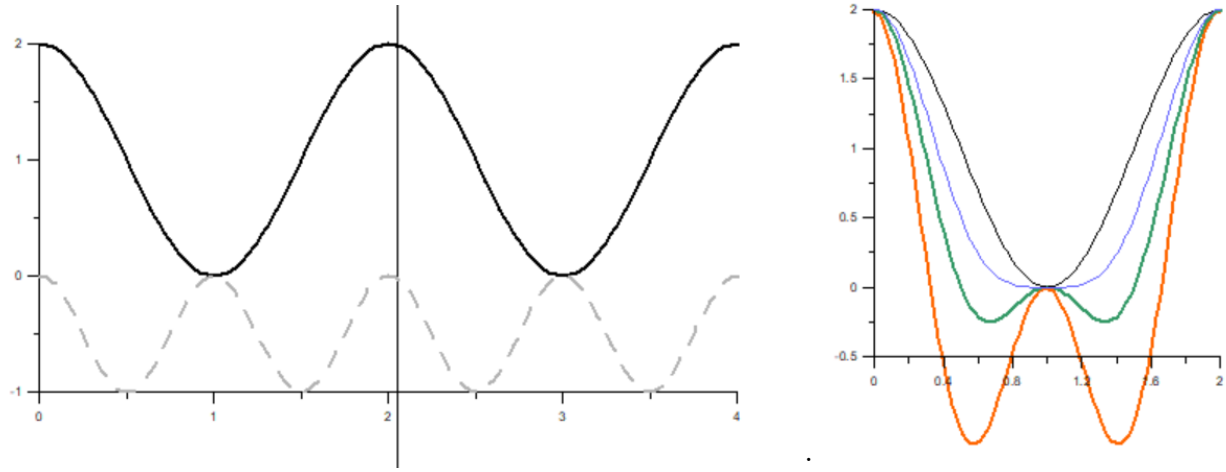


Рис. 7. Геодинамическая схема механизма формирования структур горно-складчатых поясов по Макарову, рисунок взят из работы [Макаров и др., 2010, 2011] (принципиальный геолого-геофизический разрез земной коры Центрального Тянь-Шаня). Стрелки красного цвета показывают направления внутрикорового и литосферного течения, подошва коры (граница М) соответствует глубинам 60–40 км

Fig. 7. Geodynamic diagram of the mechanism of formation of structures of mountain-folded belts according to Makarov, figure taken from [Makarov et al., 2010, 2011] (principal geological and geophysical section of the earth's crust of the Central Tien Shan). The red arrows show the direction of the intracortical and lithospheric flow, the sole of the crust (m boundary) corresponds to a depth of 60–40 km



а *б*

Рис. 8. Схемы, иллюстрирующие взаимосвязь формирования горного рельефа и эрозионных процессов:
а — формирование рельефа поднятия — впадина (сплошная линия) при отсутствии эрозии склонов (на вершинах поднятий пенеплен). Пунктир серого цвета — предполагаемый закон изменения скорости эрозии (максимум на склонах и минимум на вершинах и во впадинах); *б* — формирование рельефа поднятия — впадина (закон на рис. 8, *а*) при наличии эрозии склонов (закон на рис. 8, *а*). Линии черного цвета отвечает нулевая скорости эрозии вдоль всего склона, линии синего цвета отвечает максимальной скорости эрозии 0.25 (середина склона — *б*) от максимальной скорости вертикального поднятия на вершинах, линии зеленого цвета — 0.5 от скорости на вершинах, линии красного цвета — совпадает со скоростью на вершинах.

Fig. 8. Diagrams illustrating the relationship between the formation of mountain relief and erosion processes:
a — formation of a relief of a rise — a depression (a continuous line) in the absence of erosion of slopes (on tops of rises peneplen). The dotted gray — the proposed law change the rate of erosion (maximum slopes and minimum at the peaks and depressions); *b* — the formation of the uplift — depression (act in Fig. 8 *a*) in the presence of slope erosion (the law in Fig. 8 *a*). Black lines corresponds to zero speed of erosion along the slope, a blue line corresponds to the maximum speed of erosion of 0.25 (the middle of the slope — *b*), maximum rate of vertical uplift on the vertices, lines, green — 0.5 of the speed on the tops, the red color coincides with the speed on the tops.

Если закон латерального изменения вертикальной скорости использовать для задания формы рельефа (скорость на вершине вдвое выше скорости в середине склона и при нулевой скорости во впадине), то можно получить простой алгоритм расчета эволюции формы рельефа. Он реализован на рис. 8, *б*. Как видно, форма рельефа в тех случаях, когда эрозия склонов составляет более 0.25 от максимальной скорости поднятия на вершинах гор, принимает достаточно причудливые формы. Формируется как бы две впадины, разделенные малым валом. Для того, чтобы форма рельефа сохранилась и соответствовала первоначально заданной (субгармонической), необходимо, чтобы вертикальная скорость на склоне компенсировала скорость эрозии.

О чем говорит проведенный анализ? Мы совершенно точно знаем, что на склонах гор идет эрозия и скорость эрозии выше, чем дает нам простая разница кровли неотектонического поднятия и современного рельефа. Имеется большой разброс в амплитудах откапывания для речных долин внутригорных впадин (см. рис. 5). Если в долинах скорости откапывания пород малые, отвечающие скорости формирования речного вреза, то тогда будет формироваться неадекватная форма рельефа (рис. 8, *б* — красная линия). Для того, чтобы это не происходило, следует принять, что амплитуды откапывания пород речных долин имеют тот же порядок, что и амплитуды откапывания склонов в наиболее их градиентных участках. На рис. 9 показана схема соотношений объемов сноса, подсчитанных без учета истинных значений амплитуды откапывания горных пород, получаемых из фишин-трекового анализа и того, что следует из анализа речного вреза на примере данных рис. 5. Как можно видеть, соотношение между объемом, посчитанным как разница между неотектоническим поднятием и современным рельефом, составляет около 1/3 от того объема что дают реальные глубины пород, задействованных в эрозионном сносе.

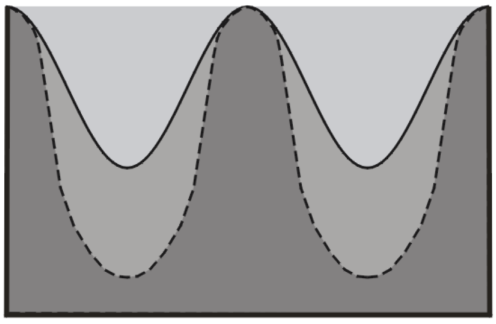


Рис. 9. Схемы, иллюстрирующие взаимосвязь формирования горного рельефа и глубины откапывания породы, находящейся в современном состоянии рельефа на его поверхности. Область светло-серого цвета — объем рассчитываемого снесенного материала по стандартной схеме. Область серого цвета — объем материала, участвующий в эрозионном процессе, выведенный при откапывании на поверхность Пунктирная линия палеоглубины пород, находящихся на поверхности в современном состоянии

Fig. 9. Diagrams illustrating the relationship between the formation of the mountain relief and the depth of digging of the rock, which is in the current state of relief on its surface. The area of light gray color is the volume of the calculated demolished material according to the standard scheme. Gray area — the volume of material involved in the erosion process, derived when digging on the surface of the Dotted line paleoglubiny rocks that are on the surface in the current state

Еще хотелось бы обратить внимание, что при интерпретации фишин-трековых данных используется термин «откопанные породы», а не денудированные породы. Возможно, это в том числе связано с закрепившимися неправильными представлениями об эрозии на стадии горообразования.

Об эрозионном механизме формирования складок. Если предположить, что современный рельеф формировался за счет более-менее однородного подъема и неоднородной интенсивности эрозионных процессов между современными положениями хребтов, то результатом этого будет морфология слоев, показанная на рис. 10 *а*. Такого типа структуры наверняка встречаются, но в более спокойных областях, не в орогенах.

Но, как показывают фишин-трековые исследования, породы на склонах хребтов раньше находились на глубинах, в несколько раз превышающих разницу между их современным положением и высотой хребтов. То же самое происходило и для внутригорных впадин на стадии их формирования. После того как они стали вовлекаться в общее поднятие, выведенные на поверхность глубинные породы были засыпаны осадками. Они оказались на поверхности склонов не только за счет эрозии, но и компенсационного выноса породы вверх из-за разгрузки, вызываемой эрозией (рис. 10, *б*). Геомеханические проблемы этого механизма внутрикорового течения рассматривались в работах [Мягков, Ребецкий, 2016, 2019].

Из-за такого механизма эрозии, скорости вертикального перемещения первоначальных горизонтальных слоев более высокие в зоне между склонами с наибольшим градиентом (обычно это средняя часть горных хребтов). В силу этого высота слоя для поверхности склона будет больше, чем в глубине гор, т.е. на склонах гор мы будем видеть слои, имеющие углы погружения под склон, как это

показано на рис. 10, *б*. Увидев подобную структуру на склонах долины, геолог-съемщик сразу может показать, какие антиклинали складок здесь были сформированы (пунктирные слои) до начала формирования поднятия и эрозии. Более того, геолог-тектонист развернет эти складки и оценит амплитуды горизонтального сокращения.

На самом деле, генезис формирования этих складок другой. Сокращения в горизонтальном направлении не происходило. Шел процесс эрозии склонов, сопровождавшийся выносом к поверхности вещества с больших глубин, приводящий к изменению морфологических форм слоистости внутри горного массива.

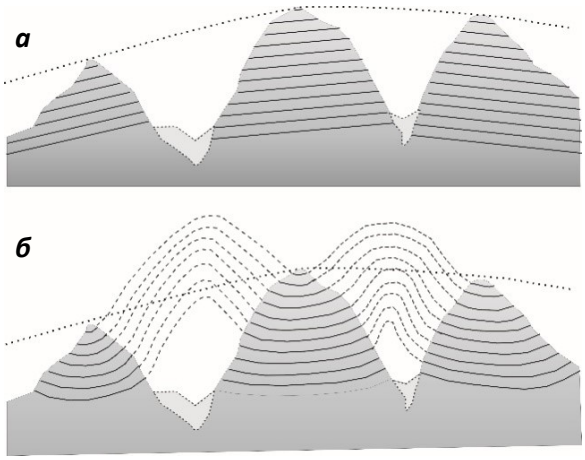


Рис. 10. Схема формирования структур, выходящих на склон хребтов:
а — простое «срезание» и вынос породы ниже пенеплена; *б* — восходящие движения в зоне эрозии (см. пояснения в тексте. Точечный пунктир — поверхность пенеплена, пунктир вне хребтов — домысленная поверхность складок, светло-серая закраска — области аккумуляции эрозионного материала

Fig. 10. The scheme of formation of the structures leaving on slopes of ridges:
a — simple “cutting” and removal of breed below peneplain; *b* — ascending movements in an erosion zone (see explanations in the text. Dotted line-the surface of the foam, dotted line outside the ridges-the conjectured surface of the folds, light gray paint-areas of accumulation of erosive material

Конечно, на рис. 10 показан самый простой эффект влияния эрозии на формирование изгиба первоначально горизонтальных слоев – складок. Но подобного типа структуры можно часто найти в публикациях (рис. 11). В таких складках слои имеют погружение от вреза долины в примыкающие к ней склоны поднятий, где идет максимально быстрое удаление дезинтегрированной породы.

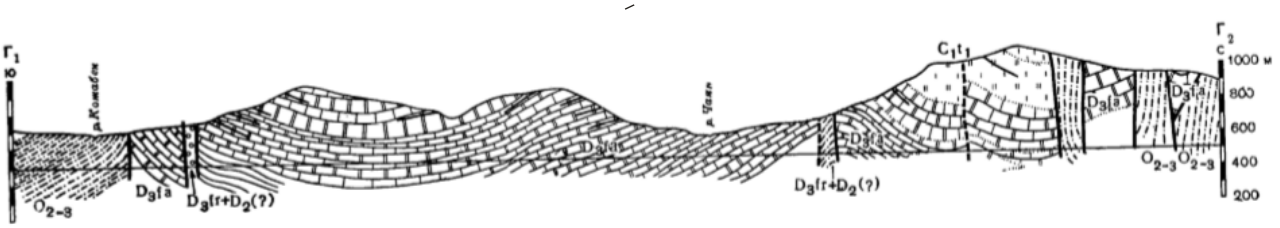


Рис. 11. Пример складок в Байдайсанском антиклинории из работы [Гзовский, 1959]

Fig. 11. An example of folds in the Baydaisan anticlinory from the work [Gzovsky, 1959]

Таким образом, в горных образованиях, где наблюдается эрозия склонов, превышающая простое удаление породы (см. рис. 10), *характерным должен быть синклинальный тип структур в горных поднятиях и «вырезанные» антиклинали в долинах*.

Лабораторное моделирование процесса эрозии. Рассмотренным выше простым примером не ограничивается эффект влияния эрозионных процессов на формирование складок. На рис. 12 показаны результаты физического эксперимента на влажных песках, приведенные в работе [Malavieille et al., 2011], в котором осуществлялось формирование структуры за счет подачи материала по транспортерной ленте (стрелки внизу) к вертикальному упору. Начальная слоистость была подкрашена, что позволяло хорошо видеть результаты моделирования. С определенного момента, когда вблизи упора-стенки начал формироваться повышенный градиент откоса, был начат процесс срезания части этого накопившегося материала, что имитировало процесс эрозии склонов.

В результате реализация в модели условий эрозии наиболее быстро развивающихся форм рельефа произошло резкое изменение хода деформационного процесса:

1. Прекращается развитие конуса сжатия в области упора.

2. Весь объем песка, располагавшийся в нижней части модели, начинает поступать к участку, поверхность которого испытывает эрозию.
3. На участке эрозии наблюдаются сверхинтенсивные вертикальные перемещения.
4. Все участки модели вне области вертикального течения резко замедляют свое развитие.

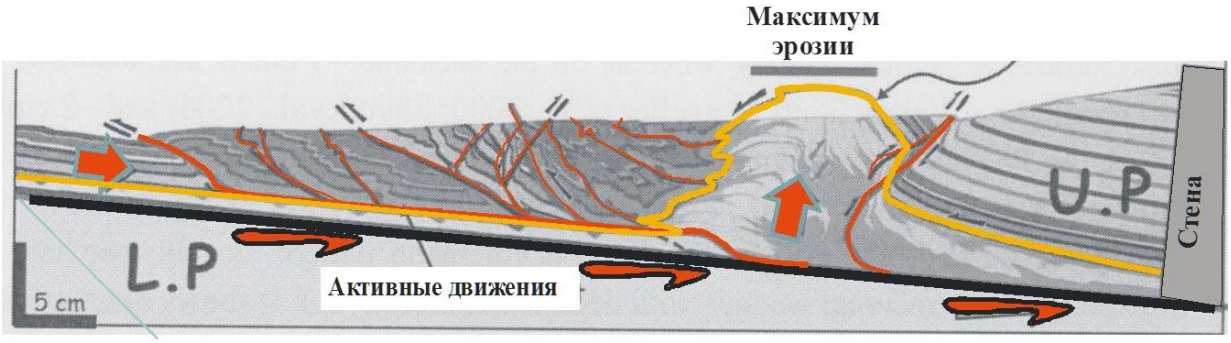


Рис. 12. Тектонофизическое моделирование процессов эрозии склонов на влажном песке, рисунок из работы [Malavieille et al., 2011] с дорисовкой.

Fig. 12. Tectonophysical modeling of slope erosion processes on wet sand, figure from [Malavieille et al., 2011] with finishing

Таким образом, приведенный лабораторный эксперимент показывает, что развитые складчатые структуры соответствующего масштаба могут возникать в случаях, когда в коре существует активное течение (см. рис. 7). Формирование корней гор и антикорней впадин сопровождается внутрикоровым горизонтальным перемещением вещества и это все вместе запускает формирование рельефа коры. Далее поверхностные экзогенный процессы могут создавать в локальных участках простые (см. рис. 10, *б*) или наоборот сложные складки (см. рис. 12), которые на самом деле никак не связаны с внешними региональными условиями нагружения.

Выполненный в этом разделе анализ показывает, что в области изучения механизмов образования складок многие вопросы так и остались не решенными со времен М.В. Гзовского. Современные данные о глубинах откапывания пород, находящихся в настоящее время на склонах и в речных долинах, не используются не только для оценки объемов снесенных пород, но и для анализа механизмов формирования складок. Приведенный в этом разделе пример показывает необходимость введения понятия эрозионного механизма формирования складок течения.

Роль инверсии с глубиной упругих свойств в неустойчивости слоистых сред

В этом разделе будут рассмотрены возможные механизмы формирования складок за счет внутренних источников, относящихся либо к осадочному чехлу, либо к коре в целом.

Считается, что гравитационное напряженное состояние является наиболее простым типом нагружения горных массивов, обеспечивающим длительное и стабильное их существование. Именно действием сил тяжести объясняют стремление к уплощению внутренних и внешних (кровля коры) границ тектоносферы. Отклонения от этого правила связывают только со случаями появления в массиве слоев пониженной плотности. Инверсия плотности с глубиной, когда легкое вещество находится под более тяжелым [Добрецов и др., 1993], приводит к формированию тектонического течения из-за невыполнения принципа *минимума потенциальной энергии сил тяжести*.

В геологии давно замечено, что существуют процессы тектонического течения пород, подобные тем, что связаны с инверсией плотности с глубиной, но в условиях, когда реально такой инверсии не наблюдается. В работах М.Г. Леонова исследуются природные структуры «всплывания» гранитных массивов, отличительным свойством которых является декомпрессионная дезинтеграция [Леонов, 2008]. Отмечены случаи формирования складок в глубине осадочного бассейна при отсутствии признаков больших латеральных сокращений пространства [Сорский, 1962]. При этом встречаемость такого явления возрастает с увеличением глубины осадочного бассейна. Возникает вопрос: *с какими явлениями, обеспеченными внутренними источниками энергии, можно связывать подобные процессы тектонического течения пород тектоносферы?*

В работах В.С. Пономарева [2008] обсуждаются вопросы о возможных источниках энергии тектонических процессов. Высказывается гипотеза о существовании латентной энергии, которая определенным образом связана с историей деформирования горных пород и тем уровнем

литостатического давления, который породе пришлось выдержать. С другой стороны, в начале двадцатого века С. Арениусом [Arrhenius, 1912] было предложено использовать механизм неустойчивости, вызванной инверсией плотности, для объяснения течения в горных породах. В этих работах с разных позиций по сути рассматривается одна и так же проблема. Поиск механизмов формирования складчатости за счет энергии, находящейся внутри самих горных масс.

Энергетические принципы механики. Попробуем найти ответ на поставленный выше вопрос с энергетических позиций, связав неустойчивость состояния *тектоносферы Земли с действием только массовых сил тяжести, но не ограничиваясь анализом только потенциальной энергии сил тяжести.*

В основе доказательства единственности решения задач теории упругости лежит положение механики о достижении *минимума суммарной внутренней энергии упругих деформаций* (упругой энергии) тела конечного объема, подверженного нагружению вдоль внешних его границ и/или внутренними массовыми силами [Работнов, 1979]. Его также называют законом минимума потенциальной энергии деформаций или принципом наименьшей работы (принцип Гамильтона). При заданных условиях нагружения и принятых свойствах среды из всех возможных перемещений и напряжений внутри деформируемого объема реализуются те, которые обеспечивают достижение минимума суммарных значений упругой энергии. Этот принцип служит базисом вариационных — энергетических принципов, используемых для решения задач теории упругости, и распространяется на широкий спектр различных моделей среды (упругих, упругопластических, упруго-вязких и др.). Вариационные принципы механики опираются на теорему Лагранжа — Дирихле, определяющую в качестве устойчивых консервативных механических систем те, которые обладают *минимумом потенциальной энергии.* Эта теорема, в свою очередь, является следствием более общего принципа наименьшего действия Гамильтона [Ландау, Лифшиц, 1964].

Здесь надо заметить, что принцип Гамильтона относится к недиссипативным средам и разработка аналогичного принципа для диссипативных сред до сих пор является актуальной проблемой [Onsager, 1931].

Условие минимума потенциальной энергии (МУЭ) от действия гравитационных сил требует расположения слоев в тектоносфере Земли по возрастанию их плотности. В противном случае система становится неустойчивой, и для сред, обладающих вязкой или пластической текучестью, будет происходить перераспределение вещества для достижения минимума потенциальной энергии сил тяжести. В конечном итоге в процессе течения в системе из двух слоев сверху оказывается менее плотный слой. Сам процесс течения обеспечивается разностью потенциальной энергии сил тяжести первого состояния, когда внизу лежал менее плотный слой, и второго, когда он оказался наверху. Эта разность энергии и выделится в тепло в процессе ползучести твердого тела или вязкого-пластического течения — тектонического течения.

Поскольку создание необратимых деформаций в процессе тектонического течения идет за счет уменьшающейся величины потенциальной энергии, будем далее употреблять термин «*избыточная потенциальная энергия»* в отношении состояния, которое не достигло устойчивой — стационарной фазы деформирования.

Как выше уже было сказано, при формулировке проблемы неустойчивости слоистого массива в поле силы тяжести, вызванной глубинной инверсией плотности, теорему Лагранжа — Дирихле применяют к потенциальной энергии силы тяжести. Энергия упругих деформаций также является потенциальной, т.е. зависит только от начального и конечного состояния системы, именно поэтому на нее распространяется действие теоремы Лагранжа — Дирихле. В связи с вышесказанным возникает вопрос: *в условиях действия только гравитационного напряженного состояния (ГНС), при любом ли распределении упругих свойств горного массива, состоящего из плоскопараллельных слоев одинаковой плотности*, имеет место *минимум его потенциальной упругой энергии?* Или имеются такие случаи чередования упругих свойств слоев массива, при которых этот принцип устойчивости не выполняется? Иными словами, можно ли путем простой перестановки по глубине слоев получить состояние, имеющее меньшее значение их внутренней энергии упругих деформаций, чем то, что имело место в некотором начальном положении этих слоев.

Анализ выполнения МУЭ для слоистой среды. Итак, нас будет интересовать следующая проблема: если в природном — актуальном состоянии в горном массиве присутствуют слои, в которых плотность с глубиной не убывает (постоянна или возрастает), то во всех ли случаях при действии только гравитационных сил (внешнее нагружение и температурные градиенты отсутствуют) это состояние можно рассматривать устойчивым с энергетических позиций и в таком массиве не возникнет адвекционное течение, подобное тому, которое имеет место при глубинной инверсии плотности.

Рассмотрим горизонтальную двуслойную пачку из двух бесконечных плоских слоев мощностью h_i ($i = 1, 2$), расположенную в массиве на глубине, которая определяет на кровле верхнего слоя уровень вертикального литостатического давления равным p_{lt}. Пусть слои имеют разную плотность p_o и объемную упругую сжимаемость K_i (компетентный и некомпетентный слои), отвечающую их актуальному состоянию в глубине массива при давлении p_{lt} (влиянием изменения давления в самой двуслойной пачке будем пренебрегать). Сравним упругую энергию этих слоев при разном их взаимном расположении в поле силы тяжести (рис. 13).

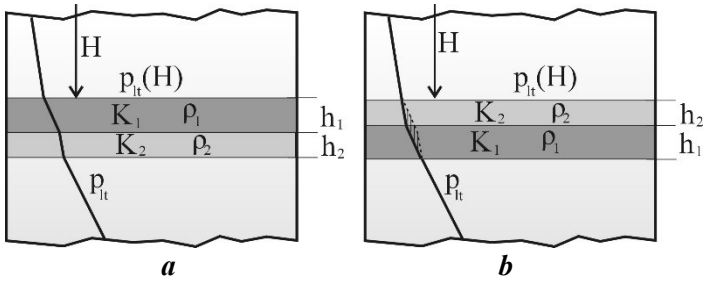


Рис. 13. Расчетная схема в виде двух слоев разных упругих свойств ($K_1 > K_2$), кровля которых расположена на глубине действия литостатического давления $p_{lt}(H)$, при двух вариантах их взаимного положения (*а, б*). Ломаная линия показывает изменение с глубиной литостатического давления p_{lt}. На рис. *б* заштрихованный прямоугольник показывает величину уменьшения в двуслое уровня литостатического давления после перестановки слоев

Fig. 13. The design scheme in the form of two layers of different elastic properties ($K_1 > K_2$), the roof of which is located at the depth of the lithostatic pressure $p_{lt}(H)$, with two variants of their mutual position (*a*, *b*). The broken line shows the change with the depth of the lithostatic pressure p_{lt}. In figure *b* the shaded rectangle shows the amount of reduction in the two layer level of lithostatic pressure after the permutation of layers.

Будем полагать параметры, определяющие пластические свойства пород, такими, что в них уровень девиаторных напряжений много ниже всестороннего давления, равного p_{lt}. Для упруго-пластического тела Кулона – Мора или Друккер — Прагера подобная ситуация может быть обеспечена высоким уровнем флюидного давления, близким к литостатическому, а для тела Мизеса — низкими значениям предела текучести. Как показано в работах [Ребецкий, 2008а, б], при флюидном давлении в трещинно-поровом пространстве, близком к гидростатическому значению, девиаторные напряжения в верхней коре составляют только 25 % от всестороннего давления, а при вдвое большей величине флюидного давления, отвечающей осадочным бассейнам и консолидированным породам средней коры, их соотношение падает до 10 %.

Будем пренебрегать девиаторными напряжениями, полагая, что в среде действует только всестороннее давление, равное литостатическому (идеальная упругая жидкость). Будем оценивать только удельную упругую энергию изменения объема (УЭО) для каждого из слоев:

$$W_1^1 = \frac{\left(p_{lt} + \rho_1 g h_1 / 2\right)^2}{2K_1} \kappa_1^2,\ W_2^1 = \frac{\left(p_{lt} + \rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2 / 2\right)^2}{2K_2} \kappa_2^2, \tag{1}$$

где K_1 — модуль упругого изменения объема в соответствующем слое. Здесь нижний индекс при символе энергии изменения объема (W) определяет порядковый номер слоя, а верхний показывает, что рассматривается состояние, когда верхним является слой с индексом 1. При записи выражений (1) давление в каждом из слоев приближенно принималось равным значению в его середине. Коэффициент k_i характеризует взаимосвязь всестороннего давления в слое с весом вышележащих пород и согласно [Динник, 1928] определяется значением коэффициента Пуассона ν_i:

$$\kappa_i = \frac{1+\nu_i}{3\left(1-\nu_i\right)}. \tag{2}$$

Энергия формоизменения для случая действия силы тяжести имеет простую связь с УЭО в виде соотношения:

$$U_i^j = \frac{\left(1-2\nu\right)^2}{\left(1+\nu\right)^2} \frac{9K_i}{2G_i} W_i^j \tag{3}$$

.

Будем далее полагать плотности слоев одинаковыми $\rho_i = \rho$. Тем самым мы не будем рассматривать влияние на вклад в изменение потенциальной энергии системы разности плотностей слоев. Если слои поменять местами (см. рис. 9, *б*), то удельная УЭО каждого слоя принимает следующие выражения:

$$W_1^2 = \frac{\left(p_{lt} + \rho g\left(h_2 + 0.5h_1\right)\right)^2}{2K_1}\kappa_1^2,$$
$$W_2^2 = \frac{\left(p_{lt} + \rho g h_2 / 2\right)^2}{2K_2}\kappa_2^2. \qquad (4)$$

Для этого состояния в выражении (1) слои сохраняют свой нижний индекс, а верхний меняется на 2. Используя (1) и (4), можно получить суммарную УЭО столбца единичной латеральной длины $\boldsymbol{l}_x$, $\boldsymbol{l}_y$ и мощности $\boldsymbol{h}_1 + \boldsymbol{h}_2$, включающего в себя оба рассматриваемых слоя для двух состояний (см. рис. 13).

$$\sum W^1 = l_x l_y\left(W_1^1 h_1 + W_2^1 h_2\right),\ \sum W^2 = l_x l_y\left(W_1^2 h_1 + W_2^2 h_2\right). \qquad (5)$$

Разность значений двух выражений (5), определяющая разницу упругих энергий двух состояний для рассматриваемых столбцов двуслойной пачки, будет выглядеть следующим образом:

$$\Delta W = \sum W^1 - \sum W^2 = l_x l_y h_1 h_2 g\rho\left(\frac{1}{K_2} - \frac{1}{K_1}\right)\left(p_{lt} + 0.5\rho g\left(h_1 + h_2\right)\right)\kappa^2. \qquad (6)$$

Поскольку для большинства горных пород значение коэффициента Пуассона меняется в диапазоне от 0.2 до. 0.3, то при записи выражения (6) принималось $\boldsymbol{k}_i = \boldsymbol{k}$.

Рассмотрим *гипотетический случай*, когда коэффициент Пуассона близок к 0.5. Согласно известным соотношениям теории упругости в этом случай модуль объемного сжатия стремится к бесконечности. Это определяет нулевое значение УЭО даже в том случае, когда тело равномерно сжато со всех сторон, так как изменения объема нет, т.е. нет работы на макроскопическом уровне. Но если допустить, что для такого тела равномерное обжатие вызывает на микроскопическом уровне формирование упругих сдвигов, не создающих изменение объема, но изменяющих форму, то тогда для макроскопически несжимаемого тела энергия, обусловленная равномерным его сжатием, не будет нулевой.

Исходя из этой гипотетической модели материала и того факта, что его деформирование *не приводит к изменению потенциальной энергии силы тяжести вышележащих слоев* (нет изменения объема), принцип МУЭ устойчивости начального состояния требует выполнения условия:

$$K_2 \geq K_1, \qquad (7)$$

т.е. *принцип МУЭ требует расположения слоев в порядке возрастания их упругих модулей объемного сжатия*. Если это условие не выполняется, то система потенциально неустойчивая.

Таким образом, показано, что при наличии гипотетического материала, обладающего свойствами упругой несжимаемости на макроскопическом уровне, но запасающим энергию сжатия/растяжения на микроскопическом уровне, в поле силы тяжести минимум потенциальной энергии упругой деформации наблюдается для двуслоя, в котором упругая жесткость с глубиной возрастает.

Далее будут представлены результаты экспериментов, которые показывают, что в определенном диапазоне нагружения горные породы обладают свойствами рассмотренного выше гипотетического материала.

Об обратимости дилатансии. Вернемся к уже немного забытым результатам геомеханических экспериментов по дилатансии. В них было установлено, что это явление наблюдается практически для всех типов осадочных горных пород. В кристаллических горных породах (типа гранитов) значимая дилатансия наблюдается, когда в эксперименте поддерживается поровое давление флюида. Это подтверждает концепцию дилатансии [Ставрогин, Протосеня, 1979, 1992], связывающую данное явление с сопряженной системой трещин скалывания и отрыва (рис. 14).

В осадочных горных породах существует большое число внутренних пор, и поэтому в них для формирования дополнительной открытой трещиноватости достаточно довести породу до предела хрупкой (на микроуровне) прочности. Трещины сдвига всегда будут иметь рядом с собой поры, которые

создадут облегченное скольжение для одного из крыльев трещины. В кристаллических горных породах прочность на микроуровне достаточно велика, а пор мало. Поэтому для формирования микротрещин отрыва необходимо создать дополнительное давление флюида внутри микропоры, находящейся рядом с трещиной скалывания, чтобы заставить ее трансформироваться в трещину отрыва. При этом надо иметь в виду, что трещина скалывания приводит к частичному уменьшению упругой энергии. Некоторая часть энергии, снимаемой на разрыве, перераспределяется в его окрестности и достаточно существенная часть уходит в тепло на берегах трещин и тратится на истинно пластические деформации на микроуровне, что в конечном итоге тоже трансформируется в тепло.

Обычно в научной литературе можно встретить массу результатов экспериментов по дилатансии, в которых приводятся кривые изменения объема с ростом осевой нагрузки вплоть до разрушения. Начало нашим исследованиям в этом направлении положила работа [M. Zoback, Byerlee, 1975], в которой были представлены результаты экспериментов по дилатансии образцов гранитов (рис. 15, *а*). В этих экспериментах к образцам первоначально прикладывалось всестороннее сжатие в 500 бар, а затем они подвергались дополнительному осевому нагружению (горизонтальная ось — нагрузка *F*). Уже на стадии всестороннего сжатия создавалось и затем поддерживалось постоянным внутреннее флюидное давление порядка 110 бар. Другой эксперимент с такими же образцами проводился при меньшем обжимном давлении в 250 бар.

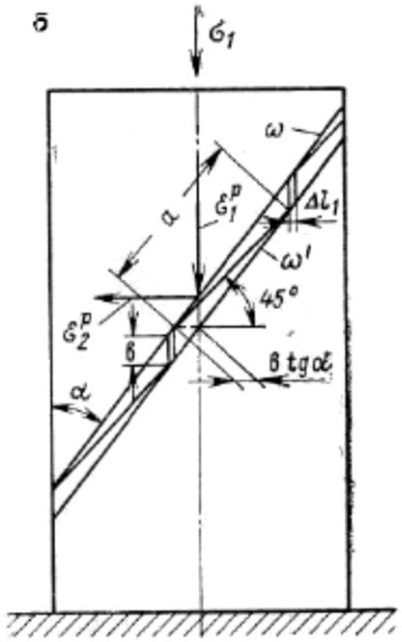


Рис. 14. Модель дилатансии за счет сдвигов и сопряженных с ними отрывов по Ставрогину [Ставрогин, Протосеня, 1972]

Fig. 14. The model of dilatancy due to shifts and associated separations by Stavrogin [Stavrogin, Protosenya, 1972]

В обоих экспериментах осевое нагружение осуществлялось до 95 % от предельной нагрузки (для этого проводились предварительные эксперименты вплоть до разрушения). В первом случае предельная нагрузка была около 5000 бар, а во втором 3500 бар. Затем образцы разгружались до уровня осевого давления, равного боковому обжатию.

Первичный анализ графического материла (рис. 15, *а*), представленного в статье, показал, что образец испытал в процессе деформирования очень большие изменения объема как на участке нагружения, так и на участке разгрузки. На рис. 15 *б* выделены характерные точки эксперимента, в которых наблюдались важные изменения деформационного процесса: Анализ экспериментов по дилатансии, выполненных в цикле нагрузка-разгрузка, показал, что существует несколько стадий процесса:

1. Стадия нагружения — упругое сжатие — линейная зависимость между всесторонним сжатием и деформацией изменения объема (*OA*).

2. Стадия нагружения — неупругого уплотнения пор — нелинейная зависимость между всесторонним сжатием и деформацией изменения объема (*ABC*).

3. Стадия нагружения — начальная линейная стадия дилатансии — происходит только за счет уже существовавших в породах микротрещин сдвига вблизи плоскости скалывания (*BCDE*), в этот период наблюдается малое суммарное изменение объема.

4. Стадия нагружения — развитая нелинейная стадия дилатансии — происходит формирование новых микротрещин скалывания для более широкого диапазона их ориентации (*DEF*).

5. Совпадение объемного упругого сжатия и увеличения объема за счет дилатансии (*F*).

6. Стадия нагружения —– развитая квазилинейная стадия дилатансии — происходит формирование новых микротрещин сдига вблизи плоскости скалывания (*FG*).

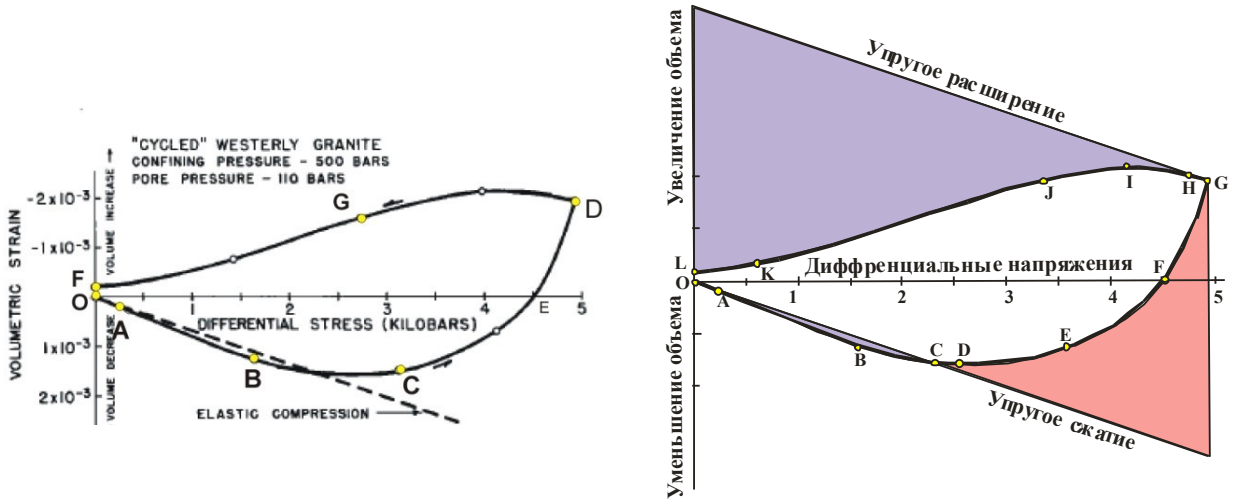
7. Достижение конечного нагружения (*G*).

8. Стадия разгрузки — начальная линейная стадия упругой компакции (*GH*).

9. Стадия разгрузки — начальная нелинейная стадия неупругой компакции — идет реверсное смещение вдоль микротрещин сдвига широкого спектра ориентации (*HIJ*).

10. Стадия разгрузки —– квазилинейная стадия неупругой компакции — идет за счет реверсного смещения вдоль микротрещин сдвига, отвечавших узкому спектру ориентации вблизи плоскости скалывания (*JK*).

11. Стадия разгрузки — квазилинейная стадия неупругой компакции — идет реверсное смещение вдоль микротрещин сдвига, отвечавших узкому спектру ориентации вблизи плоскости скалывания, малое общее изменение объема (*KL*).



а *б*

Рис. 15. Эксперимент по дилатансии горных пород (по работе [Zoback, Byerlee, 1975] (*а*) и результаты его интерпретации с нанесенными точками характерного изменения деформационного процесса (*б*)

Fig. 15. Experiment on dilatancy of rocks (according to [Zoback, Byerlee, 1975]) (*a*) and the results of its interpretation with the applied points of the characteristic change in the deformation process (*b*)

На завершающей стадии разгрузки происходит уменьшение объемных деформаций расширения образца до значений, многократно превышающих неупругое его уплотнение, имевшее место на стадии начальной стадии нагружения (см. рис. 15, *б*, участок кривой *AB* ниже пунктирной линии). Если нелинейное поведение кривых деформаций на стадии нагружения можно объяснить с позиций современных представлений теории пластичности как снижение предела упругопластического деформирования, то форму кривых на стадии разгрузки объяснить с этих позиций невозможно. Теория пластичности утверждает, что разгрузка идет по упругому закону. Значит, какие-то процессы, происходящие в образце на микроуровне, изменили действие этого закона.

Полученные результаты показывают, что неупругие деформации оказались обратимыми, что позволяет нам применить к ним термин «*условно неупругие*». Это говорит о том, что формирование таких деформаций связано с системой трещин скалывания и отрыва, которая позволяет трансформировать энергию не в чисто неупругие деформации (в конечном счете в тепло), а в упругие в виде поля напряжений микромасштаба в окрестности микротрещин. При разгрузке эта энергия высвобождается и может идти на создание дополнительных деформаций на стадии разгрузки. Это фактически скрытая — *латентная энергия* [Пономарев, 2008], накопленная образцом в ходе предыдущей стадии прямого нагружения. Необратимые деформации, оказались обратимыми.

Таким образом, если следовать интерпретации А.Н. Ставрогина об ответственности за дилатансию сопряженной системы трещин скалывания и отрыва, то можно предположить, что при разгрузке подобная система претерпевает инверсию. Сдвиговое смещение меняет свой знак,

а на месте отрыва формируется структура сжатия. Вполне очевидно, что как на стадии нагрузки, так и разгрузки скольжение с трением вдоль трещин приводит к переводу части механической работы в тепло так же, как часть энергии будет необратимо тратиться на формирование отрывов и их закрытие. Таким образом, полностью образец свою форму не восстановит.

В этом эксперименте важен следующий момент. Если бы мы посчитали, что сформировавшееся на стадии нагружения изменение объема образца, квазиоднородно деформирующегося на макроскопическом уровне, является необратимым, то это означает, что соответствующая ему часть механической работы ушла в тепло. Но, как показывает схема формирования дилатансии по А.Н. Ставрогину, большая часть энергии нагружения на самом деле трансформируется на микроуровне в неоднородные упругие деформации. Горная порода, существовавшая длительное время, всегда имеет объемы, испытавшие большие «условно необратимые» сдвиговые деформации. При этом за счет минерализации внутренние трещины и полости могут быть частично «залечены», т.е. упругая энергия микротрещин «законсервирована». Порода, испытавшая дилатансию на стадии нагружения, может рассматриваться как батарейка, зарядившаяся механической энергией.

Второй важный вывод, который можно сделать по результатам эксперимента, состоит в том, что в массиве всегда существуют участки породы, в которых идет как процесс нагрузки, так и разгрузки. Более того, даже относительно близко расположенные объемы породы в масштабе сотен метров могли иметь разные пути нагружения и разгрузки в процессе своей эволюции. Это означает, что на определенном масштабе усреднения — мегаскопический масштаб (метры — десятки метров), независимо от того, как условия актуального регионального нагружения связаны с условиями локального нагружения, в процессе нового этапа упругопластического деформирования объем вещества может практически не изменять своего объема. При этом в нем идет аккумуляция или релаксация энергии, эффективно связанной с всесторонним давлением.

Таким образом, порода может рассматриваться как упругопластическое или упруго-вязкое тело, деформирующееся без изменения объема, но *запасающая и высвобождающая энергию упругого изменения объема.* Отсюда следует, что рассмотренный в предыдущем разделе гипотетический материал не такой уж и гипотетический. Горные породы осадочного чехла, испытывающие в процессе осадконакопления и постепенного увеличения литостатического давлений закритические деформации могут рассматриваться как среда, обладающая на мегаскопическом уровне указанными выше свойствами. Тогда сделанные в предыдущем разделе выводы относительно состояния двуслоя с инверсией упругой жесткости, приводящего к формированию *избыточной энергии упругих деформаций,* становится вполне актуальными, требующими дополнительного анализа.

Вопрос состоит в том, что проведенный выше анализ касался недиссипативных сред. Что будет происходить в среде, обладающей диссипативными свойствами? Наиболее простой ответ можно получить для упруго-вязкой модели среды. Такая модель может именоваться как *псевдонесжимаемое упруго-вязкое тело.* Вполне очевидно, что для такой модели чем больше будет этой избыточной энергии, тем быстрее будет протекать процесс течения вязкого двуслоя.

Иная ситуация для упругопластического тела двуслоя. В этом случае должен быть достигнут уровень критических значений напряжений для возникновения течения, реализующего неустойчивость начального состояния. Вполне очевидно, что достижение такого критического состояния невозможно на малых отклонениях от начального состояния. Т.е. достижение критического состояния связано не с избыточной потенциальной энергией, а с самим начальным напряженным состоянием. Оно должно стать закритическим. Это значит, что глубина расположения двуслоя в осадочном чехле должна быть достаточно большой порядка первых километров (при прочности сцепления пород около 100 бар).

Далее будут представленные теоретические основы рассмотрения проблемы неустойчивости слоистых сред, опирающиеся на изложенный здесь подход.

Модель течения для псевдонесжимаемого упруго-вязкого тела. В работе этого сборника [Ребецкий, 2019] представлены уравнения Навье — Стокса для неклассической модели тела Максвелла [Ребецкий, 2011]. Это приближенные уравнения, в которых от упругости учитывается только изменение объема причем только в той его части, которая связана с литостатикой.

$$\Delta\left(\Delta \dot{u}_z - R_b \dot{u}_{z,z}\right) = 0 \text{ при } R_b = \frac{\rho g H}{K}. \tag{8}$$

Построение такого уравнения было вызвано изучением генезиса напряжений горизонтального сжатия. Однако анализ этих уравнений показал, что они содержат в себе параметр $\boldsymbol{R_b}$, который может

приводить к потери устойчивого состояния. Нижний индекс этого параметра был выбран исходя из того, что соответствующий параметр $\boldsymbol{R}_a$ Рэлея определяет неустойчивость состояния термогравитационной конвекции. В отличии от него дополнительный член с коэффициентом $\boldsymbol{R}_b$ в уравнении (8) связан с упругим изменением объема, возникающем при вертикальном перемещении вещества в поле силы тяжести. Кроме дополнительного члена в уравнении Навье — Стокса появляются также дополнительные члены в выражениях для скорости изменения объема. При подъеме вещества вверх будет происходить расширение объема, а при опускании — сжатие. Это влияние упругой сжимаемости, введенное в уравнение Навье — Стокса. Уравнения (8) предлагалось применять при анализе внутрикорового течения в слоях, формирующихся в самой коре (гранит, базальты, метаморфизированные породы).

Поскольку уравнения сохранения импульса сил, из которых получено выражение (8), при их умножении на скорость течения определяют удельную мощность течения, то дополнительный член в (8) можно рассматривать как энергетический вклад в процесс деформирования упругого объемного сжатия. В восходящем потоке для классического случая уравнения Навье — Стокса имеет место поступление энергии в процесс течения за счет упругого сжатия, созданного в более глубинных слоях. И, наоборот. Для нисходящего потока из процесса, обеспечивающего течение среды, удаляется энергия. Она идет на создание упругого сжатия породы.

Основываясь на последнем анализе, предлагается использовать уравнения (8) для расчета неустойчивого состояния слоистой системы в рамках тех идей, которые были высказаны в предыдущем разделе. Рассматривается задача о лежащем на некоторой глубине упруго-вязком двуслое (см. рис. 9), в котором имеет место инверсия по глубине упругой жесткости слоев (менее жесткий лежит под более жестким). т.е. имеется *избыточная упругая энергия*. В этом случае для соотношений между скоростями деформаций и напряжениями следует использовать их стандартную форму, отвечающую реологии вязкого тела. При этом определяющее уравнение для нахождения скоростей вертикальной компоненты течения ($\dot{u}_z$) записываем в той форме, как это показано в (8). В этом случае будет происходить учет энергетического вклада упругих деформаций изменения объема в процесс течения, но при этом вещество модели в процессе течения будет изменять свой объем.

Таким образом, для двуслоя имеем следующие определяющие уравнения.

$$\Delta\left(\Delta\dot{u}_z^i - R_b\dot{u}_{z,z}^i\right) = 0 \text{ при } R_b^i = \frac{\rho^i g H^i}{K^i},\ i = 1, 2. \tag{9}$$

К этим уравнениям следует добавить условия на внешних границах двуслоя, например, жесткие и скользкие границы (отсутствие вертикальных перемещений и касательных напряжений). Анализ детерминанта матрицы коэффициентов разрешающий системы уравнений даст волновое число, определяющей длину волны формирующихся складок.

На самом деле в осадочных бассейнах достаточно часто наблюдается чередование компетентных (упруго жестких) и некомпетентных (упруго податливых) слоев. В рамках рассмотренной здесь модели неустойчивости такие слоистые среды также следует считать обладающими избыточной энергией, которая будет инициировать течение. Простой анализ показывает, что устойчивым состоянием в таких слоистых средах будет являться структура с субвертикально расположенными крыльями складок.

Заключение

Вероятно, проблема складкообразования стала своеобразным заложником преобладающей сегодня общей геодинамической концепции. Тектоника литосферных плит уже в своем названии определяет претензию на объяснение деформированных структур литосферы. Отсюда следовало объяснение складчатости с позиции горизонтального сокращения. Особо большие проблемы в этой связи возникают в осадочных бассейнах. Дело в том, что исследования глубинного строения осадочных бассейнов ведутся главным образом коммерческими компаниями в целях прогноза месторождений. Здесь ошибки интерпретации могут приводить к неправильному прогнозу.

В самом начале своей научной деятельности в ИФЗ РАН, где-то в 1987–1988 гг., у меня состоялся разговор с В.Н. Шолпо. Тогда уже была сделана моя первая работа по анализу механизма формирования напряженного состояния в шевронных складках, инициатором которой был О.И. Гущенко [Ребецкий, Гущенко, 1991]. Эта работа докладывалась на семинаре В.В. Белоусова

и была им положительно воспринята, хотя, как мне тогда казалось, ее результаты противоречили его взглядам. В нашей беседе В.Н. Шолпо предлагал проанализировать ситуацию с геомеханическими основами генезиса складок осадочных бассейнов. Он говорил о внутренних источниках энергии, ответственных за их возникновение, хотя сами эти источники им определены не были. Поскольку у лаборатории тектонофизики была своя не простая история взаимоотношения с учениками В.В. Белоусова, то я холодно реагировал на предложения В.Н. Шолпо, и этот разговор тогда ни к чему не привел. Но, как это часто бывает, брошенное зерно постепенно проросло.

По прошествии достаточно большого времени, выполняя исследования природного напряженного состояния внутриконтинентальных орогенов [Ребецкий и др., 2013, 2016; Ребецкий, Алексеев, 2014; Ребецкий, 2015; Ребецкий, Кузиков, 2016] на основе созданных в лаборатории тектонофизики методов [Ребецкий, 1997, 2003, 2005; Rebetskii, 1999, 2003], пришел к выводу, что полученные закономерности напряженного состояния нельзя объяснить простым боковым сжатием (давление Индийской плиты). Тогда было найдено нетривиальное объяснение механизма генерации напряжений большого горизонтального сжатия в континентальных орогенах [Ребецкий, 2008], связанной с «откапыванием» пород с больших глубин и с сохранением в них напряжений дополнительных горизонтального сжатия, возникающих на тех глубинах из-за преодоления предела текучести (трещинная текучесть).

Предложенный механизм генерации напряжений горизонтального сжатия не предусматривает не только горизонтального сокращения, но и больших деформаций. В рамках такой концепции невозможно объяснить формирование складок. С другой стороны, в рамках теории литосферных плит большие напряжения горизонтального сжатия и формирование складок — это два парных процесса, одного генезиса. Если отказать тектонике плит в формировании аномальных напряжений горизонтального сжатия в коре континентов, то как быть со складками? Исходя из этой логики, был начат анализ энергетических источников неустойчивого состояния слоистых систем. И первым претендентом на них, конечно, было гравитационное напряженное состояние.

Представленный здесь механизм формирования складок, связанный с внутренним источником энергии осадочного чехла, является альтернативным к известному механизму адвекции, возникающему при инверсии плотности пород. Источником энергии в рассмотренной выше модели неустойчивости является инверсия упругой жесткости в слоистой среде. Уникальные свойства горных пород, состоящие в инверсии дилатансии (компакции), делают механизм потери устойчивости возможным.

Еще 20–30 лет назад предположение о том, что породы на склонах были на глубинах существенно больших, чем дает простой срез, обусловленный формой долин и ущелий, могли посчитать неверным. Но сейчас данные фишен-трек анализа показывают, что породы склонов до начала горообразования могли находиться на глубинах 4–5 км, а иногда и более. Рассмотренная в этой статье модель формирования складок, вызванных неравномерной вертикальной эксгумацией также должна быть более детально исследована.

Таким образом, в качестве основных внутренних источников энергии формирования складок в осадочных бассейнах предлагается рассматривать избыточную упругую энергию слоистых массивов. При этом поверхностные процессы массопереноса, обусловленных денудацией и осадконакоплением, могут вносить свой энергетический вклад в этот процесс, а также могут рассматриваться как самостоятельный фактор формирования изгибов первоначально горизонтальной слоистости.

Работа выполнена при поддержке в рамках финансирования по госзаданию ИФЗ РАН.

Литература

Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., Панов Д.И., Седенко С.М. Геология Большого Кавказа: (Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа). Недра, 1976. 263 с.; 1978. 192 с.

Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформации // Бюл. МОИП, отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 4.

Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 328 с.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд. М.: Недра, 1989. 382 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I–II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 265 с. Ч. III, IY; 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
Гзовский М.В., Ма-Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями) // Складчатые деформации земной коры их типы и механизмы образования. М.: АН СССР, 1962. С. 306–324.
Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.
Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.
Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н. Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 12. С. 5–12.
Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. М.: Наука, 1964. 568 с. (Статистическая физика. Т. V.).
Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.
Леонов Ю.Г. История наук о Земле // ИИЕТ. 2009. № 3. С. 9–27.
Лукъянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д. и др. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар-Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю., Щербина Ф.А. Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Инженерные изыскания. 2011. № 1. С. 42–51.
Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
Мягков С.Д., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. Вып. 29, № 1. С. 89–100.
Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Тектонофизическое исследование возможных механизмов генерации напряжений в коре орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, вып. 1. С. 21–41.
Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
Новожилов В.В. Основы нелинейной теории упругости. М.; Л., 1948. 211 с.
Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1970.
Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости // Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1974. 207 с.
Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 378 с.
Работнов Ю.Н. Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1979. 744 с.
Рамберг Х. Сила тяжести и деформации земной коры. М.: Недра, 1985. 399 с.
Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И. Уравнения состояния и эволюция деформационной анизотропии складчатых комплексов // Изв. РАН, Физика Земли. 1995. № 8. С. 5–24.
Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений юго-восточной Азии и Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101.
Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, № 1. С. 39.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008а. С. 431–466.
Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11, № 1. С. 66–73.
Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008в. Т. 423, № 4. С. 538–542.
Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Доклады РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 397–402.
Ребецкий Ю.Л. Влияние упругой сжимаемости мантии на термогравитационную конвекцию. Конвективная неустойчивость гравитационного напряженного состояния // Доклады РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 250–255.
Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, вып. 1. С. 257–290. URL: http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127.

Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, вып. 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1225–1250.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 496–520.

Ребецкий Ю.Л. Достижения перспективные задачи тектонофизических исследований в России // Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею Михаил Владимировича Гзовского. Апатиты, 2019. С. 10-58.

Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 9–1.

Сорский А.А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 308–317.

Сорский А.А. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой // Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. С. 22–34.

Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок известнякового Дагестана // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134–170.

Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 2. 360 с.

Эз В.В. Заблуждения и предрассудки в анализе тектонических структур (геометрический и физический аспекты) // Избранные труды. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 111–180.

Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 191 с.

Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.

Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.

Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987а. № 4. С. 31–48.

Яковлев Ф.Л. К вопросу о факторах складкообразования // Геотектоника. 1987б. № 4. С. 124-125.

Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. вып. 19, № 1. С. 191–214.

Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009. № 11. С. 1023–1034.

Яковлев Ф.Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 70-76.

Arrhenius S. Zur Physik der Salzlagerstatten. Meddelanden fran K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut. 1912. II. No. 20.

Campball T.D. Same aspects of rock folding by shearing deformation // Am. J. Sci. 1951. V. 249. September.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia distant effects of India-Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci. 2004. V. 21, No. 41. P. 121–122.

De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 145–159.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 745–763.

Enkelmann E., Ratschbacher L., Jonckheere R., Nestler R., Fleischer M., Gloaguen R. Hacker B.R., Zhang Y.Q., Ma Y.-Sh. Is Tibetan lower crustal flow diverging around the Sichuan Basin? Cenozoic exhumation and deformation of northeastern Tibet and the Qinling // GSA Bulletin. 2006. V. 118; No. 5/6. P. 651–671. Doi: 10.1130/B25805.1.

Kral J., Gurbanov A.G. Spaltspure-Alterswerte von Apatite aus dem voralpinen Grundgebige des Groben Kaukasus // Chem. Erde. 1996. V. 56. P 177–192.

Malavieille J., Taboada A., Lu Chia-Yu, Chang Kuo-Jen Impact of surface process on active faulting in Taiwan // Colloque en homage a Jacques Angelier, (Paris, 2011, 17 November). 2011. P.75–76.

Onsager L. Reciprocal relations in irreversible process I, II. // Phys. Rev. 1931. V. 37. P. 405–426; 1931. V. 38. P. 2265–2279.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rock / McGraw Hill ed., New York, 1967. 568 p.

Rebetskii Yu.L. Methods for Reconstructing Tectonic Stresses and Seismotectonic Deformations Based on the Modern Theory of Plasticity // Doklady Earth Sciences. 1999. V. 365. P. 370–373.

Rebetskii Yu.L. Development of the method of cataclastic analysis of shear fractures for tectonic stress estimation // Doklady Earth Sciences. 2003. V. 388, No. 1. P. 72–76.

Zoback M.D., Byerlee J.D. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite // JGR. 1975. V. 80, No. 5. P. 752–755.

К. Ж. Семинский, А. А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМНОЙ СТРУКТУРЫ РАЗНОРАНГОВЫХ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Аннотация

Исследования разломной структуры зон растяжения земной коры проводились на примере разноранговых разломов Байкальского рифта. Применение тектонофизического подхода при обработке электроразведочных данных с использованием гистограммы распределения сопротивлений позволило выделить границы и особенности внутреннего строения разломных зон. Тектонофизический анализ полученных материалов позволил установить, что разрывная структура зон растяжения, формирующихся в континентальных условиях на разных уровнях организации вещества, в главных чертах подобна, что обусловлено единством механизма деструкции, который реализуется под воздействием горизонтально и вертикально ориентированных тектонических сил. Это позволило предложить их обобщенную структурную модель в виде сложно построенной зоны, имеющей в плане грибообразную асимметричную форму. Структура лежачего крыла отражает веер вторичных разломов, образующихся при субвертикальных движениях в зоне главного сброса, который у поверхности круто наклонен к горизонту. Строение висячего крыла отражает систему линзоподобных грабенов, формирующихся вследствие субгоризонтального перемещения блока по подстилающей его сравнительно пологой поверхности главного сместителя. Байкальский рифт является типичным представителем рассматриваемых зон растяжения на уровне литосферы. Он характеризуется полным набором главных структурных элементов обобщенной модели. Полноценное строение верхней части этой крупнейшей в Центральной Азии зоны растяжения предполагает наличие на глубине пологого детачмента, который протягивается у подошвы коры от края платформы вглубь складчатого пояса. Предложенная модель строения зон растяжения может быть основой для интерпретации разномасштабных геоэлектрических разрезов, получаемых с целью выявления глубинной структуры коры или картирования сети близповерхностных активных разломов, представляющих опасность для регионов интенсивного природопользования.

K.Zh. Seminsky, A.A. Bobrov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk

FAULT STRUCTURE OF CRUSTAL EXTENSION ZONES OF DIFFERENT RANKS: TECTONOPHYSICAL INTERPRETATION OF THE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA ON THE CENTRAL PART OF THE BAIKAL RIFT

Abstract

The geological and geophysical data on faults of different ranks were used to investigate the fault structure of crustal extension zones located in the central part of the Baikal rift. A tectonophysical approach was applied for processing the data of electrical surveys and analysis of the electrical resistance histograms, which allowed identifying the boundaries and structural features of the fault zones. In the crustal extension zones formed in continental conditions at different material organization levels, the fault structures are basically similar due to the uniformity of the destruction mechanism that acts under the influence of horizontally and vertically oriented tectonic forces. We propose a generalized structural model showing a structurally complex zone, which plan is asymmetrical and mushroom-shaped. The laying wing structurally reflects a fan of secondary faults formed during subvertical movements in the zone of the main fault that is steeply inclined to the horizon at the surface. The hanging wing reflects a system of lens-like grabens formed due to the subhorizontal displacement of the block along the underlying main fault plane that dips at a relatively low angle. The Baikal rift is a typical extension zone of the lithospheric scale. It is characterized by a complete set of main structural elements of the generalized model. A comprehensive structure of the upper part of the extension zone assumes the presence of a shallow detachment at a depth, which stretches at the crust bottom from the platform margin into the fold zone. The proposed model of the fault structure of extension zones can be used as a basis for interpretations of geoelectrical cross-sections of various scales, which are obtained for discovering the deep structure of the crust. It can be useful for mapping the networks of active subsurface faults classified as hazardous for the regions allocated for intensive development of natural resources.

Введение

Обстановка растяжения широко распространена на разных иерархических уровнях континентальной литосферы. Деформация реализуется по разломным системам, наиболее крупными из которых являются рифты, а более мелкими — зоны разноранговых сбросов. Строение крупных зон растяжения является более сложным, чем это характерно для сбросов в верхней части земной коры, поскольку структурообразование в этом случае, как правило, осложняется воздействием аномальной мантии. Однако и разломы, формирующиеся лишь под воздействием тектонических сил, имеют достаточно сложное строение, если к их исследованию подходить с позиций тектонофизики. В этом случае объем понятия «разлом» (точнее — «разломная зона») включает, кроме сравнительно узкой полосы тектонитов главного сместителя и вторичных разрывов оперения, более широкую зону нарушений, генетически связанных с формированием этого сместителя.

Сбросовые разломные зоны, согласно классификации механизмов деформирования земной коры М.В. Гзовского [1975], образуются при вертикальном продольнозональном сдвигании или горизонтальном растяжении с продольнозональным укорочением земной коры. В первом случае внешние силы действуют в вертикальном направлении и способствуют формированию круто наклоненного сбросового сместителя. Во втором случае доминируют горизонтально направленные силы, и укорочение достигается за счет перемещений по сравнительно пологой зоне, которая в условиях структурно неоднородной коры, как правило, переходит на глубине в детачмент. При сочетании двух механизмов происходит формирование сбросовых зон с наиболее сложным строением. Выявление общих закономерностей структурной организации подобных зон растяжения, имеет прикладное значение в связи с контролем сейсмической и флюидной активности, сопутствующей разрывообразованию.

Целью данного исследования было проанализировать геолого-геофизические материалы, характеризующие разноранговые зоны растяжения центральной части Байкальского рифта, и установить главные закономерности их строения, обусловленные единством механизма деструкции, проявляющегося в земной коре на разных уровнях иерархии.

Объекты и методы исследования

Центральное Прибайкалье является уникальной территорией для достижения цели исследования, т.е. изучения внутреннего строения зон растяжения, относящихся к широкому спектру масштабов. Среди них в первую очередь рассматривались разломы, обнажающиеся в пределах сухопутной части Маломорской впадины, которая представлена Бугульдейско-Чернорудским грабеном. С северо-запада он ограничен Приморским региональным сбросом, который было изучен на профиле 1 (рис. 1). Зона его влияния включает серию локальных разломов 2-го (и более высоких) порядков, одним из которых является Улирбинский сброс, пересеченный профилем 2. Материалы, представленные ниже на примере этих разломов, отражают общие закономерности строения группы локальных и региональных разломных зон, изученных в последние годы на территории Западного Прибайкалья комплексом геолого-геофизических методов [Семинский и др., 2008, 2014, 2016; Семинский, Бобров, 2018; Семинский, 2014, 2015]. Кроме этих разломных зон к анализу привлекались данные по строению Байкальского рифта в целом, полученные ранее на примере его центральной части в ходе проведения комплексных исследований вдоль трансекта Шертой — Красный Чикой [Семинский и др., 2013].

Результаты исследований, проведенных для каждой разломной зоны, базировались на геолого-структурных наблюдениях, линеаментном анализе рельефа, радоновой съемке и электроразведке. Задачей применения трех первых групп методов было определение на местности положения главного и второстепенных разрывов, представляющих внутреннюю структуру изучаемой разломной зоны. Электроразведочные методы использовались для установления ее строения на глубине. Изучаемые сбросовые зоны являются тектоническими структурами, активными на современном этапе тектогенеза, так как по ним происходят перемещения блоков в условиях растяжения земной коры. Как следствие, зоны их динамического влияния характеризуются интенсивной нарушенностью разрывами и высокой проницаемостью для флюидов и газов. Таким образом, на геоэлектрических разрезах разрывные структуры в целом проявляются в виде участков аномально низких удельных электрических сопротивлений (УЭС, ρ). В рамках данного исследования основным материалом для выделения разломной структуры были геоэлектрические разрезы, построенные для трансекта Шертой — Красный Чикой до глубины 30 км на базе магнитотеллурических зондирований (МТЗ) [Семинский и др., 2013], а для пересекающих сбросы сравнительно коротких профилей — на основе электротомографии (ЭТ)

до глубин от 5 до 80 м. Высокая информативность ЭТ для выявления разломных зон под рыхлыми наносами обусловлена использованием тектонофизического подхода к обработке полевых измерений, полученных согласно описанной ниже методики.

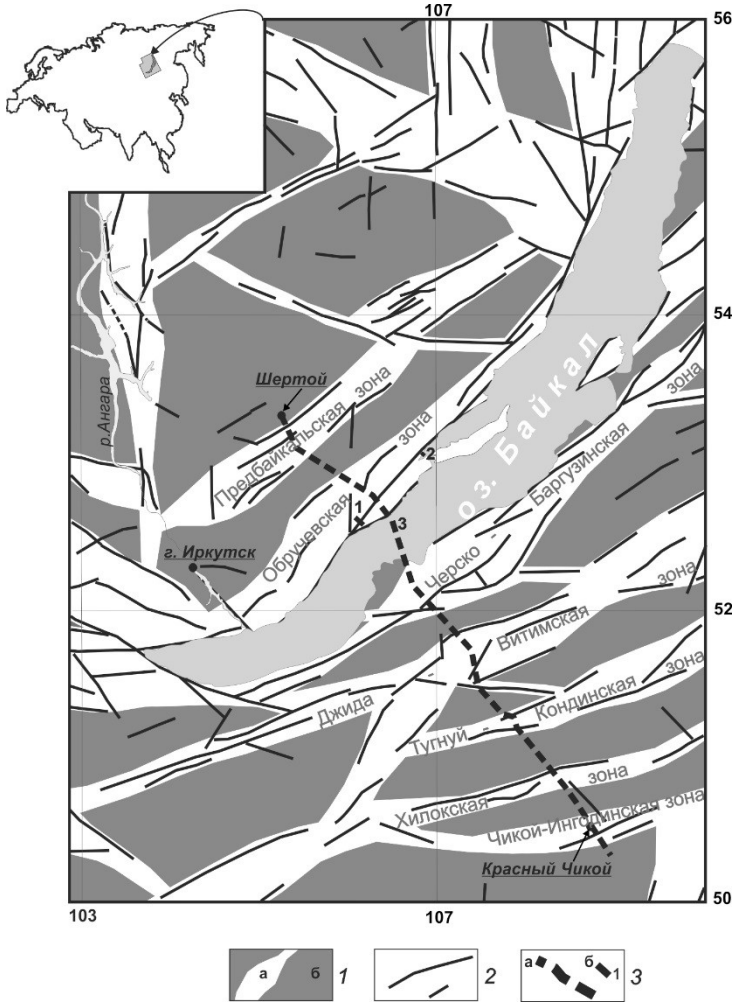


Рис. 1. Положение профилей геолого-геофизических исследований на схеме зонно-блоковой структуры земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья, представленной в статье [Семинский и др., 2013]:
1 — межблоковые зоны (*а*) и блоки (*б*); *2* — разломы, отчетливо выраженные линеаментами рельефа; *3* — линия транссекта Шертой — Красный Чикой (*а*) и менее протяженных геофизических профилей (*б*), пересекающих зоны регионального Приморского (*1*) и локального Улирбинского (*2*) сбросов в Западном Прибайкалье

Fig. 1. Schematic map showing the zone-block structure of the crust in Pribaikalie and Western Transbaikalia and the profiles of geological and geophysical studies, described in [Seminsky et al., 2013]:
1 — zones between blocks (*a*) and blocks (*б*); *2* — faults clearly expressed by lineaments of the relief; *3* — Shertoi — Krasny Chikoi transect (*a*) and shorter geophysical profiles (*б*) across the zones of the regional Primorsky (*1*) and local Ulirba (*2*) normal faults, Western Pribaikalie

Малоглубинная электротомография осуществлялась при помощи многоэлектродной станции сопротивлений «Скала-48». Методика измерений ρ была отработана и опробована в ходе предшествовавших исследований в Западном Прибайкалье [Зарипов, 2013]. При работе на Улирбинской площади (см. рис. 1, профиль 2) использовалась последовательность подключения электродов, соответствующая симметричной установке Шлюмберже с расстоянием между электродами 5 м и глубиной зондирования 40 м (рис. 2). На профиле 1, пересекающем региональный Приморский сброс, использовалась установка Реверс поле-диполя с электродом В, вынесенным в «бесконечность», что обеспечило возможность изучения разреза до глубины 80 м (рис. 3).

Инверсия данных электротомографии производилась робастным способом с использованием программного обеспечения *Res2DInv* [Loke, 2010]. Геоэлектрические разрезы, построенные с применением заложенного в базовой программе способа определения уровней изолиний УЭС,

представлены на рис. 2 Г и 3 Г для каждого из профилей. Они демонстрируют резко неоднородное распределение УЭС, что затрудняет определение границ сбросовых зон и положения в их пределах вторичных разрывных нарушений. В связи с этим, материалы электротомографии были обработаны с применением тектонофизического подхода, подробно описанного ранее [Семинский и др., 2016].

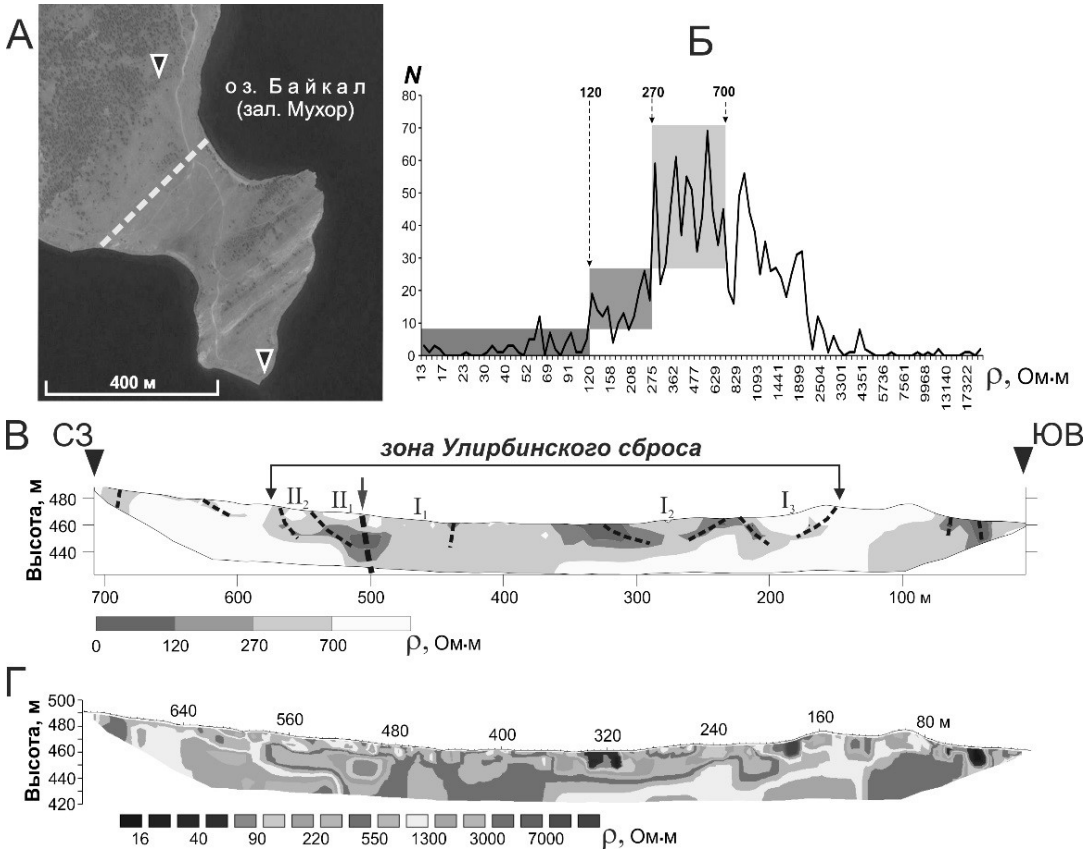


Рис. 2. Результаты исследования зоны локального Улирбинского сброса в Зап. Прибайкалье:
А — положение на космоснимке профиля электротомографии (треугольники) и главного сместителя (пунктир), определенное по результатам геолого-структурных данных и локализации аномалии почвенного радона. Б — распределение величин УЭС (ρ): N — частота встречаемости значений ρ; цифры вверху — величины ρ, ограничивающие области характерных значений УЭС (окрашены разными оттенками серого цвета). В — модифицированный геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ, выделенным по рис. 2 Б (римские цифры — индексы пяти локализованных областей с низкими значениями УЭС; пунктир — оси наиболее низкоомных участков в их пределах; стрелка – положение главного сместителя). Г — геоэлектрический разрез, построенный со стандартным набором изолиний параметра ρ

Fig. 2. Zone of the local Ulirba normal fault, Western Pribaikalie:
A — Space image of the study area. The electrotomography profile is marked by triangles. Dashed line — main fault plane detected from the geostructural data and locations of soil radon anomalies. Б — Distribution of electric resistivity values (ρ): N — frequency of occurrence of ρ values; numbers at the top of dashed-lines with arrows – ρ values limiting the ranges of characteristic resistivity values (coloured in different shades of grey). B — Modified geoelectrical cross-section based on ρ values (see Fig. 2 Б) (Roman numerals — indices of five areas with low resistivity values; dashed lines – axes of the lowest resistance sites within the identified areas; thick arrow — main fault plane). Г — Geoelectrical cross-section constructed with a standard set of isolines of parameter ρ

Подход был разработан в итоге предшествовавших исследований строения разломных зон разного морфогенетического типа и ранга, проведенных комплексом методов полевой и экспериментальной тектонофизики. Интерпретация полученных данных проводилась в свете 4 положения физической теории трехстадийного образования элементарных тектонических разрывов М.В. Гзовского [1963]. При формировании структуры разломных зон в их широком тектонофизическом понимании было показано, что, независимо от морфогенетического типа и ранга, в их развитии также имеют место три главных стадии развития, которые сменяют друг друга в процессе локализации деформации скалывания [Семинский, 2003].

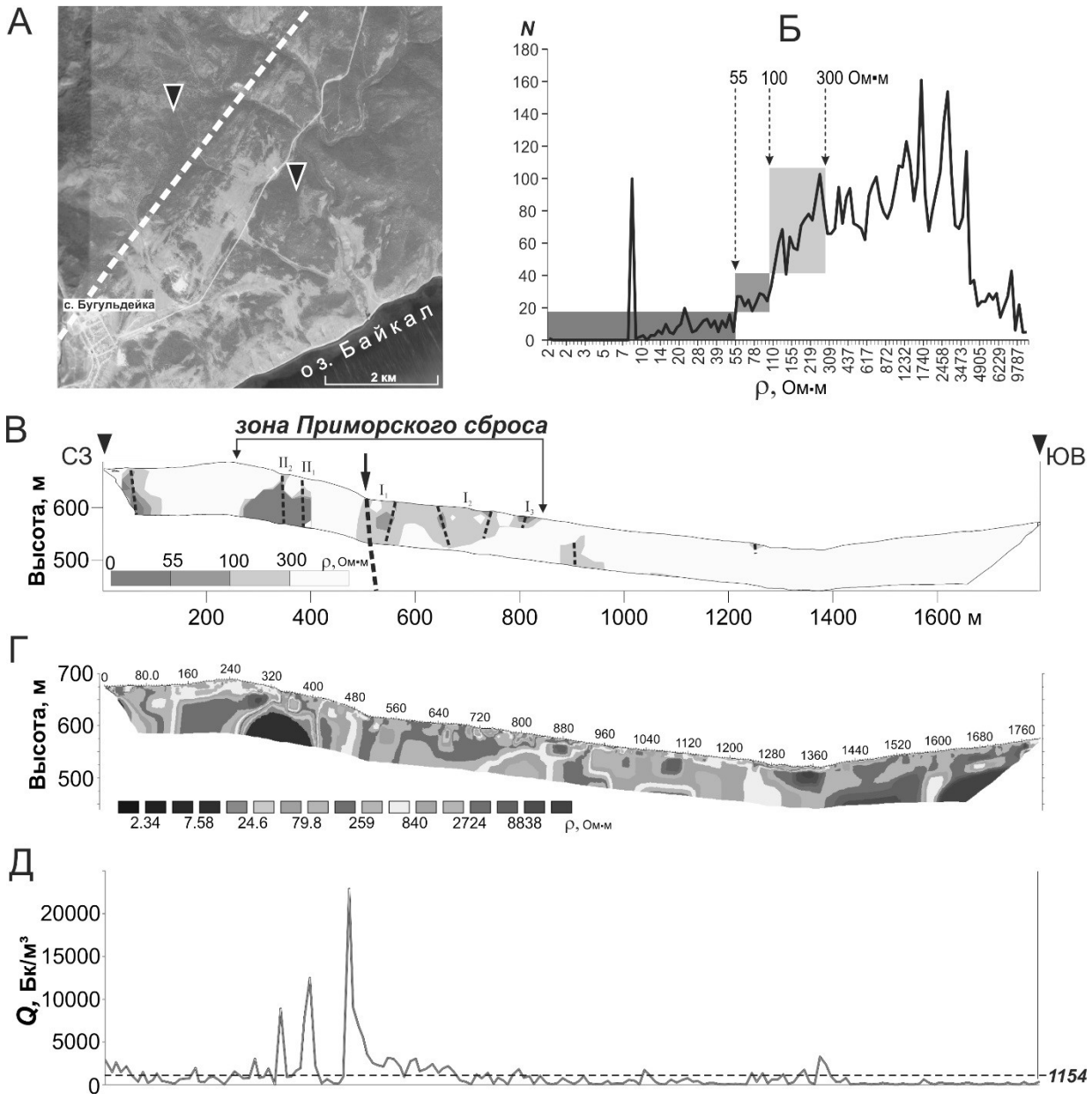


Рис. 3. Результаты исследований зоны регионального Приморского сброса в Зап. Прибайкалье:
А — положение на космоснимке профиля геофизических исследований (треугольники) и главного сместителя сброса (пунктир), определенное по результатам геолого-структурных данных и локализации аномалии почвенного радона. Б — гистограмма распределения величин УЭС (ρ), полученных при электротомографических измерениях: N — частота встречаемости значений ρ; цифры вверху — величины ρ, ограничивающие области значений УЭС (окрашены разными оттенками серого цвета), соответствующие характерным уровням нарушенности пород. В — модифицированный геоэлектрический разрез, построенный с изолиниями, которые проведены по значениям ρ, выделенным при статистической обработке электротомографических измерений (рис. 3 Б) (римские цифры — индексы пяти локализованных областей с низкими значениями УЭС; пунктир — оси наиболее низкоомных участков в их пределах; стрелка — положение главного сбросового сместителя). Г — геоэлектрический разрез, построенный со стандартным набором изолиний параметра ρ

Fig. 3. Zone of the regional Primorsky fault, Western Pribaikalie:
A — Space image of the study area. The geophysical profile is marked by triangles. Dashed line — main fault plane detected from the geostructural data and locations of soil radon anomalies. Б. Distribution of electric resistivity values (ρ): N — frequency of occurrence of ρ values; numbers at the top of dashed-lines with arrows — ρ values limiting the ranges of characteristic resistivity values (coloured in different shades of grey). B — Modified geoelectrical cross-section based on ρ values (see Fig. 3 Б) (Roman numerals — indices of five areas with low resistivity values; dashed lines — axes of the lowest resistance sites within the identified areas; thick arrow — main fault plane). Г — Geoelectrical cross-section constructed with a standard set of isolines of parameter ρ

На ранней дизъюнктивной стадии имеет место широкая зона сравнительно мелких разрывов, которую в геологической практике обычно называют зоной повышенной трещиноватости, зоной скрытого разлома и пр. На поздней дизъюнктивной стадии разлом выражен существенно меньшей по размерам зоной распространения активных разрывов, представленных небольшими фрагментами магистрального сместителя, между которыми имеют место интенсивно нарушенные области их сочленения. Разлом стадии полного разрушения в качестве активных разрывов представлен единым магистральным сместителем и крупными разломами оперения с тектонитами «рыхлого» типа (глинка трения, брекчия дробления и пр.). Как следствие, в тектонически активном регионе зона разлома за счет наложения структур разных стадий имеет в первом приближении поперечно-зональное строение, когда в направлении от оси к крыльям происходит смена подзон, соответствующих стадии полного разрушения (I), а также ранней (II) и поздней (III) дизъюнктивным стадиям.

Представленная зональность закономерным образом проявляется в степени нарушенности массива горных пород, что отражается и в поле распределения величины УЭС. Для выявления уровней изолиний параметра ρ, которые соответствуют нарушенности пород на трех главных стадиях разломообразования, строится гистограмма частоты встречаемости значений УЭС в выборке, полученной для каждого профиля (см. рис. 2 Б и 3 Б). Согласно методике [Семинский и др., 2016], это три первых от оси ординат уровня на нисходящей ветви графика (окрашены цветом). Геоэлектрические разрезы, полученные с использованием гистограмм ρ (см. рис. 2 В и 3 В), генерализуют исходные распределения УЭС (см. рис. 2 Г и 3 Г). Они представляют главный фактический материал для анализа, направленного на определение характера проявления локальных и региональных сбросовых зон в поле распределения УЭС на глубине.

Внутреннее строение центральной части Байкальского рифта, являющегося крупной зоной растяжения в литосфере Центральной Азии, анализировалось на основе рис. 4, который аккумулирует геолого-геофизические данные, полученные ранее на трансекте Шертой–Красный Чикой [Семинский и др., 2013]. Он наглядно показывает, что зона растяжения имеет ширину ≈ 200 км и охватывает не только собственно Байкальскую, но и Иволгино-Удинскую впадины. На трансекте они представляют наиболее пониженные участки рельефа (см. рис. 4 Г), выделяются максимумами на графиках логарифма суммарной энергии землетрясений (см. рис. 4 Б) и плотности теплового потока (см. рис. 4 В). На геологическом разрезе (см. рис. 4 Д) Байкальская зона растяжения выражена сгущением разломов, положение которых на глубине может быть прослежено посредством анализа распределения УЭС (см. рис. 4 Е).

Строение разноранговых зон растяжения на основе анализа геоэлектрических разрезов

Зона локального Улирбинского сброса отчетливо выделяется на геоэлектрическом разрезе, построенном с использованием уровней изолиний 120, 270 и 700 Ом·м (см. рис. 2 В), которые были выделены по гистограмме параметра ρ (см. рис. 2 Б). Область аномально низких УЭС, оконтуренная изолинией 700 Ом·м, имеет у поверхности ширину 430 м, но у основания разреза уменьшается примерно в 3 раза. Главный сместитель сброса маркируется крупным минимумом УЭС (отметка 500 м), в пределах которого нарушенность пород достигает уровня стадии полного разрушения. Зона резко асимметрична, поскольку более чем на 80 % принадлежит к висячему крылу. В его пределах по форме нижней границы и положению участков с аномально низким УЭС выделяется три интенсивно нарушенные области — I_1, I_2 и I_3.

Область I_1 — это широкий участок (≈140 м) в центре разломной зоны, нарушенность которого на всю глубину зондирования соответствует ранней стадии разломообразования (см. рис. 2 В). Лишь у поверхности на отметке 440 м породы дислоцированы на уровне поздней стадии разломообразования, что позволяет предполагать здесь наличие неглубокого тектонического нарушения. Область I_2 имеет кардинально отличное строение, так как не распространяется до основания разреза и содержит два вытянутых участка с нарушенностью, соответствующей стадии полного разрушения. Их оси, судя по форме изолиний, наклонены навстречу друг другу и выполаживаются с глубиной, оконтуривая линзовидный блок менее нарушенных пород у поверхности. Область I_3 подобна по строению, но нарушена в меньшей степени. Это проявляется в ее сравнительно небольших размерах и слабой выраженности крайнего участка повышенной нарушенности, который не достигает поверхности.

В лежачем крыле Улирбинского сброса приразломная зона аномальных УЭС имеет ширину 150 м и охватывает верхние 20 м геоэлектрического разреза (см. рис. 2 В). В ее пределах выделяются две области с высокой нарушенностью пород (II_1 и II_2), оси которых наклонены к главному сместителю. Между этими областями, а также областью II_1 и главным сместителем у поверхности располагаются небольшие блоки с высоким УЭС, не соответствующим уровням нарушенности пород, свойственным разломной зоне.

Зона регионального Приморского сброса на геоэлектрическом разрезе, построенном по стандартной методике (см. рис. 3 Г), демонстрирует резко неоднородное распределение УЭС. Это затрудняет определение ее внешних границ и положения вторичных разрывных нарушений. Напротив, уровни изолиний (55, 100 и 300 Ом·м), выделенные по гистограмме параметра ρ (см. рис. 3 Б), хорошо подчеркивают эти структурные особенности (см. рис. 3 В). Так, с региональным Приморским сбросом в верхних 80 м геологического разреза связана широкая (≈ 600 м) зона повышенной электрической проводимости. Она имеет сложное, прерывистое строение и отличается в крыльях по форме и уровням УЭС, что, по-видимому, обусловлено состоянием внутренней структуры крупного дизъюнктива.

Большая часть приразломной аномалии повышенной электропроводности располагается в висячем крыле, демонстрируя неравномерное уменьшение размеров и интенсивности от главного сместителя к периферии (интервал 480–840 м на рис. 3 В). Волнистая форма нижней границы и локализация минимумов УЭС позволяют выделить три области, в пределах которых уровень нарушенности пород достигает поздней стадии разломообразования. Первая из них (I_1) уходит на глубину и ассоциируется с главным сместителем Приморского разлома, а также участком повышенной нарушенности, ось которого наклонена в противоположную сторону. У поверхности, между этим участком и сместителем, имеет место слабо нарушенный блок размером 25×25 м. Аналогичным строением (две падающих навстречу друг другу оси нарушенных участков и менее раздробленный массив между ними) характеризуется смежная часть разломной зоны (I_2), у которой нижняя граница аномалии УЭС находится на глубине 80 м. Наконец, третий — периферийный — сегмент разломной зоны (I_3) выражен в виде приповерхностной линзы интенсивно нарушенных пород, размер которой по горизонтали равен — 60 м, а по вертикали — 25 м.

В лежачем крыле регионального Приморского сброса приразломная аномалия повышенной электропроводности представлена величинами ρ, наименьшими для изученного разреза (см. рис. 3 В). У поверхности она проявляется в виде двух «апофиз» (II_1 и II_2), переходящих с глубиной в единое тело, имеющего у основания разреза ширину ≈ 150 м. Аномалия подобной формы и интенсивности может быть обязана своим происхождением двум разрывным структурам, активизировавшимся в зоне древних тектонитов, замещенных на глубинах 20–80 м низкоомными продуктами выветривания. Это в совокупности с уже описанными признаками дает возможность отнести ее к зоне Приморского сброса, а также предполагать сочленение с аномалией висячего крыла на глубине.

Следует отметить, что рассмотренные на примере Западного Прибайкалья асимметричные грибоподобные аномалии УЭС с неоднородным внутренним строением, представляют, по-видимому, достаточно распространенное выражение сбросовых зон на малоглубинных геоэлектрических разрезах. Об этом свидетельствуют опубликованные материалы электротомографических исследований [Fazzito et al., 2009; Komolafe et al., 2012; Moisidi et al., 2012; Pedrera et al., 2012; Al-Zubedi1 et al., 2015; Zhu et al., 2017], на которых, даже без применения тектонофизического подхода к обработке полевых измерений, проявляются отмеченные выше черты приразломных аномалий. Их пологие (в верхней части разреза) формы обычно объясняются наличием линз и прослоев низкоомных осадков («вещественный» фактор), однако анализ глубинного разреза МТЗ, пересекающего Байкальский рифт, придает дополнительную значимость «структурной» интерпретации приразломных аномалий УЭС в Западном Прибайкалье.

Зона Байкальского рифта представлена сгущением участков наиболее низких значений УЭС на геоэлектрическом разрезе, построенном по данным МТЗ (см. рис. 4 Е). Эти участки в большинстве случаев (см. белую штриховку) отражают положение на глубине выделенных ранее межблоковых зон [Семинский и др., 2013], иерархия которых представлена в верхней части рис. 4 А. В качестве ключевых элементов каждой зоны выступают наиболее крупных разломы изучаемой территории — Прихребтовый (1), Приморский (2), Морской (3), Дельтовый (6), Бортовой (7), Джида-Удинский (8), Ганзуринский (9) и другие сбросы.

В соответствии со спецификой проявления сетей межблоковых разломных зон на отдельных отрезках геоэлектрического разреза можно выделить 5 характерных областей — I_1, I_2, I_3, II_1 и II_2 (см. рис. 4 Е). Первая из них (I_1) располагается непосредственно под водами оз. Байкал и включает высокоомный блок, ограниченный с северо-запада Морским (Ольхонским) сбросом, а также наиболее крупную электропроводящую зону Байкальского рифта, трассирующуюся на всю глубину разреза в районе отметки 140 000 м. Существенные поперечные размеры низкоомной аномалии могут быть связаны с разуплотнением вещества коры на участке интенсивного растяжения, способствующего миграции флюидов, проявления которых фиксируются на дне озера в виде грязевых вулканов [Исаев, 2001; Klerkx et al, 2006; Schmid et al., 2007].

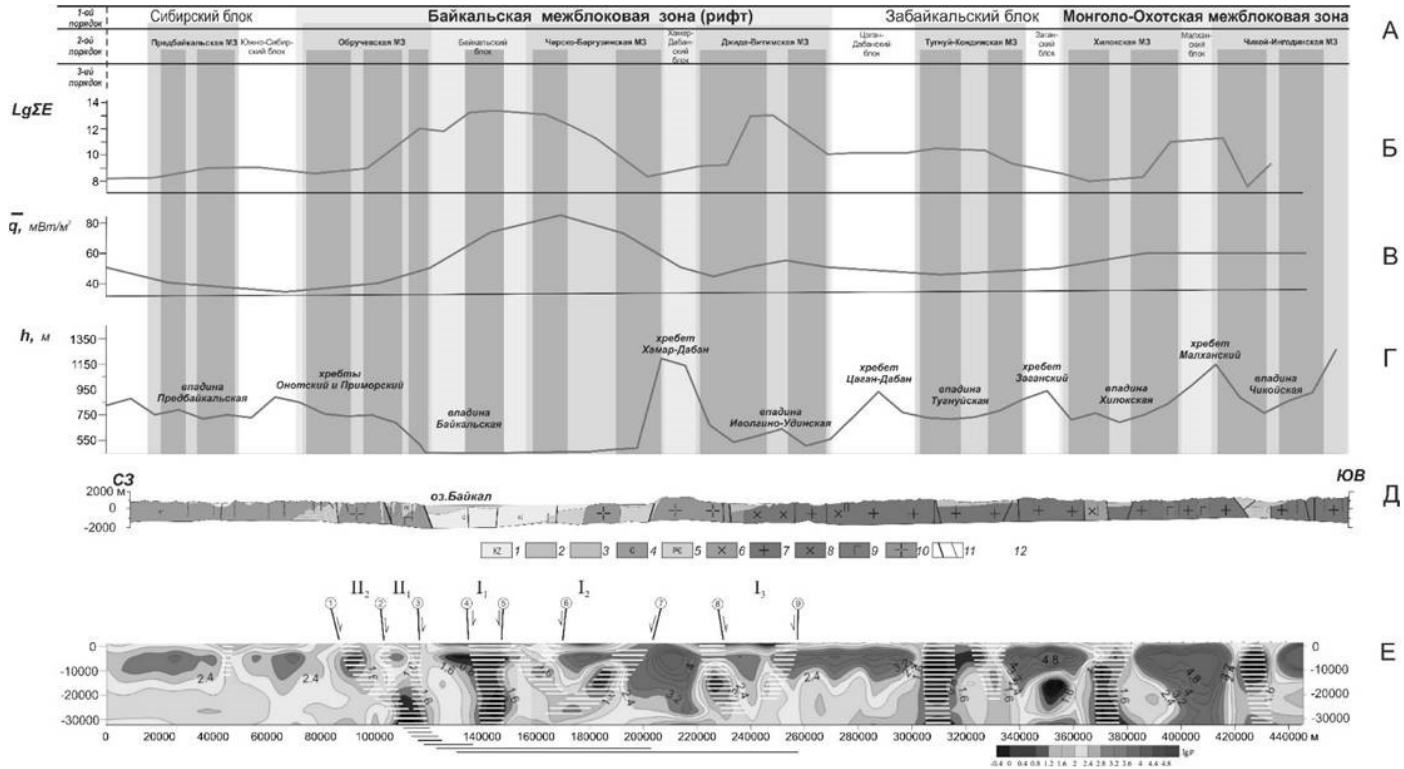


Рис. 4. Байкальский рифт в иерархии межблоковых зон, выявленной для верхней части земной коры при тектонофизической интерпретации результатов комплексных исследований вдоль трансекта Шертой — Красный Чикой по материалам статьи [Семинский и др., 2013]: А — иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков, отмеченных разными оттенками серого цвета. Б–Г — изменения вдоль трансекта логарифма суммарной энергии землетрясений с $K \geq 7.7$ (1960–2005 гг.) согласно данным БФ ЕГС РАН (Б), плотности теплового потока по материалам [Дучков и др., 1999] (В) и высоты рельефа (Г). Д — схематичный геологический разрез (*1–10* — разнотипные осадочные (*1–4*), метаморфические (*5*) и интрузивные (*6–10*) породы; *11* — крупные и более мелкие разломы). Е — геоэлектрический разрез по данным МТЗ, на котором белой штриховкой показано предполагаемое положение крупных межблоковых зон (сверху — положение, кинематика и номер крупных рифтообразующих разломов тип разломов; снизу — предполагаемое положение детачмента; римские цифры — элементы строения зоны растяжения)

Fig. 4. The Baikal rift in the hierarchy of interblock zones identified in the upper crust by the tectonophysical interpretation of the results of complex studies along the Shertoi — Krasny Chikoi transect, after [Seminsky et al., 2013]: A — The hierarchy of interblock zones within three orders (marked by different shades of grey). Б–Г — Along-transect changes of the logarithm of the total energy of earthquakes with $K \geq 7.7$ (1960–2005), according to the data of the Baikal Branch of Geophysical Survey RAS (Б), heat flow density values [Duchkov et al., 1999] (B), and elevations (Г). Д — Schematic geological cross-section (*1–10* — heterogeneous sedimentary (*1–4*), metamorphic (*5*) and intrusive (*6–10*) rocks; *11* — large and small faults). E — Geoelectrical cross-section using the MTS data. White dashed lines — estimated positions of large interblock zones (top — position, kinematics, numbers of large rift-forming faults, types of faults; bottom — estimated position of the detachment; Roman numerals — structural elements of the extension zone)

Области II_1 и II_2 располагаются в прибайкальской части зоны растяжения и представляют веер из листрических разломов — Прихребтовый, Приморский и Морской, — в большей или меньшей степени выполаживающихся с глубиной. В противоположность им забайкальские области I_2 и I_3, образованы крупными проводящими зонами, которые падают навстречу друг другу и, не доходя до основания разреза, сочленяются на глубинах 20–25 км.

Подобие разрывных сетей в разноранговых зонах растяжения и механизм их формирования

Сопоставление внутренней структуры, выявленной на базе тектонофизического анализа геоэлектрических разрезов у разноранговых зон растяжения Байкальского рифта и иллюстрируемой здесь на примере рис. 2 В, 3 В и 4 Е, свидетельствует о вполне определенных чертах сходства в строении разрывной сети, форме и распределении участков повышенной нарушенности породного массива. Это позволило предложить принципиальную модель строения зоны растяжения в виде схематичного разреза, содержащего наиболее общие черты изученных в Прибайкалье объектов (рис. 5 В). Зону представляет породный массив, характеризующийся повышенной нарушенностью разломами и трещинами. Они сформировались в условиях растяжения земной коры, причем по степени интенсивности процесса в зоне растяжения выделяется пять областей (I_1, I_2, I_3, II_1 и II_2), в которых деструкция породного массива происходит наиболее интенсивно.

Область I_1 представляет сбросовый сместитель вместе с близлежащим участком висячего крыла и, как следствие, является главной в структуре зоны растяжения (рис. 5 В). В отличие от большинства других областей она распространяется на максимальную глубину, хотя не всегда является наиболее крупной по поперечному размеру (см. рис. 2 В, 3 В, 4 Е).

Область I_2, располагаясь в висячем крыле, является обязательным элементом представленных здесь зон растяжения (см. рис. 5 В). Она отличается линзовидным обликом, имеет характерную, выпуклую форму нижней границы и не нарушает разрез на всю глубину. По строению данная область, по-видимому, представляет грабен с относительно слабо дислоцированным центральным блоком и бортовыми зонами повышенной нарушенности.

Область I_3 находится в висячем крыле на периферии зоны растяжения (см. рис. 5 В). Она практически по всем признакам подобна области I_2, но меньше по размерам для подавляющего большинства изученных объектов (см. рис. 2 В, 3 В, 4 Е). В некоторых случаях рассматриваемая область представлена не всеми элементами структуры (см. рис. 2 В и 3 В), что можно рассматривать в качестве признака незавершенности ее формирования.

Области II_1 и II_2 находятся в лежачем крыле зоны растяжения и представляют интенсивно нарушенные зоны второстепенных разрывов (см. рис. 5 В). Обычно они субвертикальны или наклонены к оси зоны, сочленяясь с главным сместителем в пределах изученных разрезов или на (предположительно) больших глубинах.

В целом степень проявления рассматриваемых областей в плане интенсивности, ширины и глубины больше в висячем крыле по сравнению с лежачим и уменьшается от главного сместителя к периферии (см. рис. 5 В). Это обусловливает грибообразную и асимметричную форму поперечного профиля зоны растяжения. Масштабный ранг влияет на абсолютные размеры отдельных элементов структуры, но относительное положение и соотношения их параметров по большому счету сохраняются у зоны растяжения локального и регионального ранга, а также Байкальского рифта в целом. Причину этого следует искать в единстве механизма формирования разноранговых зон растяжения, который рассмотрен ниже с позиций тектонофизики. Как отмечалось ранее, согласно классификации механизмов деформирования земной коры, предложенной М.В. Гзовским [1975], зоны растяжения могут формироваться в двух динамических обстановках. При первом из них внешние силы действуют в горизонтальной, а при втором — в вертикальной плоскости.

Строение зоны (или системы) растяжения, формирующейся в процессе перемещения блоков в горизонтальном направлении (см. рис. 5 Б), характеризуется наличием главного сместителя, выполаживающегося с глубиной. Движение вдоль листрической поверхности приводит к растяжению висячего блока с образованием системы полуграбенов и грабенов. Представленная на рис. 5 Б компилятивная модель строения такой системы растяжения соответствует структуре висячего крыла в предложенной выше обобщенной модели (см. рис. 5 В). Листрическая форма разломов западного плеча Байкальского рифта и, в частности, сбросов Приольхонья известна из работ предшественников [Плешанов, Ромазина, 1981; Matz, 1993; Мац и др., 2001]. Кроме того, электроразведочные исследования методами ЗСБ в пределах Бугульдейско-Чернорудского грабена выявили пологозалегающие проводящие тела, которые могут отражать положение наиболее глубоких (> 100 м)

сегментов сместителей у сбросовых зон регионального ранга [Кожевников, 2015]. Что касается Байкальского рифта в целом (см. рис. 4 Е), то наличие пологой зоны скольжения (детачмента) в нижней части земной коры является ключевой составляющей моделей, которые привлекаются для объяснения главных закономерностей геодинамики рассматриваемого региона многими исследователями [van der Beek, 1997; ten Brink, Taylor, 2002; Petit, Deverchere, 2006].

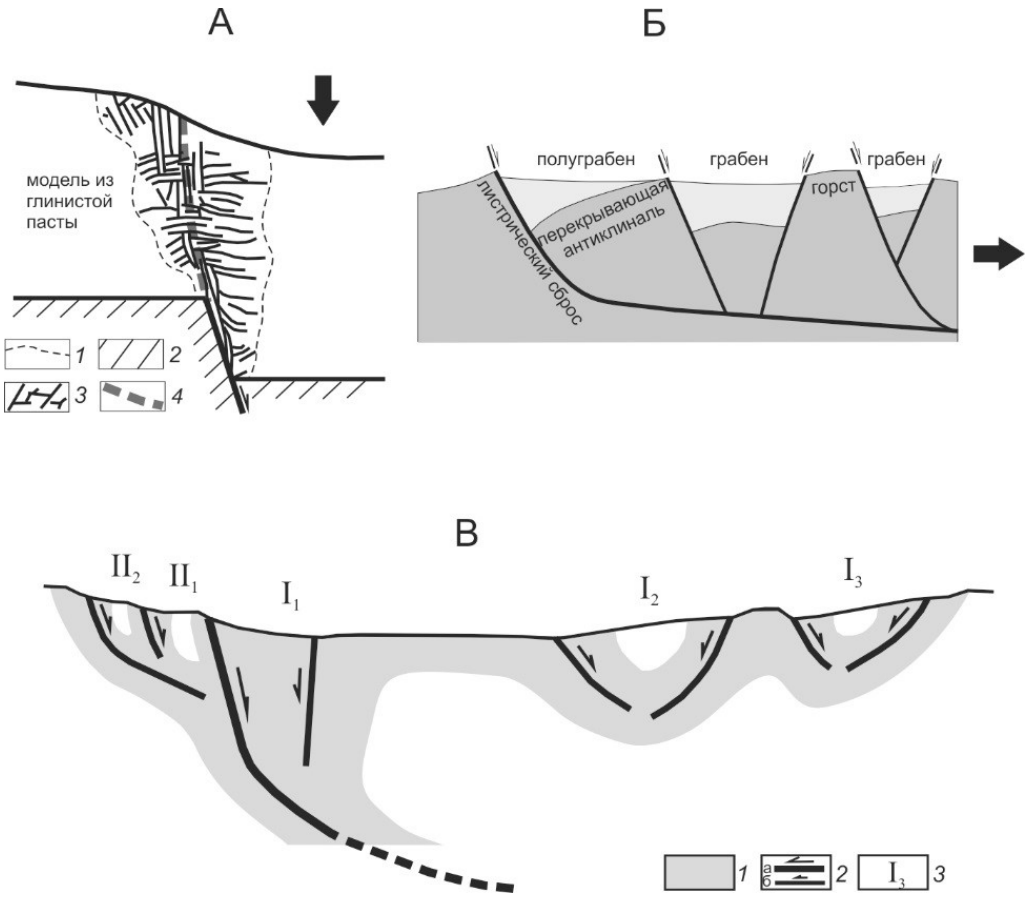


Рис. 5. Характерные примеры строения разломных зон, образующихся при растяжении:
А — схема разрывов, представляющих сбросовую зону, формирующуюся в упруго-пластичной модели при вертикальном перемещении штампа экспериментальной установки, по [Бокун, 1985] с дополнениями: *1* — граница зоны разрывообразования; *2* — штампы; *3* — разрывы 2-го порядка; *4* — положение будущего магистрального сместителя. Б — обобщенная схема главных элементов строения сбросовой зоны (системы), формирующейся при скольжении блоков по сместителю листрической формы под действием горизонтально ориентированной внешней силы, по [Burg, 2018]. В — принципиальная схема строения зоны растяжения, полученная при геолого-геофизических исследованиях центральной части Байкальского рифта: *1* — контуры зоны растяжения; *2* — положение и кинематика главного сместителя (*а*) и разрывов 2-го порядка (*б*) (пунктир — предполагаемое); *3* — индексы областей локализации деформации, характеризующихся специфическим внутренним строением

Fig. 5. Typical fault structures formed due to extension:
A — Fractures representing the fault zone formed in the elastoplastic model due to vertical movement of the stamp of the experimental installation, modified after [Bokun, 1985]: *1* — boundary of the zone of fracturing; *2* — stamps; *3* — second-order ruptures; *4* — position of the future major fault plane. Б. Generalized diagram showing the main structural elements of a fault zone/system formed during slippage of blocks along the listric-shaped fault plane under the impact of a horizontally oriented external force, after [Burg, 2018]. B — Schematic model of the extension zone, based on results of the geological and geophysical studies of the central part of the Baikal rift: *1* — contours of the extension zone; *2* — position and kinematics of the main fault plane (*a*) and second-order ruptures (*б*) (dashed line — assumed); *3* — indices of the strain localization areas with specific interiors

Строение сбросовой зоны, формирующейся при перемещении блоков в вертикальном направлении (см. рис. 5 А), отличается сравнительно плоской поверхностью главного сместителя. Она является итогом эволюции опережающих сбросов и противосбросов, осложняющих строение обоих

крыльев. Судя по данным физического и математического моделирования [Бокун, 1985; Григорьев и др., 1987; Шерман и др., 1992; Patton et al., 1998; Михайлова, Ребецкий, 2008], в пределах лежачего блока зона представляет сеть вторичных сбросов и расширяется к поверхности, что соответствует строению большинства изученных в Западном Прибайкалье сбросовых зон.

Таким образом, оригинальность представленной на рис. 5 В модели состоит в том, что она отражает закономерности строения зоны растяжения, формирующейся при совокупном воздействии горизонтально и вертикально ориентированных сил. Они являются определяющими для формирования структуры, соответственно, висячего и лежачего крыльев зоны, имеющей в разрезе листрическую форму. Структура лежачего крыла отражает веер вторичных разломов, образующихся при субвертикальных движениях в зоне главного сброса, который у поверхности круто наклонен к горизонту. Строение висячего крыла отражает систему линзоподобных грабенов, формирующихся вследствие субгоризонтального перемещения блока по подстилающей его сравнительно пологой поверхности главного сместителя.

Следует полагать, что представленная на рис. 5 В модель может соответствовать строению зон растяжения во многих регионах мира. Обуславливающий ее механизм формирования листрических сбросов должен быть широко проявлен в обстановках растяжения земной коры, для которых характерно наличие системы субгоризонтальных структурно-вещественных неоднородностей. Однако модель не применима для условий развития листрических разломов при реализации растяжения через систему плоских сбросов [Burg, 2018].

Заключение

Тектонофизическая интерпретация результатов геолого-геофизических исследований разноранговых разломных структур центральной части Байкальского рифта, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Разломная структура большой группы зон растяжения, формирующихся в континентальных условиях на разных уровнях организации вещества, в главных чертах подобна, что обусловлено единством механизма деструкции, который реализуется под воздействием горизонтально и вертикально ориентированных сил. Это позволило предложить их обобщенную структурную модель, в виде сложно построенной зоны, имеющей в плане грибообразную асимметричную форму.

2. Главным элементом строения зоны растяжения на глубине является ее локализация вблизи полого наклоненной структурно-вещественной неоднородности, в качестве которой могут выступать древние поверхности скольжения или границы мелких и крупных слоев, в т.ч. — коры и литосферы. Характерными элементами строения зоны растяжения у поверхности является сгущение сбросовых структур непосредственно у главного сместителя, а также наличие на некотором удалении от него серии мелких грабенов висячего крыла. Подобные грабены в большинстве предшествовавших исследований рассматривались как отдельные структуры, тогда как отнесение их к единой сложно построенной зоне существенно меняет представления о строении коры, деформируемой в условиях растяжения.

3. Байкальский рифт является типичным представителем рассматриваемых зон растяжения на уровне литосферы. Он характеризуется полным набором главных структурных элементов обобщенной модели от веера крупных Прихребтового и Приморского сбросов лежачего платформенного крыла через центральную область интенсивного растяжения с впадиной оз. Байкал у главного — Морского — сброса до сравнительно неглубокого Иволгино-Удинского грабена на крайней периферии висячего крыла, отделенной от основной части зоны растяжения высоко поднятым блоком хребта Хамар-Дабан. Полноценное строение верхней части зоны растяжения предполагает наличие на глубине пологого детачмента, который протягивается у подошвы коры от края платформы вглубь складчатого пояса.

Предложенная модель строения зон растяжения имеет методическое значение. Она может быть использована в качестве структурной основы для интерпретации разномасштабных геоэлектрических разрезов, получаемых с целью выявления глубинной структуры земной коры или картирования сети близповерхностных активных разломов, представляющих опасность для инфраструктуры регионов интенсивного природопользования.

Литература

Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексурообразного изгиба // Экспериментальная тектоника в теоретической и практической геологии. М.: Наука, 1985. С. 230–237.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3, 4. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математическго и физического моделирования в условиях плоской деформации) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 5–41.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 287–303.

Зарипов Р.М. Особенности применения электротомографии при исследовании разломных зон Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Трофимуковские чтения. Новосибирск: ИНГГ, 2013. С. 271–274.

Исаев В.П. О газовом палеовулканизме на Байкале // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 45-50.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л. Математическое моделирование тектонических структур. Конечно-элементные численные комплексы NASTRAN и U-WAY // Проблемы тектонофизики. М.: Изд-во ИФЗ, 2008. С. 37–68.

Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 129–141.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео, 2003. 244 с.

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5 (2). С. 445–467.

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 1. С. 1–43.

Семинский К.Ж., Бобров А.А. Геоэлектрический имидж сбросовых зон: тектонофизическая интерпретация малоглубинной электротомографии на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена в Западном Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1339–1361.

Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной коры: пространственные особенности // Физика Земли. 2014. № 6. С. 80–98.

Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В.В. Тектонофизический подход к интерпретации данных малоглубинной электротомографии разломных зон // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 9. С. 1715–1729.

Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Авгулевич Д.Л. Структура разломных зон Приольхонья (Байкальский рифт) по данным полевой тектоно- и геофизики // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2008. № 7 (33). С. 111–124.

Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геологогеофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4 (3). С. 203–278.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука,1992. 228 с.

Al-Zubedi1 A.S., Thabit J.M., AL-Hameedawi M.M. Delineation of subsurface fractures density within and out of Abu-Jir fault zone using 2D imaging resistivity technique, a case study from southwest of Karbala City, Central Iraq // Iraqi J. of Sci. 2015. V. 56 (1B). P. 466–473.

Burg J.P. Script to Tectonics // Lectures 650-3521-00L and 650-3521-00V. ETH Zurich. 2018.

Fazzito S.Y., Rapalini A.E., Cortes J.M., Terrizzano C.M. Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina // J. South Amer. Earth Sci. 2009. V. 28. P. 217–228.

Klerkx J., De Batist M., Poort J., Hus R., Van Rensbergen P., Khlystov O., Granin N. Tectonically controlled methane escape in Lake Baikal // Advances in the geological storage of carbon dioxide / S. Lombardi, L. K. Altunina and S. E. Beaubien [eds.]. Springer, 2006. P. 203–219.

Komolafe A.A., Kuria Z.N., Woldai T., Noomen M., Anifowose A.Y.B. Integrated Remote Sensing and Geophysical Investigations of the Geodynamic Activities at LakeMagadi, Southern Kenyan Rift // Hindawi Publishing Corporation International J. Geophysics. 2012. V. 2012 (Article ID 318301). P. 1–15.

Loke M.H. Tutorial: RES2DINV ver. 3.59, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Malaysia: Geotomo Software, 2010. 148 p.

Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Reciews. 1993. V. 34. P. 81–118.

Moisidi M., Vallianatos F., Soupios P., Kershaw S. Spatial spectral variations of microtremors and electrical resistivity tomography surveys for fault determination in southwestern Crete, Greece // J. Geophys. Eng. 2012. V. 9. P. 261–270.

Patton T.L., Logan J.M., Friedman M. Experimentally generated normal faults in single-layer and multilayer limestone specimens at confining pressure // Tectonophysics. 1998. V. 295. P. 53–77.

Pedrera A., Marín-Lechado C., Stich D., Ruiz-Constan A., Galindo-Zaldivar J., Rey-Moral C., Mancilla F.L. Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalías, Eastern Betic Cordillera, SE Spain) // Tectonophysics. 2012. V. 522–523. P. 208–217.

Petit C., Deverchere J. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // Geochemistry, geophysics, geosystems. 2006. V. 7 (11). P. 1–26.

Schmid M., De Batist M., Granin N.G., Kapitanov V.A., McGinnis D.F., Mizandrontsev I.B., Obzhirov A.I., Wuest A. Sources and sinks of methane in Lake Baikal: A synthesis of measurements and modeling // Limnol. Oceanogr. 2007. V. 52 (5). P. 1824–1837.

ten Brink U.S., Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (B7).

van der Beek P. Flank uplift and topography at the Central Baikal rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension // Tectonics. 1997. V. 16. P. 122–136.

Zhu T., Zhoua J., Wang H. Localization and characterization of the Zhangdian-Renhe fault zone in Zibo city, Shandong province, China, using electrical resistivity tomography (ERT) // J. of Appl. Geophysics. 2017. V. 136. P. 343–352.

Ф. Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, yak@ifz.ru

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОБЗОР ВОЗМОЖНОСТЕЙ РАСПОЗНАВАНИЯ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР В МАСШТАБАХ СКЛАДЧАТОГО ЧЕХЛА И ВСЕЙ ЛИТОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Аннотация

Обсуждается история развития исследований по проблеме механизмов складкообразования в связи с результатами, достигнутыми М.В. Гзовским, заложившим методические основы этого направления — сравнение природных структур с несколькими конкурирующими модельными структурами по их количественным или полуколичественным параметрам. Показано, что уровень исследований в России по этому направлению превышает современный уровень зарубежных работ. Актуальность исследований механизмов формирования складчатых структур состоит в том, что решение этой проблемы связано с процессами формирования кристаллической части континентальной коры и общими моделями геодинамики. Целью статьи является краткий методический обзор достигнутых результатов на примере выявленных механизмов формирования структур осадочного чехла и структур коры и верхней мантии Большого Кавказа.

Кратко показаны основные методические подходы к решению проблемы — деление всех объектов на семь иерархических уровней, разработка кинематических моделей таких объектов, методы определения для них величины деформации. Основным материалом наблюдений в природе является набор детальных структурных профилей Большого Кавказа общей длиной около 500 км, которые делятся на «складчатые домены» (уровень III иерархии). Специальный метод построения сбалансированных профилей позволил построить сбалансированные по объему осадков квази-трехмерные модели складчатого чехла, в том числе — определить величины сокращения и глубину кровли фундамента на разных этапах развития структуры. Были найдены крупные протяженные разломы фундамента с вертикальной амплитудой смещения в 5–10 км.

Используя концепцию описания деформаций «складчатого домена» через эллипсоид деформации и ряд морфологических параметров складок, удалось описать по литературным данным ряд эталонных экспериментальных механизмов формирования складчатости. Полуколичественное сравнение структур Большого Кавказа и эталонных механизмов показало возможность описания природной складчатости в масштабе осадочного чехла через механизмы «квази-изгиба» («адвекция плюс сокращение») в комбинации с наклонными зонами пластического простого сдвигания. Обобщение структур в масштабе «структурных ячеек» (уровень IV иерархии) и факторный анализ этого материала показал существование только двух геодинамических механизмов, активных в масштабе литосферы — «изостазии», связанной с увеличением плотности пород коры до «мантийных» значений (и наоборот — разуплотнения мантийных пород при поднятии гор), действующей постоянно, и механизма «сокращения», действующего эпизодически. Показано, что механизм «изостазии» объясняет найденные в масштабе осадочного чехла крупные смещения кровли фундамента по субвертикальным разломам.

Внутренне согласованные материалы исследований механизмов формирования разномасштабных природных объектов могут быть использованы при планировании численного или физического моделирования сложных складчато-разрывных структур.

F. L. Yakovlev

IPE RAS, Moscow, yak@ifz.ru

A PRIOR SUMMARY OF THE POSSIBILITIES OF RECOGNIZING OF THE STRUCTURES FORMATION MECHANISMS ON SCALES OF THE FOLDED SEDIMENTARY COVER AND THE ENTIRE LITHOSPHERE ON THE EXAMPLE OF THE GREATER CAUCASUS

Abstract

The history of the development of research on the problem of mechanisms of folding formation is discussed in relation to the results achieved by M. V. Gzovsky, who established the methodological base of this scientific direction – the comparison of natural structures with several competing modeling structures using their quantitative or semi-quantitative parameters. It is shown that the level of research in Russia in this area exceeds the current level of foreign work. The relevance of the study of the mechanisms of folded structures formation is that the solution of this problem is associated with the processes of formation of the crystalline part of the continental crust and with common models of geodynamics. The purpose of the article is a brief methodological summarize of the achieved results on the example of the identified mechanisms of formation of sedimentary cover structures and structures of the crust and upper mantle of the Greater Caucasus.

The main methodological approaches to solving the problem — the division of all objects into seven hierarchical levels, the development of kinematic models of such objects, methods for determining of the strain value for them — are briefly shown. The main material of observations in nature is a set of detailed structural profiles of the Greater Caucasus with a total length of about 500 km, which are divided into “folded domains” (level III of the hierarchy). A special method of balanced sections construction allowed to compile the quasi-three-dimensional models of the folded cover, which are balanced in terms of sediments volume, including — to determine the shortening values and the depth of the basement top at different stages of the structure development. Large extended faults in basement with a vertical displacement amplitude of 5–10 km were found.
Using the concept of describing of the “folded domain" deformations through the strain ellipsoid and a number of morphological parameters of the folds, it was possible to describe a number of etalon experimental mechanisms of folding formation from the literature data. Semi-quantitative comparison of the structures of the Greater Caucasus and the etalon mechanisms showed the possibility of describing the natural folding on the scale of the sedimentary cover through the mechanisms of “quasi-buckling” (“advection plus contraction”) in combination with inclined zones of ductile simple shearing. Generalization of structures on the scale of “structural cells” (level IV of the hierarchy) and factor analysis of this material showed the existence of only two geodynamic mechanisms which are active on the scale of the lithosphere — “isostasy” associated with an increase in the density of crustal rocks to “mantle” values (and vice versa — decompaction of mantle rocks during mountains uplift), acting constantly, and the mechanism of “shortening”, acting episodically. It is shown that the mechanism of “isostasy” explains the large displacements of the basement top along the sub-vertical faults found on the scale of the sedimentary cover.
Internally agreed materials of researches of mechanisms of formation of different-scale natural objects can be used at planning of numerical or physical modeling of complicated folded-and-thrusted structures.

Введение

1. Краткая история исследований по проблеме складкообразования

Работы по изучению складчато-разрывных структур в Институте теоретической геофизики АН СССР (Институт физики Земли РАН) начались после прихода в него в 1944 г. по приглашению О.Ю. Шмидта, директора Института, тогда еще молодого, но уже известного тектониста Владимира Владимировича Белоусова (1907–1990). Организованный им отдел геодинамики имел целью изучение широкого спектра процессов формирования земной коры и объединял геологов и физиков. В составе отдела были сформированы группы, занимавшиеся геологическими полевыми наблюдениями и первыми экспериментами по физическому воспроизводству складчатых и разрывных структур [Иогансон, 2008]. Считается, что тем самым впервые в СССР были начаты работы по новому направлению тектоники — тектонофизике. Одним из наиболее активных сотрудников В.В. Белоусова был Михаил Владимирович Гзовский (1919–1971). Этому выдающемуся ученому удалось за короткое время навести порядок в бытовавших тогда наивных с точки зрения физики представлениях о формировании трещин и разрывов, заложить научные основы физического моделирования, разработав и внедрив принципы подобия. Кроме того, он провел масштабные многолетние полевые работы в Байджансайском антиклинории в Каратау, а также выполнил важные работы в области оценки сейсмической опасности [Михайлова и др., 2001, Гзовский, 1975]. По результатам работ в Байджансайском антиклинории М.В. Гзовским была опубликована важнейшая двухтомная монография [Гзовский, 1959, 1963], в которой, кроме чисто геологического описания региона (части I и II монографии, 1959 г.) фактически были впервые даны основы тектонофизики как науки, и с использованием методов тектонофизики было выполнено описание механизмов формирования складчато-разрывных структур в Байджансайском антиклинории (части III и IV монографии, 1963 г.).

Одним из основных результатов, полученных при исследованиях складчатой структуры Каратау и очень важных для обсуждаемой темы, было установление механизмов формирования двух типов крупных природных структур — складок продольного и поперечного изгиба. Для этого использовался в основном метод картирования напряженного состояния этих структур по сопряженным трещинам скалывания в поперечных сечениях складок. Кроме замеров ориентировок трещин использовались дополнительные данные по мелким складкам, будинажу и другим структурным признакам. Полученные результаты имели высокую степень надежности, поскольку теоретическая и экспериментальная картина распределения поля напряжений в складках продольного изгиба, с одной стороны, и поперечного изгиба (в глыбовых складках), с другой, радикально отличались [Гзовский, 1962]. Тем самым в методическом отношении определение механизмов формирования складчатых структур впервые делалось не на основе умозрительных качественных описательных моделей, а достаточно строго, с использованием теоретически предсказанных отличий двух типов структур разного генезиса по вполне определенным полуколичественным признакам.

В своей дальнейшей деятельности М.В. Гзовский и его группа (а с 1968 г. — лаборатория тектонофизики в составе ИФЗ РАН) сосредоточились в целом на изучении проблемы формирования разрывных нарушений. Основным методом исследования стало изучение полей тектонических напряжений с использованием данных по трещинам скалывания. Важной прикладной сферой этой деятельности стали исследования в области оценки сейсмической опасности.

Тематика исследования складок, механизмов формирования складчатых комплексов и в целом механизмов эволюции крупных структур коры и мантии развивалась, начиная с 50-х годов прошлого века, в нескольких лабораториях ИФЗ РАН и МГУ под общим руководством В.В. Белоусова. Для многолетних работ в этом направлении было характерно обязательное проведение полевых работ в складчатых структурах, разработка теоретических моделей формирования структур разного масштаба, а в лаборатории МГУ, кроме всего этого – проведение физических экспериментов (см. обзор [Яковлев, 2015, с. 17, 72]). Результатом работ нескольких поколений исследователей примерно до 1995 г. стали накопление богатого структурного полевого материала (Большой Кавказ, Туркестанский хребет, Таласский Алатау, Прибайкалье, Султан-Уиздаг и др.), разработка важных теоретических положений и издание ряда обобщающих монографий [Шолпо, 1964, 1978; Шолпо и др., 1993; Рогожин, 1977; Гончаров, 1988; Гончаров и др., 1988; Эз, 1978]. Кроме сотрудников В.В. Белоусова, в этот период в проблеме происхождения складчатости плодотворно работали исследователи других регионов. Здесь надо упомянуть работы Е.И. Паталахи (например, [1985]), Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989], В.Г. Гутермана [1987]. В этой связи очень важно заметить, что результаты, представленные ниже, являются фактически прямым продолжением этого комплекса исследований.

Детальное сравнение научного уровня результатов, полученных отечественными геологами по проблеме происхождения складчатости, с зарубежными исследованиями не является существенной целью данной статьи. Но в этой связи важно заметить, что научные достижения в Европе и Северной Америке в этой области не является значительными, как бы это ни показалось странным. В основном все исследования ограничиваются анализом морфологии и механизмов формирования мелких объектов типа отдельных складок [Bobillo-Ares et al., 2000; Schmalholz, Podladchikov, 2001; Hudleston, Treagus, 2010; Srivastava, Shah, 2008], следуя в основном традиции исследований классиков прошлого века (например, [Ramsay, Huber, 1987, p. 358]), разработкой большого числа методов определения величины деформаций в масштабе образцов пород (например, [Lisle, 1985]), методов построения сбалансированных профилей в пределах предгорных прогибов [Dahlstrom, 1969]. Разумеется, было опубликовано большое число работ с применением методов конечных элементов для прямого моделирования развития структур разного масштаба, которые частично включают в себя складчатые комплексы [Cloetingh et al., 2002; Frehner, Schmalholz, 2006]. Есть примеры очень хороших физических экспериментов, моделирующих сложные складчатые ансамбли и разрывы в них [Dixon, Tirrul, 1991; Dixon, 2004], но собственно анализ механизмов формирования природных структур путем сравнения с моделями в этих работах практически не развит.

2. Описание подходов к полуколичественным методам исследования механизмов формирования складчатых структур хинтерланда

Прежде чем начинать какие-либо исследования генезиса структур, необходимо понять, какие складчатые структуры существуют в природе, и какие именно из них следует проанализировать. В этом отношении для начала надо указать на существование двух типов крупных структур, которые в мировой литературе не всегда различаются — структуры форланда и хинтерланда или структуры предгорных прогибов и центральных частей складчато-надвиговых поясов. Не ставя задачи дать подробную их характеристику, отметим главные их различия по основным свойствам [Яковлев, 2015, с. 23]. Прежде всего, они различаются по составу осадков — это молассовые комплексы конца цикла Бертрана в предгорных прогибах и тонкослоистые сланцевые и флишевые толщи «геосинклинального» характера в длительно существующих бассейнах осадконакопления основных стадий этого цикла. Важное различие обусловлено «механически» разной литологией осадков – крупные пачки мощных молассовых толщ формируют крупные же складки (до 3–5 км) в пределах форланда против тонкослоистых флишевых толщ с контрастной вязкостью, которые смяты в серии складок разного размера, от крупных, 1–2 км, до самых мелких, 0.1–1 м. С этим же свойством связана принадлежность складок в целом к разным морфологическим типам. Это, с одной стороны, складки «параллельные»

(«концентрические») в форланде, охватывающие в своей изогнутой пачке почти весь чехол целиком и, с другой стороны, складки «подобные», имеющие неизменную морфологию вверх и вниз по колонне осадков в структурах хинтерланда. Едва ли не самое серьезное отличие двух типов структур связано с поведением фундамента — в предгорных прогибах обычно чехол сорван с жесткого фундамента (или считается сорванным) и отделяется от него общим детачментом, а в пределах хинтерланда чехол и фундамент очень часто деформированы совместно.

Складчатые структуры, о механизме формирования которых пойдет речь в статье, относятся к разномасштабным складкам хинтерланда, имеющим морфологию «подобных».

Следующий важный аспект обсуждения характера тех объектов, механизм формирования которых следует проанализировать, связан с их размером или уровнем в иерархической организации сложных складчатых комплексов. Например, достаточно очевидно, что с кинематической точки зрения механизмы формирования «подобных» складок во флишевой толще в слоях компетентных, не меняющих мощности на крыльях и в замках складок, и в слоях некомпетентных, мощность которых в замках сильно увеличивается, сильно отличаются. Для разделения таких структур была предложена система иерархии складчатых структур (табл. 1), связанная с объемом слоистости, которую такие структуры охватывают [Яковлев, 1997, 2008а, 2015]. Система включает в себя семь уровней (рангов) структур от внутрислойных объектов до подвижных поясов целиком. Внутри каждого уровня может выделяться несколько типов объектов, каждый из которых имеет свой набор механизмов формирования, по крайней мере — кинематических. Важной особенностью этой системы взглядов является то, что структуры крупные включают в себя структуры более мелкие, поэтому расшифровка строения и механизмов больших объектов с неясным генезисом может и должна строиться на основе результатов изучения объектов мелких, более понятных. Это означает, что для понимания структур крупных необходимо изучать исходный материал структур более мелких.

Возвращаясь к истории проблемы, надо отметить, что в работах сотрудников МГУ и ИФЗ РАН ранее встречались элементы иерархии структур, которые играли роль предшествующих идей и охватывали разные по масштабам объекты [Яковлев, 1987; Гончаров, 1988; Талицкий, Галкин, 1989; Толстая, Ребецкий, 2002].

Таблица 1
Table 1

Выделение уровней иерархии объектов линейной складчатости в соответствии с масштабом слоистости, которая охвачена этими структурами, по [Яковлев, 2015, с. 147]

Highlighting the hierarchy levels of linear folding objects according to the scale of the layering that is covered by these structures, by [Яковлев, 2015, p. 147]

Ранг	Название/объект	Объем слоистости, типичные размеры по вертикали
I	Внутрислойный	Минеральные зерна, разного типа включения (мм, см)
II	Складки	Слой, два соседних слоя в ритме — компетентный и некомпетентный (см, м, первые десятки метров)
III	Складчатые домены	Пакеты слоев и свиты как часть осадочного чехла (сотни метров, первые километры)
IV	Структурная ячейка	Осадочный чехол целиком (5–10–15 км)
V	Тектоническая зона	Земная кора или ее часть с осадочным чехлом (30–50 км)
VI	Складчатая система	Литосфера, включая земную кору (выше астеносферы)?, 200 км
VII	Подвижные пояса	Верхняя мантия и земная кора?, 660 км

Целью статьи является изучение механизмов формирования структур осадочного чехла (ранги III и IV) и структур коры и верхней мантии (ранги V и VI), а также взаимодействия этих механизмов.

Необходимо также заметить, что в западной литературе исследователи, конечно, различают структуры разного размера и разных механизмов формирования, но такие объекты не объединяются в систему. На каждом уровне все данные и все механизмы формирования в публикациях существуют отдельно; связь между собой разномасштабных объектов обычно не акцентируется.

3. Основные черты геологического строения Большого Кавказа. Исходный материал анализируемых природных и экспериментальных структур

В современной геодинамике при исследованиях механизмов формирования структур используются самые разные данные, но в основном — геофизического характера. Например, при анализе структур Кавказа и Гималаев, считающихся примерами современной (недавней) коллизии, важным аспектом считается определение по сейсмическим данным положения тех зон субдукции, в которых была поглощена океаническая кора закрывшегося океана [Хаин, Ломизе, 1995, ср. 167, 171]. Также считается достаточным выявить аномалии скоростей распространения сейсмических волн методами сейсмотомографии, для того, чтобы интерпретировать их как остатки слэбов океанической коры и считать доказанным действие отдельных механизмов горообразования, например, «деламинации» [Zabelina et al., 2016]. Не останавливаясь на критике этих спорных методических приемов, заметим, что для характеристики механизмов формирования складчатых комплексов более естественным с методической точки зрения является использование данных о морфологии самой складчатости. Как уже указывалось выше, за время многолетних полевых работ несколькими группами исследователей был накоплен достаточно большой материал детальных структурных профилей в пределах Большого Кавказа (масштаба 1:10 000 или 1:25 000).

Большой Кавказ является крупным складчато-надвиговым сооружением в северной ветви Альпийско-Гималайского подвижного пояса (рис. 1), объединяющим Крым, Большой Кавказ, Большой Балхан и Копет-Даг. В отличие от других сооружений аналогичного размера (Альпы, Карпаты, Малый Кавказ и др.) данные структуры являются не дугообразными, а прямолинейными.

Альпийский Большой Кавказ в тектоническом отношении занимает пространство между Скифской плитой на севере и Закавказским срединным массивом на юге (см. рис. 1). Еще дальше на юг расположена дугообразная структура Малого Кавказа. Границами Большого Кавказа считаются Пшекиш-Тырныаузский глубинный разлом на севере и крупные глубинные разломы, как части одной структуры — на юге, Рача-Лечхумский и Вандамский. Вдоль простирания Большой Кавказ традиционно делится на четыре крупных сектора — Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный [Шолпо, 1978]. Более мелкие тектонические структуры, выделяющиеся как вкрест, так и вдоль простирания, несут в себе заметные отличия в характере накопленных осадков, времени и интенсивности складчатости, а также в стратиграфическом уровне пород, обнажающихся на поверхности. Они традиционно носят название структурно-фациальных или тектонических зон.

Осадочный комплекс альпийского Большого Кавказа начинается обычно перекрывающими герцинский фундамент базальными конгломератами нижней юры, которые наращиваются вверх по разрезу мощными толщами сланцев и песчаников, в осевой части сооружения – бескарбонатных.

На рубеже средней и поздней юры севернее основного раздела структуры, Главного Кавказского разлома (см. рис. 1), имела место относительно слабая складчатость, после завершения которой на всем Большом Кавказе началось накопление терригенно-карбонатных толщ верхней юры, мела и начала палеогена. В тектонических зонах, только что испытавших складчатость, осадки были представлены субплатформенными мелководными фациями, местами рифогенными, а в более южных зонах продолжали накапливаться флишевые толщи большой мощности. Общая мощность осадочного чехла Большого Кавказа составляет обычно от 10 до 15 км. Предположительно, после начала олигоцена и до сарматского века неогена все основные тектонические зоны испытали основную складчатость разной степени интенсивности. В это время вокруг Кавказа в формировавшихся предгорных прогибах накапливались толщи майкопской серии — тонкозернистой нижней молассы. Начиная с сарматского времени в верхней молассе появляются конгломераты, которые указывают на то, что Большой Кавказ в это время начал испытывать поднятие в качестве горного сооружения, причем это поднятие заметно ускорилось около 4 и 2 млн лет назад.

В работе используются структурные профили, составленные в разное время Е.А. Рогожиным [Рогожин, Яковлев, 1983; Шолпо и др., 1993], Ф.Л. Яковлевым [1997]. Т.В. Гиоргобиани [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. Они располагались в пределах Северо-Западного Кавказа (1), в Чиаурской тектонической зоне (2) в Восточном Кавказе и на границе Восточного и Юго-Восточного Кавказа (3) (см. рис. 1, знак 13). Общая современная длина использованных профилей составила более 500 км. В основном эти данные по морфологии складчатости для разных целей характеризовались численными параметрами, измеряемыми в пределах «складчатых доменов» (см. табл. 1), которые представляли собой совокупность нескольких складок примерно одинаковой формы, занимающие пространство около 1 км (0.1–3 км) вдоль профиля (рис. 2, знак 5). Это структуры III ранга в системе иерархии складчатых структур. Часть информации на ряде этапов исследований складчатости обобщалась затем в пределах «структурных ячеек», занимающих обычно 5–7 км вдоль профиля; это структуры IV ранга (см. рис. 2, знак 4).

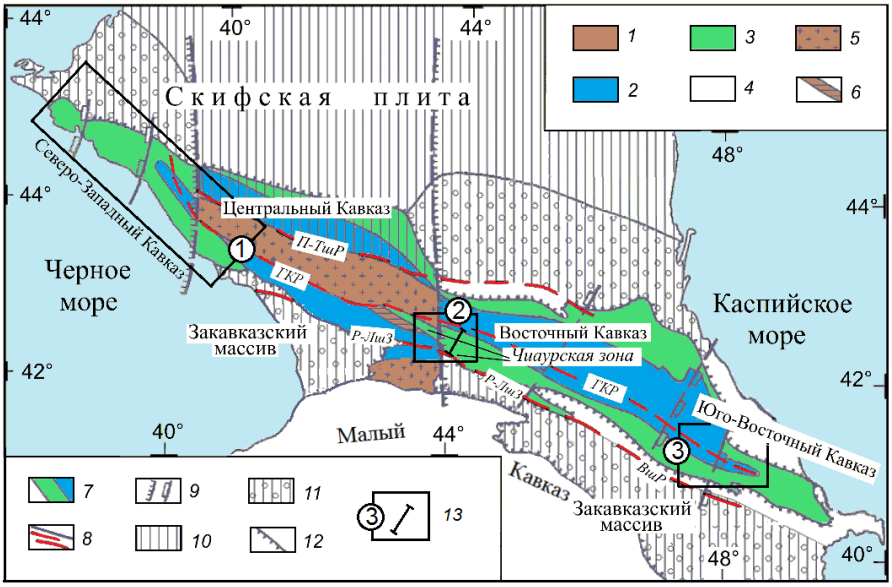
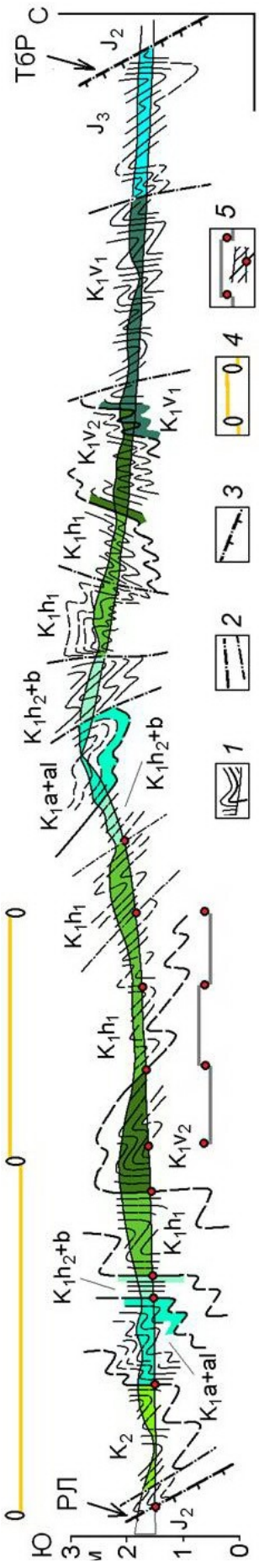


Рис. 1. Схема строения мегантиклинория Большого Кавказа, по [Яковлев, 2010], с изменениями; использован рисунок из [Шолпо, 1978]. Показаны четыре сектора — Северо-Западный Кавказ, Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, Юго-Восточный Кавказ; Скифская плита и Закавказский массив, основные разломы; тремя прямоугольниками (*1, 2, 3*) показаны районы исследований складчатой структуры:
1 — палеозойские отложения; *2* — нижне- и среднеюрские отложения; *3* — верхнеюрские, меловые и нижнекайнозойские отложения; *4* — кайнозойские отложения от олигоценовых до четвертичных; *5* — выходы палеозойского и докембрийского фундамента; *6* — выходы палеозойских пород южнее Главного Кавказского разлома; *7* — границы основных возрастных подразделений и тектонических зон; *8* — разрывы на границах тектонических зон и всего сооружения (П-ТшР — Пшекиш-Тырныаузский шовный разлом, ГКР — Главный Кавказский разлом, Р-ЛшЗ–Рача-Лечхумская шовная зона, ВшР — Вандамский шовный разлом); *9* — основные поперечные структуры на границах секторов и внутри секторов; *10* — стабильные блоки за пределами Большого Кавказа (раннекиммерийская Скифская плита, Закавказский массив); *11* — осадочные прогибы в пределах стабильных блоков; *12* — границы горных сооружений; *13* — исследованные структуры

Fig. 1. The scheme of the structure of the mega-anticlinorium of the Greater Caucasus (after [Yakovlev, 2010], with changes; the figure from [Sholpo, 1978] is used). Four sectors are shown — North-Western Caucasus, Central Caucasus, Eastern Caucasus, South-Eastern Caucasus; also as Scythian plate and Transcaucasian massif, main faults. Three rectangles (*1, 2, 3*) show areas of research of folded structure:
1 — Paleozoic deposits; *2* — Lower and Middle Jurassic deposits; *3* — Upper Jurassic, Cretaceous and Lower Cenozoic deposits; *4* — Cenozoic deposits from Oligocene to Quaternary; *5* — outcrops of Paleozoic and Precambrian basement; *6* — outcrops of Paleozoic rocks to the South from the Main Caucasian Fault; *7* — boundaries of the main age divisions and tectonic zones; *8* — faults at the boundaries of tectonic zones and of the entire structure (П-ТшР — Przekish-Tyrnyauz suture fault, ГКР — the Main Caucasian Fault, Р-ЛшЗ — Racha-Lechkhum suture zone, ВшР — Vandam suture fault); *9* — basic transverse structures at sector boundaries and within sectors; *10* — stable blocks outside the Greater Caucasus (Early Cimmerian Scythian plate, Transcaucasian Massif); *11* — sedimentary basins within stable blocks; *12* — boundaries of mountain edifice; *13* — studied structures

Ряд теоретических проблем полноты описания механизмов формирования складчатых структур разного размера как в экспериментальных аналогах (и физических моделях, и в расчетных), так и в природных комплексах достаточно подробно описаны в [Яковлев, 2015, стр. 332]. Там же обсуждаются теоретически возможные типы физического моделирования складчатых комплексов; они оказываются весьма ограниченными. Наиболее реалистичными моделями являются тонкослоистые структуры, деформируемые боковым сжатием и при соскальзывании с поднятия в условиях центрифугирования. Здесь могут быть использованы результаты моделирования В.Г. Гутермана [1987] и Дж. Диксона [Dixon, Tirrel, 1991]. Другие модели, анализ которых представляет интерес, связаны с математическим моделированием. Наиболее эффектны и полезны кинематические модели, основанные на «простейшей математической модели адвекции» М.А. Гончарова [1988]. В самом общем случае эти модели связывают деформации складок и деформации всего чехла, например, в условиях продольного изгиба при горизонтальном сокращении или при конвективной, диапировой деформации слоистости (рис. 3). Во всех перечисленных моделях в качестве основных замеров используются геометрические (кинематические) параметры структур в ранге «складчатый домен». Подробно эти параметры будут описаны ниже.



4. Метод построения сбалансированной по объему осадков модели складчатого чехла; результаты для Большого Кавказа

Основой метода построения сбалансированных разрезов в структурах сложных складчатых комплексов хинтерланда является представление о том, что тип и величина деформации складчатого домена может быть описана эллипсоидом деформации, который связывается с несколькими параметрами морфологии складок (рис. 4).

В состав домена обычно включаются несколько складок с похожей морфологией, замеры свойств которых могут быть усреднены. К таким параметрам относится, прежде всего, наклон осевой плоскости, он же — наклон длинной оси эллипсоида. Очень важным является угол при вершине складок (угол схождения крыльев складок); этот параметр пересчитывается в величину сокращения пространства в направлении перпендикуляра к осевой плоскости. С этой величиной связаны длины осей эллипсоида — длинной и короткой. Заметим, что в общем случае линейная складчатость имеет цилиндрические складки, в которых деформация вдоль шарнира (вдоль промежуточной оси эллипсоида) отсутствует. Измеряется также наклон зеркала складок, или наклон первоначальной слоистости. В целях восстановления доскладчатого положения домена измеряется длина отрезка линии профиля и наклон этого отрезка.

Для восстановления доскладчатого состояния каждого домена в профиле используются три кинематические операции — поворот до горизонтального положения зеркала складок, простой горизонтальный сдвиг до вертикального положения осевых поверхностей и растяжение (чистый сдвиг) до исчезновения складок (рис. 5). В результате отрезок линии профиля приобретает другую длину и наклон и занимает определенную позицию в доскладчатой горизонтально слоистой среде. Все операции производятся с численными параметрами и легко вычисляются. В завершении этапа все домены последовательно присоединяются друг к другу, образуя доскладчатый профиль.

Дальнейшие операции проводятся уже в пределах следующего ранга структур — «структурной ячейки». Сначала по результатам построения доскладчатого профиля и по дополнительным данным, прежде всего – литературным, для каждой структурной ячейки вводится ее стратиграфическая модель, которая охватывает весь осадочный чехол (рис. 6, стадия 1). Обычно верхняя и нижняя часть такой модели имеет предположительный характер. В соответствии с такой моделью в составе ячейки объединяется такое количество доменов, чтобы их совместная доскладчатая длина вдоль профиля примерно соответствовала исходной мощности чехла.

Рис. 2. Пример структурного разреза (Чиаурская зона) и разбиение структуры на домены и структурные ячейки, по [Яковлев, 2008а; 2015], с изменениями:
1 — слоистость и стратиграфические границы; *2* — разрывы крупные и среднего размера; *3* — разрывы на границах тектонических зон: РЛ — Рача-Лечхумский, ТбР — Тибский надвиг; *4* — структурные ячейки и их границы; *5* — складчатые домены и их границы

Fig. 2. An example of a structural section (Chiaur zone) and the splitting of the structure into domains and structural cells, after [Yakovlev, 2008a; 2015], with changes:
1 — the bedding and stratigraphic boundaries; *2* — large and medium-sized faults; *3* — faults at the boundaries of tectonic zones: РЛ — Racha-Lechkhum, ТбР — Tib thrust; *4* — structural cells and their boundaries; *5* — folded domains and their boundaries

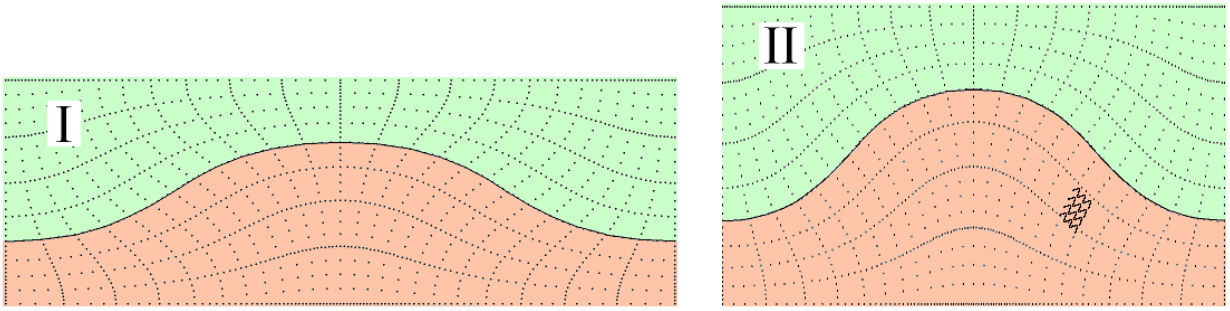


Рис. 3. Синтетическая модель «адвекция плюс сокращение» [Яковлев, 2008*г*], рассчитанная на основе «простейшей математической модели адвекции» М.А. Гончарова [1988]. Сетка деформаций модели первоначально состояла из квадратов (8×12 для ячейки), которые сопоставляются с доменами; модель состоит из двух соседних «структурных ячейки». Ориентировка осевых поверхностей складок совпадает с первоначально вертикальными линиями сетки:
I — структура чисто адвективная с «амплитудой адвекции» 0.24 (амплитуда меняются от 0 до 1.0 при перевернутой слоистости в центре ячейки); II — то же после дополнительного укорочения K = 0.75 ($K = L_1/L_0$).

Fig. 3. Synthetic model named “advection plus shortening” [Yakovlev, 2008*g*], calculated on the basis of “the simplest mathematical model of advection” by M.A.Goncharov [1988]. The model's deformational grid originally consisted of squares (8×12 for a cell) which are associating with domains; the model consists of two adjacent “structural cells”. The orientation of the axial surfaces of the folds coincides with the initially vertical lines of the grid:
I — structure is purely advective one with an “advection amplitude” of 0.24 (the amplitudes vary from 0 to 1.0 with upturned layering in the center of the cell); II — the same structure, but after an additional shortening K = 0.75 ($K = L_1/L_0$)

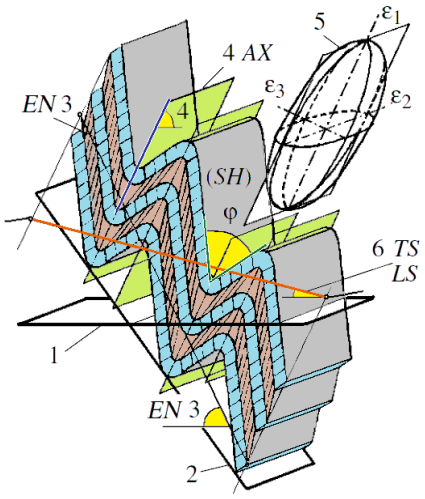


Рис. 4. Основные параметры геометрии и деформаций домена как совокупности нескольких складок, по [Yakovlev, Voitenko, 2005; Яковлев, 2009]:
1 — горизонтальная плоскость; *2* — поверхность зеркала складок; *3* — линия первичного наклона слоистости и угол ее падения En (по одному из слоев), *4* — осевая плоскость и угол ее падения Ax; *5* — эллипсоид деформаций, величина сокращения которого (Sh — величина укорочения), может быть измерен через угол схождения крыльев складки φ, *6* — часть линии профиля в границах домена, измеряются ее длина LS и угол падения TS

Fig. 4. The main parameters of the geometry and of the strain of the domain as a set of several folds, after [Yakovlev, Voitenko, 2005; Yakovlev, 2009]:
1 — horizontal plane; *2* — the surface of the folds envelope plane; *3* — line of primary inclination of bedding, and its dip angle, En (along of one of the layer); *4* — axial plane and its dip angle, Ax; *5* — strain ellipsoid, the shortening of which (Sh is the shortening value) can be measured using the interlimb angle φ; *6* — segment of section line within the boundaries of the domain, its length LS and the dip angle TS should be measured

Самая простая следующая операция, очень важная с позиций тектоники, — определение величины сокращения. Поскольку для каждой «структурной ячейки» известны длины структуры вдоль профиля — современная и доскладчатая — то ее вычисление труда не представляет. Есть еще две величины, которые представляются важными. Каждый домен имеет точку «входа» линии профиля в структуры и «выхода» из нее (см. рис. 5), которая в рамках «стратиграфической модели» может быть оцифрована в виде «стратиграфической глубины» в метрах. Точно так же для современного профиля может быть установлена гипсометрическая высота линии профиля. Это означает, что для каждой «структурной ячейки» может быть найдена ее средняя для всех доменов стратиграфическая глубина (доскладчатая) и средняя высота. Поскольку нам уже известна величина сокращения пространства, то легко определяются две величины – новая пост-складчатая мощность чехла и новая пост-складчатая средняя «стратиграфическая» глубина линии профиля ячейки (см. рис. 6, знак 9). Здесь надо заметить, что для упрощения всех расчетных операций в рамках методики была принята модель, в которой

развитие структуры имеет три стадии: в конце первой стадии накоплена определенная мощность осадочного чехла, на второй стадии реализуется все укорочение структуры, при этом ее воздымание и размыв не происходят, в конце третьей стадии структура испытывает неотектоническое поднятие и размыв ее верхней части. Амплитуда поднятия легко вычисляется по «стратиграфической» глубине линии профиля и по ее гипсометрической высоте. Добавление величины амплитуды поднятия к глубине кровли фундамента на стадии 2 дает нам современную (для стадии 3) глубину кровли фундамента (см. рис. 6).

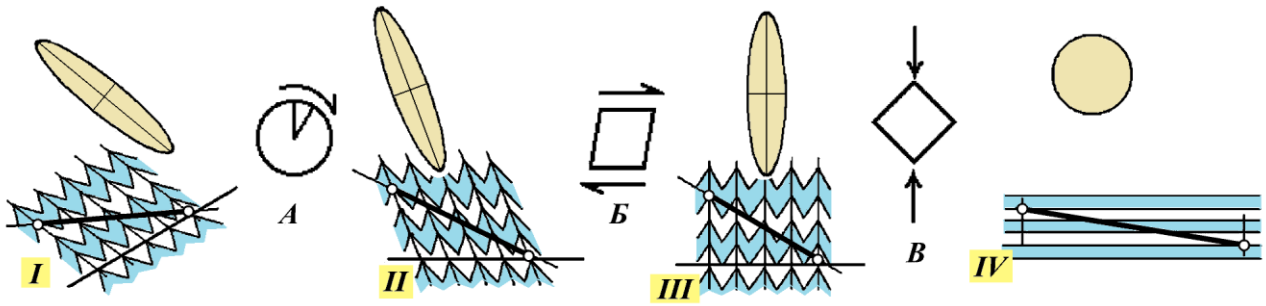


Рис. 5. Операции восстановления доскладчатого состояния домена, по [Яковлев, 2008*б*], с изменениями. Показаны символические изображения складчатой структуры домена для состояний от современного (I) к доскладчатому (IV), эллипсы деформаций, соответствующие тем же состояниям домена и виды кинематических операций:
А — поворот (от состояния I к состоянию II), Б — горизонтальный простой сдвиг (от II к III), В — растяжение (вертикальный чистый сдвиг, от III к IV)

Fig. 5. Operations of restoration of the domain pre-folded state, after [Yakovlev, 2008*b*], with changes. Symbolic images of the domain folded structure for states from actual one (I) to pre — folded (IV), strain ellipses which are corresponding to the same states of the domain and types of kinematic operations are shown:
A — rotation (from state I to state II), Б — horizontal simple shearing (from II to III), B — stretching (vertical pure shearing, from III to IV)

Метод в полном объеме, включая теоретические основы и подробное руководство по использованию специальной компьютерной программы, описан в монографии [Яковлев, 2017].

Для всех трех исследованных районов Большого Кавказа в масштабе структурных ячеек были получены величины сокращения, глубины кровли фундамента для всех трех условных стадий развития и величины неотектонического поднятия. Эти данные позволили построить квазитрехмерные модели складчато-разрывной структуры (рис. 7). Заметим, что Чиаурская зона в западной части Восточного Кавказа (площадь 2, см. рис. 1) является структурным аналогом Ковдагской зоны, находящейся южнее Тфанской и Шахдагской зон на границе с Юго-Восточным Кавказом (площадь 3, см. рис. 1). Соответственно, надвиг на южном ограничении Тфанской зоны является аналогом Тибского надвига к северу от Чиаурской зоны (см. рис. 2). Упомянутый выше Главный Кавказский разлом является границей между Тфанской и Шахдагской зонами в Юго-Восточном Кавказе. Таким образом, весь материал, охватывающий Большой Кавказ, может быть рассмотрен как два региона, имеющих полное совокупное пересечение всего Большого Кавказа — Северо-Западный Кавказ и Восточный Кавказ. В общей сложности структура была охарактеризована по 78 ячейкам.

Ставя цель только показать характер полученных результатов, укажем, что в Чиаурской тектонической зоне вместе с Тфанской и Шахдагской зонами (36 ячеек) были определены величины укорочения от 37 до 67 % со средними значениями сокращения 57, 55 и 49 % и доскладчатой шириной 57, 24 и 32 км соответственно. Величины укорочения для 42 структурных ячеек Северо-Западного Кавказа составили от 2–10 до 67 % при средней незначительной величине в 35 %, что связано со слабой складчатостью общей периклинали сооружения. Доскладчатая ширина всего бассейна осадконакопления Большого Кавказа оценивается в 100–120 км при современной полной ширине структуры 50–65 км (без участия структур Известнякового Дагестана).

Интересные данные были получены при построении квазитрехмерных моделей чехла в масштабе «структурных ячеек». Расчетная глубина фундамента после складчатости и неотектонического поднятия для стадии 3 (современной) в Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зонах составляет соответственно: –10.2 км (с разбросом от –7.6 до –13.7 км), –12.0 км (–4.4…–19.4) и –20.5 км (–13.6…–26.3) [Яковлев, 2015]. Важно, что в поверхности кровли фундамента для второстепенных разломов были

выявлены уступы, например, с амплитудой до 10 км для профилей 4–8 Тфанской зоны (см. рис. 7). В то же время не было обнаружено никакого значимого расчетного вертикального смещения (а значит и горизонтального) для блоков по разные стороны Главного Кавказского разлома [Яковлев, 2012] — северные ячейки в профилях 1 и 2 против южных ячеек профилей 9 и 10 имели глубины –10.3 / –7.6 км (амплитуда +2.8 км) и –13.0 / –13.3 км (амплитуда –0.3) (см. рис. 7).

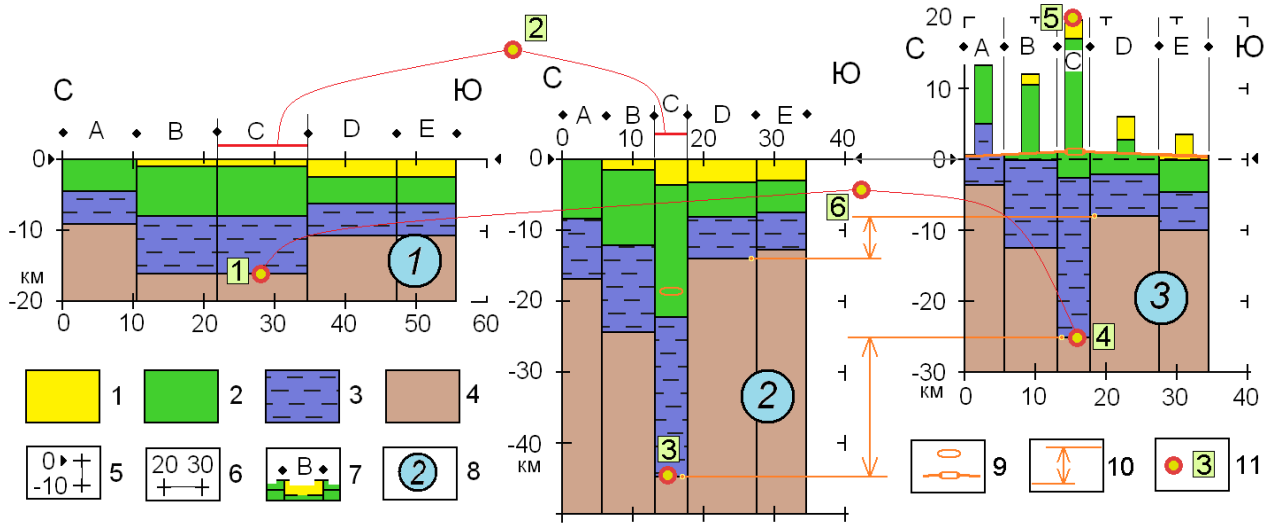


Рис. 6. Определение амплитуды «неотектонического поднятия» на примере профиля Северо-Западного Кавказа, по материалам [Яковлев, 2008*в*], с изменениями. Даны расстояния и глубины в километрах, границы ячеек, три профиля показывают условные стадии развития структуры:
1–4 — разновозрастные отложения: *1* — палеоцена и эоцена, *2* — меловые, *3* — юрские, *4* — палеозой (фундамент); *5* — отметки глубин; *6* — отметки горизонтальных расстояний; *7* — границы и индексы структурных ячеек; *8* — условные стадии развития; *9* — положение «стратиграфической» глубины линии профиля в ячейке; *10* — амплитуда «неотектонического» поднятия; *11* — параметры развития «структурной ячейки», используемые в диагностике геодинамических механизмов формирования складчатой и орогенной структуры (пояснения далее в тексте)

Fig. 6. Evaluation of the amplitude of the “neotectonic uplift” on the example of the profile of the North-Western Caucasus, based on materials [Yakovlev, 2008*v*], with changes. The distances and depths in kilometers, the borders of cells are shown; three profiles demonstrates three relative stages of the structure development:
1–4 — different age of deposits: *1* — Paleocene and Eocene, *2* — Cretaceous, *3* — Jurassic, *4* — Paleozoic (for basement); *5* — depth marks; *6* — horizontal distance marks; *7* — boundaries and indexes of structural cells; *8* — conventional stages of development; *9* — position of the “stratigraphic” depth of the profile line in the cell; *10* — amplitude of the “neotectonic” uplift; *11* — parameters of the “structural cell” development used in the diagnosis of geodynamic mechanisms of formation of folded and orogenic structures (explanations are below in the text)

Для южной границы Чиаурской зоны, совпадающей с границей Большого Кавказа и Закавказского массива, было определено расчетное погружение кровли фундамента по субвертикальному Рача-Лечхумскому разлому относительно Закавказского массива с амплитудой около 10 км [Яковлев, 2012, с. 208]. Такой сбросовый контакт двух крупных структур полностью исключает возможность пододвигания под Большой Кавказ южных блоков, характерного для большинства современных геодинамических схем (например, [Дотдуев, 1986]).

Квазитрехмерные модели для Северо-Западного Кавказа имели глубины современного положения кровли фундамента (стадия 3) в широких пределах от –2.2 до –31.7 км при среднем значении -13.2 км, формируя ряд устойчивых по простиранию структур [Яковлев, 2009, 2015].

Были определены также объемы размытой верхней части осадочного чехла, связанные с неотектоническим поднятием. Для Шахдагской, Тфанской и Чиаурской зон эти значения составили в среднем 9.6 км (7.2…12.5), 19.2 (12.2…24.4) и 16.1 км (9.9…22.2). Для Северо-Западного Кавказа они менялись от 0 до 22.2 км при среднем значении 8.9 км [Яковлев, 2015].

Если сравнивать приведенный метод построения сбалансированных структур с другими способами, имеющими подобные цели, то надо упомянуть два подхода. Это подход, использующий коррекцию длины слоя по результатам стрейн-анализа [Ramsay, Huber, 1987, с. 551] и метод,

использующий конечно-элементное моделирование для ретро-балансирования в масштабах больших обнажений [Lechmann et al., 2010]. Оба метода не получили распространения вследствие большой трудоемкости процесса исследования; кроме того они применяются только для коротких профилей.

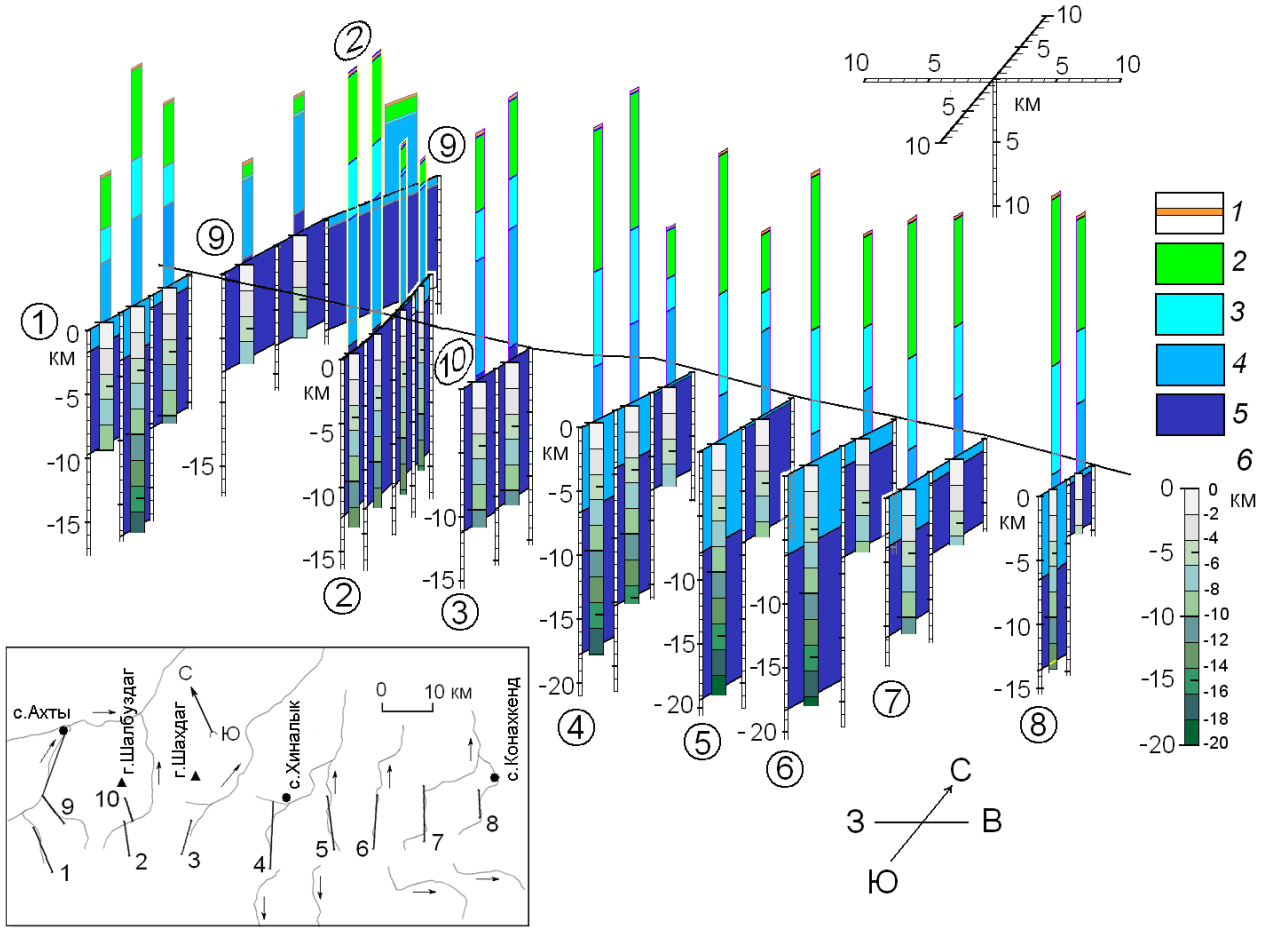


Рис. 7. Посторогенная современная сбалансированная структура Юго-Восточного Кавказа [Яковлев, 2015], показанная по двадцати трем структурным ячейкам с новыми мощностями основных стратиграфических подразделений, увеличенными в результате укорочения (стадия 3 развития). Продольная линия на профилях — Главный Кавказский разлом; севернее разлома находится Шахдагская зона, южнее — Тфанская. Показаны в масштабе: погруженные части структуры, размытые колонны осадочного чехла. Слева внизу — орогидрографическая схема региона. Вся блок-диаграмма построена в аксонометрической проекции:
1 — палеоген; *2* — мел; *3* — верхняя юра; *4* — средняя юра; *5* — нижняя юра; *6* — колонка в зеленых тонах — шкала величины погружения

Fig. 7. The post-uplifted modern balanced structure of the South-Eastern Caucasus [Yakovlev, 2015], shown by twenty-three structural cells with new thicknesses of the main stratigraphic units, which were increased as a result of shortening (stage 3 of development). The longitudinal line on the profiles is the Main Caucasian Fault; the Shakhdag zone is to the North of the fault, the Tfan zone is to the South. Submerged parts of the structure, eroded parts of columns of sedimentary cover are shown in scale. Inset at bottom left is orohydrographical scheme of the region. The entire block diagram is built in axonometric projection:
1 — Paleogene; *2* — Cretaceous; *3* — Upper Jurassic; *4* — Middle Jurassic; *5* — Lower Jurassic; *6* — column in green tones — scale of immersion

Таким образом, в результате построения сбалансированной модели осадочного чехла Большого Кавказа были определены два аспекта, которые имеют отношение к механизмам формирования складчато-разрывных структур этого осадочного чехла: А) были вычислены конкретные величины соскладчатого сокращения пространства для структур осадочного чехла, а также, Б) после получения расчетных глубин кровли фундамента были выявлены крупные смещения этой поверхности (или их отсутствие) по ряду субвертикальных разломов.

Первый результат важен для постановки задачи возможного моделирования процессов складкообразования конкретного региона, второй ставит вопрос о механизме выявленных вертикальных движений кровли фундамента, который на данном этапе остался невыясненным.

5. Методы распознавания механизмов формирования складчатых структур альпийского осадочного чехла

Концепция описания деформации складчатого домена через эллипсоид деформации используется для диагностики механизмов формирования складчатых структур внутри осадочного чехла. Структурные параметры неоднократно использовались для анализа экспериментальных и природных складчатых систем [Яковлев, 1997, 2001]; наиболее полно система взглядов описана в [Яковлев, 2015, стр. 336]. Общая идея состоит в том, что параметры морфологии складок (рис. 8 А) в виде углов измеряются относительно горизонта (1): наклон зеркала складок (2), наклон осевых поверхностей (3), и угол схождения крыльев (φ), из которого вычисляется коэффициент сокращения K ($K = L_1/L_0$). Они определяют форму и наклон осей соответствующего эллипсоида деформации (4). Каждый домен представляется точкой в трехмерном пространстве признаков (см. рис. 8 Б). Домены с отсутствием складок (φ = 180 или K = 1.0) имеют вертикальный наклон будущей осевой поверхности и горизонтальное положение зеркала складок, что отмечено на трехмерной диаграмме красной точкой («стартовая» точка). При развитии процесса формирования складчатых структур во многих доменах положение замеров их морфологии (см. рис. 8 В) будет смещаться по некоторой траектории. Поскольку в экспериментальной или природной структуре каждый из доменов может иметь собственную степень развития процесса, то в идеале возможно существование некоторого вытянутого в общем случае облака в трехмерной среде параметров, принадлежащего к специфическому пути развития процесса во многих доменах. Особенно это легко различается в случае физических или расчетных экспериментов, имеющих несколько стадий развития, от слабых до сильных. На практике такое смещение доменов (синяя траектория, см. рис. 8 Б) может наблюдаться на парных диаграммах AX/EN, AX/K, EN/K (черные траектории), которые являются проекциями трехмерного пространства признаков (см. рис. 8 Б).

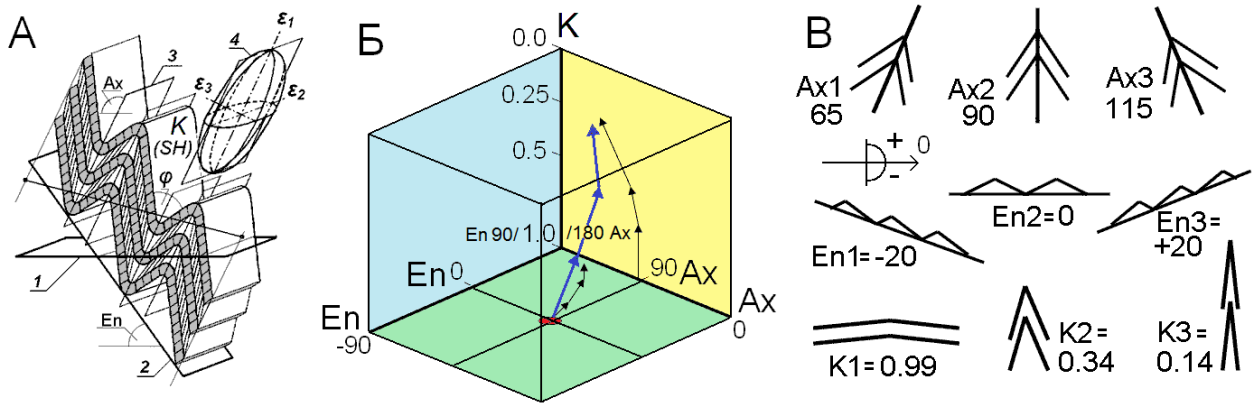


Рис. 8. Представление о развитии механизма формирования складчатой структуры с использованием языка описания параметров деформации складчатых доменов и их морфологии:
А — соотношение параметров морфологии складчатого домена и эллипсоида деформаций [Yakovlev, Voitenko, 2005], Б — трехмерное пространство признаков AX/EN/K и схема пути развития деформации в домене при развитии процесса [Яковлев, 2015]; показаны проекции этого пути на плоскости AX/EN и AX/K; В — возможные варианты морфологии структурных признаков с их замерами, показано направление отсчета углов наклона элементов морфологии в профиле

Fig. 8. Concept of the development of the mechanism of folded structure formation with a using the language of description of deformation parameters of folded domains and of their morphology.
A — relationship between the morphology parameters of folded domain and the strain ellipsoid [Yakovlev, Voitenko, 2005], Б — three-dimensional space of parameters AX/EN/K and the scheme of the route of strain development in the domain during the development of the process [Yakovlev, 2015]; projections of this route on the planes AX/EN and AX/K are shown; B — possible variants of morphology of structural signs with their measurements and the reference direction of readout of inclination angles of morphology elements in a profile are shown

Предложенный метод может использоваться для сравнения между собой ряда структур, полученных в физических экспериментах, как по типу деформации, так и по степени развития процесса; для сравнения природных структур между собой, также по степени родства механизма их формирования и по степени развития такого механизма; а также, что наиболее интересно, для сравнения экспериментальных и природных структур с целью определения природного механизма на основе совпадений или несовпадений с теоретическими эталонными механизмами или их комбинациями.

6. Результаты распознавания механизмов экспериментальных структур и структур Юго-Восточного Кавказа в масштабе осадочного чехла

Предложенная технология описания складчатых деформаций была использована для исследования свойств нескольких хорошо выполненных физических экспериментов, моделирующих складчатые структуры [Яковлев, 2015, с. 340]. Многостадийные модели Дж. Диксона [Dixon, Tirrel, 1991] были получены с применением центрифуги; в них были выявлены и описаны механизмы бокового давления (сокращения) и сокращения с горизонтальным перекашиванием. В похожих моделях В.Г. Гутермана [Гутерман, 1987] также были описаны структуры бокового давления, а кроме этого, в специальных моделях, — структуры соскальзывания со свода поднятия. Механизмы «адвекции» (разновидность конвекции) были изучены по нескольким экспериментам с подогревом слоистой канифоли М.А. Гончарова [Гончаров, 1988]. Конвективные структуры в чистом виде, а также структуры, комбинирующие конвекцию и горизонтальное сокращение, были изучены по серии собственных расчетов на основе кинематической модели адвекции М.А. Гончарова [Яковлев, 1997].

Например, в нескольких моделях Дж. Диксона в их верхней и нижней частях (рис. 9 А) были проведены линии профиля и вдоль них были выделены домены, в которых измерялись параметры морфологии (см. рис. 9 Б). Четыре стадии одного эксперимента показали существование устойчивых ареалов, в пределах которых находятся точки замеров каждой стадии (разные цвета, диаграмма K/AX, см. рис. 9 Б). «Фронт» развития процесса (цветные линии) явно продвигался от зоны слабых деформаций к более сильным (ареалы 1 и 4, см. рис. 9 Б), уходя на диагностических диаграммах от стартовой точки (красная точка на каждой диаграмме). В верхнем профиле был обнаружен механизм горизонтального сокращения в чистом виде (ареалы «1» и «4»), в нижнем – сокращение в комбинации с горизонтальным перекашиванием (ареал «А»), а рядом с пуансоном (левая часть фото) в нижнем профиле был обнаружен локальный механизм «поворота» («Г») (см. рис. 9 Б).

Таким же образом было получено описание на полуколичественном уровне тех основных экспериментальных механизмов, которые были промоделированы ранее несколькими авторами. Сопоставление полученных описаний друг с другом и анализ всех материалов показали, что предложенная технология описания деформаций позволяет уверенно различать достаточно тонкие особенности изученных механизмов, и уверенно характеризовать черты их сходства и различия.

Для анализа природных структур были использованы 9 профилей Юго-Восточного Кавказа (Тфанская и Шахдагская зоны) и три профиля Чиаурской зоны [Яковлев, 1997], в которых морфология складчатости была измерена в 36, 76 и 39 доменах, соответственно. По контурам ареалов, образованных точками замеров трех тектонических зон по отдельности, можно судить о степени схожести процессов формирования складчатости в них (рис. 10, цветные линии, знаки 1–3). В направлении наиболее продвинутых доменов (зоны «А», «Б», «В», «Е», «Ж», «К», «Л») эти ареалы почти совпадают или близки. В области наименее развитых доменов (ближе к «стартовой» точке) на первых двух диаграммах в Шахдагской зоне сохранились слаборазвитые домены, в Чиаурской наименее развитые домены ушли дальше всего от стартовой точки.

После сравнения ареалов серии экспериментов с ареалами природными были подобраны несколько вариантов моделей «адвекция плюс сокращение» (см. рис. 3), создающей морфологию крупных складок (см. рис. 10, знак 4). В первом приближении полученный ареал (салатовая заливка) совпадает с ареалами природных доменов, хотя в нескольких местах на диаграммах есть либо зияния (зоны «З» и «И»; «М» и «Н»), либо «лишние» зоны («Г» и «Д»). На третьей диаграмме зияния («М» и «Н») закрываются «принадвиговым» механизмом в двух версиях (см. рис. 10, знаки 5 и 6).

Реальность существования широких (1–5 км) наклонных зон, в которых морфология складчатости формируется под влиянием кинематического простого сдвигания, первоначально имевших наклон около 45º (ориентировка трещин скалывания при горизонтальном сжатии) была показана на примере структур Северо-Западного Кавказа. В основном такие зоны тяготели к крупным надвигам, которые могут рассматриваться как дальнейшее хрупкое развитие такой первоначально

пластической сдвиговой деформации. Особенности морфологии таких зон были подтверждены кинематическим моделированием, в котором компонента простого сдвигания вдоль зоны сдвигания преобладала над ее горизонтальным сплющиванием [Яковлев, 2008г].

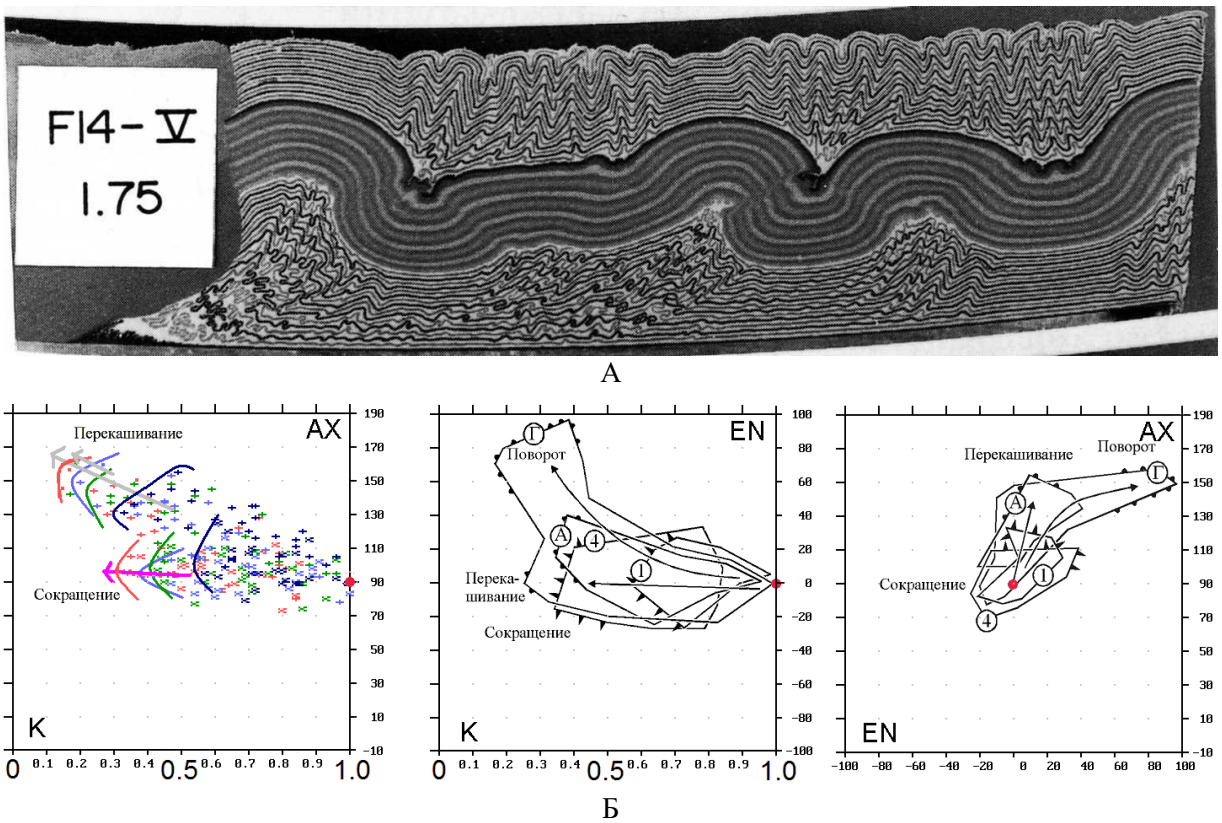


Рис. 9. А — фотография одного из экспериментов [Dixon, Tirrel, 1991], стадия 3; Б — результаты анализа модели на диагностических диаграммах. Пояснения в тексте

Fig. 9. А — the photo of one of the experiments ([Dixon, Tirrel, 1991], with changes), stage 3; Б — the results of the analysis of the model on diagnostic diagrams. Explanations are in the text

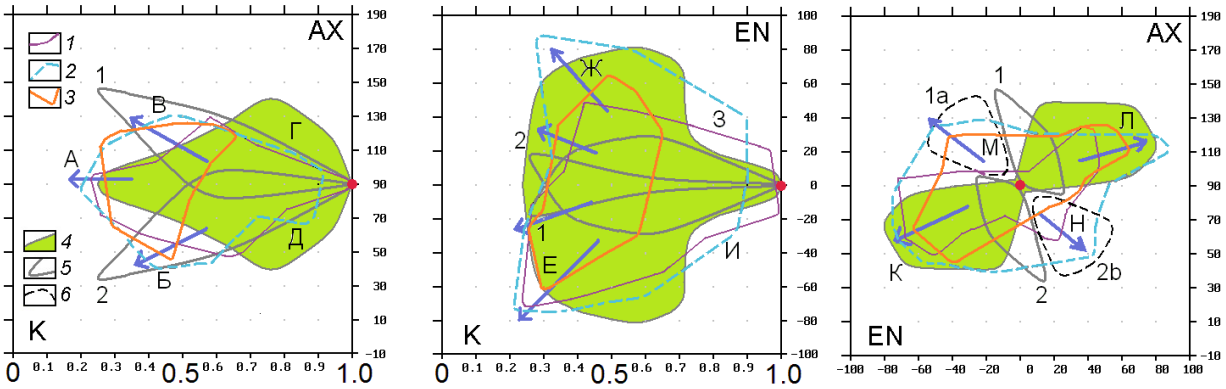


Рис. 10. Диагностические диаграммы для природной складчатости с наложением контуров теоретических моделей [Яковлев, 1997; 2015]. Пояснения в тексте. Тектонические зоны:
1 — Шахдагская зона; *2* — Тфанская зона; *3* — Чиаурская зона; *4* — синтетическая модель «адвекция плюс сокращение», салатовый контур; *5* — принадвиговый механизм, эксперимент В.Г. Гутермана (1 и 2); *6* — контур теоретического принадвигового механизма (2а и 2b)

Fig. 10. Diagnostic diagrams for the natural folding with an overlapping of contours of theoretical models [Yakovlev, 1997; 2015]. Explanations are in the text.
1–3 — tectonic zones: *1* — Shakhdag, *2* — Tfan, *3* — Chiaur, *4* — synthetic model “advection plus shortening”, light green contour, *5* — near-thrust mechanism, experiment of V. G. Guterman (1 and 2), *6* — contour of theoretical near-thrust mechanism (2a and 2b)

В других странах при исследованиях складчатости не используются представления об иерархии структур, а также не используются методы описания деформаций для структур малого и среднего размера (см. обзор [Hudleston, Treagus, 2010]). Поэтому процедуры сопоставления морфологии конкретных природных структур и результатов экспериментов, как правило, носят только описательный характер [Dixon, Tirrul, 1991], если не брать во внимание сравнение структур по критериям подобия, которые в этих случаях определяют только масштаб природных объектов.

Таким образом в масштабе складчатости внутри осадочного чехла на иерархических уровнях складчатого домена (III), структурной ячейки (IV) и тектонической зоны (V) установлено в первом приближении наличие механизма мезоизгиба (синтетическая модель «адвекция плюс сокращение»), который локально нарушен дополнительным «принадвиговым» механизмом (простой сдвиг в наклонной зоне пластического сдвигания). Модель «адвекция плюс сокращение» подтвердила на качественном уровне справедливость наличия горизонтального сокращения всей структуры (часть 4 статьи, выше по тексту). В рамках проведенных исследований по сопоставлению морфологии природных и экспериментальных структур остался необъясненным феномен значительных смещений кровли фундамента по субвертикальным разрывам, который был выявлен при составлении квазитрехмерных сбалансированных моделей складчатой структуры в масштабе чехла.

7. Распознавание геодинамических механизмов в масштабе коры и верхней мантии

Одним из результатов построения сбалансированной модели структур осадочного чехла, как уже указывалось выше, было определение сбросового (а не надвигового) характера южного ограничения Большого Кавказа [Яковлев, 2012]. Это означает в то же время, что найденная величина сокращения структур чехла является также величиной сокращения и структур фундамента, поскольку никаких кинематических условий для формирования общего детачмента на Большом Кавказе не существует. В связи с этим была построена модель формирования земной коры всего Большого Кавказа [Яковлев, 2012, с. 208], в соответствии с которой около 60 % объема бывшей коры должно было приобрести плотность мантийных пород (рис. 11), поскольку первоначальная граница Мохо (в ранней юре, при накоплении первых осадков чехла) сейчас занимает глубину около 100 км.

Вполне определенные параметры структуры на разных стадиях ее развития были получены для 78 «структурных ячеек», что позволяет на достоверном статистическом уровне изучить ряд природных явлений. Для этого были выделены шесть параметров (см. рис. 6, знак 11): 1) исходная мощность чехла (глубина кровли фундамента); 2) величина укорочения, 3) глубина кровли фундамента после сокращения, 4) глубина кровли фундамента после формирования гор, 5) амплитуда неотектонического поднятия и 6) разница глубин кровли фундамента между начальной стадией и современной. Между несколькими параметрами были найдены сильные парные корреляции, явно носящие генетический смысл. Например, величину амплитуды неотектонического поднятия (5) и величину сокращения (2) связывает корреляция с коэффициентом $R = 0.79$. Заметим, что использование только парных корреляций для генетического анализа затруднительно, поскольку такие корреляции могут формироваться несколькими механизмами, а не одним. Однако само наличие корреляций указывает на возможность такого анализа с помощью более сложных методов. Было также обнаружено, что средние глубины кровли фундамента на первой и современной (третьей) стадиях практически совпадают [Яковлев, 2015; Яковлев, Горбатов, 2018]. Заметим, что все шесть параметров имеют прямое отношение к геодинамическим механизмам, которые отвечают за закономерности длительного формирования складчатой и орогенной структур Большого Кавказа. Результаты первичного статистического анализа позволили перейти к факторному анализу, который может дать обобщенные связи между параметрами и выявить все действующие механизмы.

Для факторного анализа была использована программа «Статистика» и внутри нее — ряд методов анализа «с вращением». Прежде всего было определено, что вся дисперсия значений определяется двумя факторами (не одним и не тремя), они же достаточно легко интерпретируются как геодинамические механизмы (табл. 2). Более сильный фактор 1, названный «изостазия», с весом 46 %, имел высокие нагрузки признаков глубины кровли фундамента на стадиях 1 и 3. Это означало, что современная глубина кровли фундамента зависит от ее первоначальной глубины, то есть после складчатости и горообразования кровля фундамента «ячеек» в целом стремится вернуться к своей глубине на доскладчатой стадии. Это явление связывается с изменениями плотности пород коры и мантии. Менее значимый фактор 2, «сокращение», имел вес 40% и высокие нагрузки признаков величины укорочения (причина) и амплитуды неотектонического поднятия (это — следствие; табл. 2).

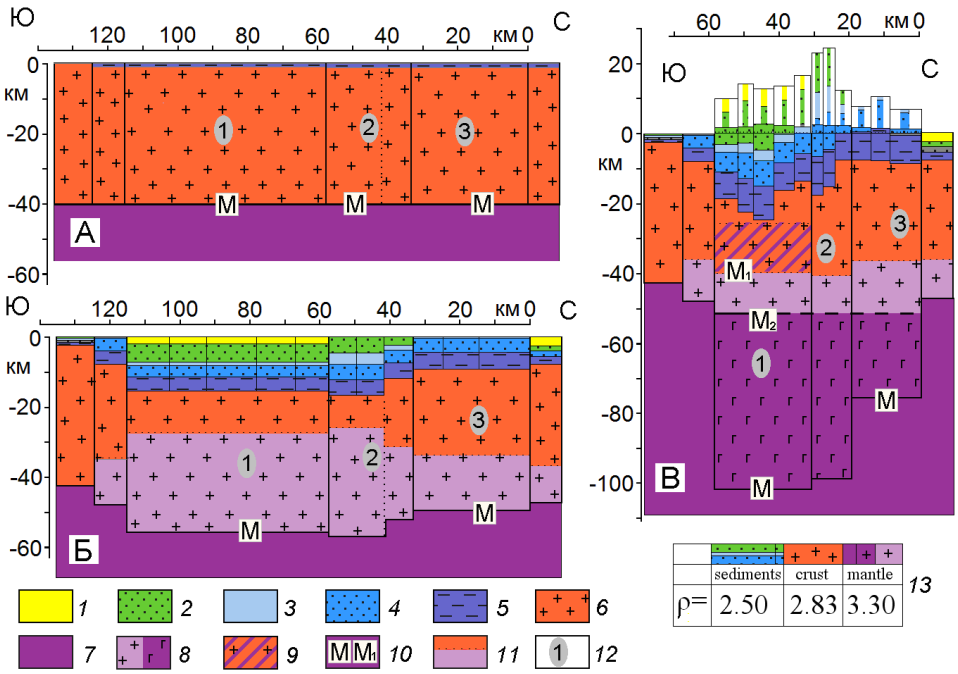


Рис. 11. Три стадии развития изостатически сбалансированной структуры коры и мантии на примере восточной половины Большого Кавказа, по [Яковлев, Горбатов, 2018], использован рисунок из [Яковлев, 2012]:
А — в начале осадконакопления, кристаллическая кора имеет мощность 40 км, Б — после осадконакопления, до формирования складчатости, В — после складчатости и горообразования, современная. Объемы мантийных по плотности пород, замещающих деградирующий слой кристаллической части коры, постепенно растут.
1–5 — осадочные толщи разного возраста: *1* — палеогеновые, *2* — меловые, *3* — верхнеюрские, *4* — среднеюрские, *5* — нижнеюрские; *6* — кристаллическая кора; *7* — породы мантии (доальпийские); *8* — породы мантии (по плотности), новообразованные для разных стадиях развития; *9* — объем пород коры (предположительный), сформированных на стадии неотектонического поднятия из ранее образованных мантийных; *10* — границы Мохо разного возраста (M — для начала юры, по плотностям, M_1 — современная расчетная, по плотностям, M_2 — обобщенная современная граница, по сейсмическим скоростям; *11* — расчетные (по изостазии) границы изменения плотности пород; *12* — тектонические зоны (*1* — Чиаурская зона, *2* — Тфанская зона, *3* — Шахдагская зона); *13* — шкала значений плотностей пород, использованных при расчетах изостатического баланса

Fig. 11. Three stages of development of isostatically balanced structure of the crust and mantle on the example of the Eastern half of the Greater Caucasus, after [Yakovlev, Gorbatov, 2018], the figure from [Yakovlev, 2012] is used:
A — at the beginning of sedimentation, the crystalline crust has a thickness of 40 km, Б — after sedimentation, before folding, B – after folding and mountains uplift. Volumes of rocks with mantle density, which are replacing the degrading layer of the crystalline part of the crust, are gradually growing.
1–5 — sedimentary units of different ages: *1* — Paleogene, *2* — Cretaceous, *3* — Upper Jurassic, *4* — Middle Jurassic, *5* — Lower Jurassic; *6* — crystalline crust; *7* — mantle rocks (pre — Alpine); *8* — mantle rocks (on a density), newly formed for different stages of development; *9* — volume of crust rocks (presumably), formed at the stage of neotectonic uplift from previously formed mantle one; *10* — boundaries of Moho of different ages (M — for beginning of Jurassic, by densities, M_1 — modern calculated, by densities, M_2 — generalized modern boundary, by seismic velocities; *11* — calculated (by isostasy) boundaries of changes of rock density; *12* — tectonic zones (*1* — Chiaur zone, *2* — Tfan zone, *3* — Shakhdag zone); *13* — scale of rock density values, which were used in the calculations of isostatic balance

Было сделано предположение, что изменения плотности пород происходят постоянно и являются причиной вертикальных движений. Были рассчитаны изостатически сбалансированные модели структуры коры и осадочного чехла для основных стадий развития на примере Чиаурской зоны [Яковлев, Горбатов, 2018]. Они показали, что формирование структуры литосферы Большого Кавказа обусловлено последовательным увеличением плотности пород кристаллической коры до «мантийных» значений (см. рис. 11, знак 8). Исключением является возвращение плотности части «новой» мантии до «коровых» значений в процессе горообразования (см. рис. 11, знак 9).

Надо заметить, что согласно приведенным построениям формирование как осадочного бассейна с мощными «геосинклинальными» толщами осадков, так и складчатости с общим сокращением чехла и подстилающего его кристаллического фундамента, с учетом постоянного действия изостазии, никак

не могут быть сформированы без значительных изменений плотности пород коры (около 15 %; от 2.8 до 3.3 г/см^3), охватывающих очень большие объемы бывшей коры (осталось 5–8 км от исходных 40 км мощности). Такие объемы преобразований пород коры и мантии в современных геодинамических моделях никак не учитываются.

Таблица 2
Table 2

Основной результат факторного анализа, нагрузки признаков по методу Варимакс с вращением (ГКФ — глубина кровли фундамента), по [Яковлев, Горбатов, 2018]

The main result of factor analysis, load characteristics by the method of Varimax with rotation (GKF — depth of the roof of the Foundation), by [Яковлев, Горбатов, 2018]

Признаки	F_1	F_2
1. Исх. мощность (ГКФ), h1*	**0.790**	0.022
2. Укорочение, Sh*	-0.195	**0.938**
3. ГКФ, стадия 2, h2	0.665	**-0.736**
4. ГКФ, стадия 3, h3	**0.982**	-0.158
5. Амплитуда поднятия, h3–h2*	0.005	**0.957**
6. Разница ГКФ (3-1), h3–h1	**0.853**	-0.219
Собственные значения	2.796	2.410
Доля дисперсии %	**46.6**	**40.2**

Найденные свидетельства изменений плотности пород коры в процессе эволюции структуры являются достаточно надежным объяснением причин вертикальных движений по субвертикальным разломам, которые были зафиксированы на предыдущих этапах исследований.

Заключение

За период около 60 лет общая идея М.В. Гзовского о выявлении генезиса складчато-разрывных структур с использованием специальных тектонофизических методов описания их напряженно-деформированного состояния и сравнения такой характеристики с описаниями ряда «эталонных» физических или расчетных механизмов получила значительное развитие усилиями нескольких поколений отечественных геологов. Основные результаты в исследованиях линейной складчатости в центральных частях подвижных поясов были получены с использованием методов определения величины деформации и сравнения количественных замеров параметров морфологии складчатости.

В структурах альпийского осадочного чехла Большого Кавказа были определены величины деформации горизонтального сокращения в масштабе «структурных ячеек», составляющие около 50 %, были построены сбалансированные по объемам осадочного чехла модели его доскладчатого, постскладчатого и современного состояния, включая определения глубины кровли фундамента (в среднем около 10–15 км, от 4 до 30 км), амплитуды суммарного поднятия и размыва верхней части чехла (до 10–20 км), получены амплитуды смещения по крупным разрывам в кровле фундамента.

Выявлены механизмы формирования складчатости в масштабах осадочного чехла, которые описываются моделями «квазиизгиба» в комбинации с простым сдвиганием в наклонных зонах. В масштабах земной коры и верхней мантии по данным о параметрах развития складчатой структуры (в масштабе «структурных ячеек») найдены свидетельства о действии двух механизмов — «изостазии», связанного с изменениями плотности пород коры и мантии, и «сокращения». Наблюдаемые субвертикальные разрывы, смещающие кровлю фундамента с амплитудой до 10 км, объясняются разным характером изменений плотности пород в соседних блоках коры. Внутренне согласованные материалы исследований разномасштабных природных объектов могут быть использованы при планировании моделирования сложных складчато-разрывных структур конкретного региона.

Литература

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. I, II. 255 с.

Гзовский М.В. Новое направление изучения складок / М.В. Гзовский // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289–305.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. III, IV. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.

Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта. // Отчёт о результатах полевых работ 1972–1979 гг. М., МГУ. 1988. 342 с.

Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.

Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.

Иогансон Л.И. Труды и дни Владимира Владимировича Белоусова (1907–1990): К 100-летию со дня рождения. Изд. 2-е, испр. и доп. М.: ИФЗ РАН, 2008. 208 с.

Михайлова А.В., Никонов А.А., Осокина Д.Н., Ребецкий Ю.Л., Яковлев Ф.Л. Михаил Владимирович Гзовский и создание тектонофизики (к 80-летию со дня рождения) // Известия РАН. Физика Земли. 2001. № 2. С.103–111.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (Обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 169 с.

Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 98 с.

Рогожин Е.А. Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87–98.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.

Толстая Е.В., Ребецкий Ю.Л. Деформации складчатых комплексов (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 420–430.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.

Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.

Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 192 с.

Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31–48.

Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.

Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7–15.

Яковлев Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // ДАН. 2008а. Т. 422, № 3. С. 371–376.

Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008б. Т. 9, № 1. С. 56–75.

Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций / Ф.Л. Яковлев // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: сб. науч. работ. М.: ИФЗ РАН, 2008в. С. 335–345.

Яковлев Ф.Л. Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008г. С. 149–188.

Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009. №. 11. С. 1023–1034.

Яковлев Ф.Л. Деформационный многоранговый анализ и структурные парагенезы: сравнение подходов и результатов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2, вып. № 16. С. 179–193.

Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости / Ф.Л. Яковлев // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. С. 191–214.

Яковлев Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа: дис. … д-ра геол.-минерал. наук / ИФЗ РАН. М., 2015. 472 с.

Яковлев Ф.Л. Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: ИФЗ РАН. 2017. 60 с.

Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Об использовании факторного анализа для исследования геодинамических процессов формирования Большого Кавказа // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 909–926.

Bobillo-Ares N. C., Bastida F., Aller J. On tangential longitudinal strain folding // Tectonophysics. 2000. V. 319, Is. 1. P. 53–68.

Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andeweg B., Andriessen P.A.M., Garcia-Castellanos D., de Vicente G., Vegas R. Lithospheric folding in Iberia // Tectonics. 2002. V. 21 (5), 1041. P. 1–26.

Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian J. Earth Sciences. 1969. V. 6 (4). P. 743–757.

Dixon J.M. Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins — timing, vergence, and style of deformation // Thrust tectonics and hydrocarbon systems / ed. K. R. McClay. AAPG Memoir. 2004. V. 82. P. 223–238.

Dixon J.M., Tirrul R. Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // J. Structural Geology. 1991. V. 13 (1). P. 3–20.

Frehner M., Schmalholz S.M. Numerical simulations of parasitic folding in multilayers // J. Structural Geology. 2006. 28. P. 1647–1657.

Hudleston P.J., Treagus S.H. Information from folds: A review // J. Structural Geology. 2010. V. 32 (12). P. 2042–2071.

Lechmann S.M., Schmalholz S.M., Burg J.P., Marques F.O. Dynamic unfolding of multilayers: 2D numerical approach and application to turbidites in SW Portugal // Tectonophysics. 2010. V. 494 (1–2). P. 64–74.

Lisle R.J. Geological strain analysis: A manual for the Rf/Fi' technique. Oxford, New York, Sidney, Frankfurt: Pergamon Press, 1985. P. 95.

Ramsay J.G., Huber M. The techniques of modern structural geology. V. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press, 1987. P. 308–700.

Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Strain and competence contrast estimation from fold shape // Tectonophysics. 2001. V. 340. P. 195–213.

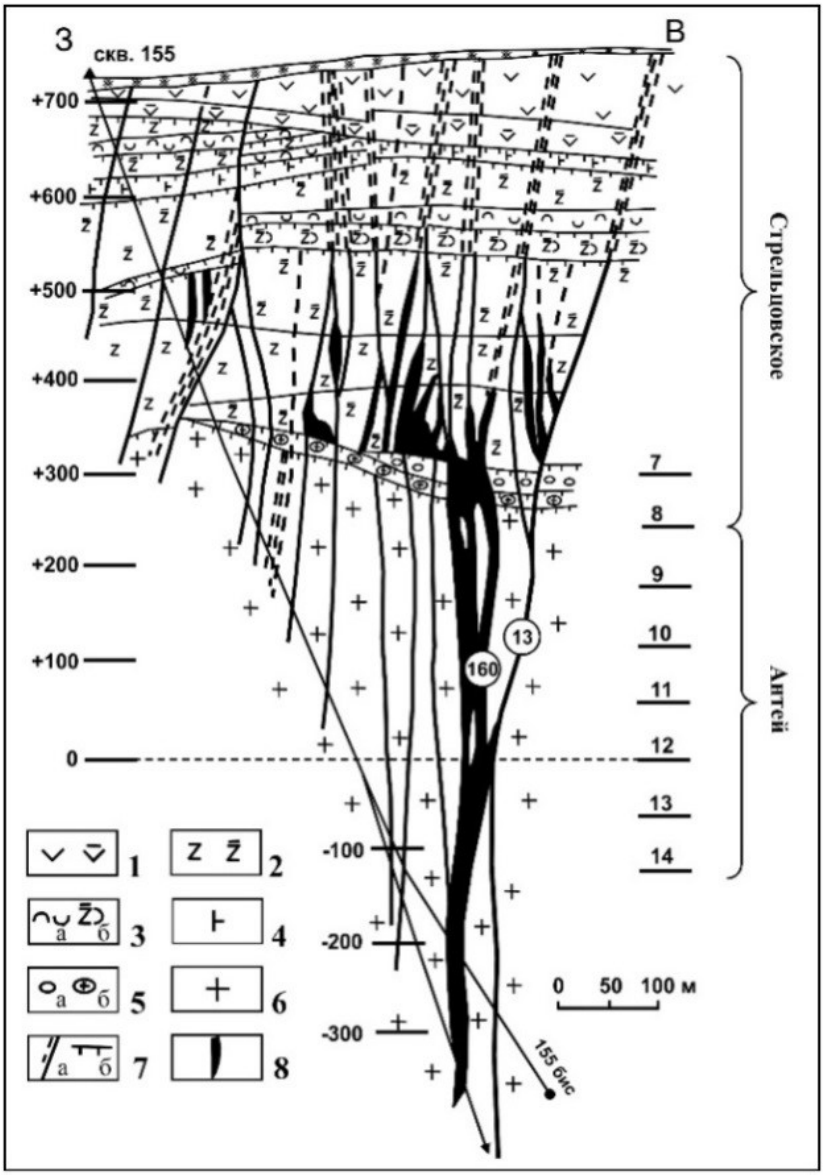
Srivastava D.C., Shah J. The "isogon rosette" method for rapid estimation of strain in flattened folds // J. Structural Geology. 2008. V. 30 (4). P. 444–450.

Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Proceedings of VII International Interdisciplinar symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) "Regularity of structure and evolution of geospheres", Vladivostok, 20–25 September 2005. Vladivostok: Pacific Oceanological Institute FED RAS, 2005. P. 66–69.

Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // J. Asian Earth Sciences. 2016. No. 119. P. 87–99.

4. ТЕКТОНОФИЗИКА В РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГОРНОМ ДЕЛЕ

4. TECTONOPHYSICS IN ORE GEOLOGY AND MINING



***Н. Ю Васильев*[1], *А. О. Мострюков*[2], *В. А. Петров*[2], *Т. Ю. Тверитинова*[3], *А. Ю. Тверитинов*[4]**

[1]*МГРИ-РГГРУ, geostress@mail.ru*
[2]*ГО «Борок» ИФЗ РАН, most57@mail.ru*
[3]*МГУ им. М.В. Ломоносова, tvertat@yandex.ru*
[4]*ООО «Техсервис», atveritinov@yandex.ru*

ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ РУДОЛОКАЛИЗУЮЩЕЙ РОЛИ ОБЪЕМНОГО РАЗУПЛОТНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В РАЗВИТИИ ГУРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (В. САЯН)

Аннотация

По полевой информации об ориентации и кинематике сколовых смещений в структуре месторождения и исходя из закономерностей функциональной связи смещений с параметрами поля тектонических напряжений проведены реконструкции этих параметров для объектов двух иерархических рангов: рудного поля месторождения и рудных интервалов горных выработок. По результатам реконструкций определен 6-фазный цикл тектонических деформаций месторождения, выделены параметры рудолокализующих фаз, контролировавших процессы объемного разуплотнения горных пород, построены планы распределения этих параметров в структуре Центрального участка месторождения. Проведен анализ корреляционной связи рудных интервалов горных пород с тектонофизическими параметрами их объемного разуплотнения на рудолокализующих фазах процесса деформации. Сделан вывод о вероятной генетической связи оруденения с явлением объемного разуплотнения горных пород ($R_{кор.} \approx 0.74$).

***N. Yu. Vasilyev*[1], *A. O. Mostryukov*[2], *V. A. Petrov*[2], *T. Yu. Tveritinova*[3], *A. Yu. Tveritinov*[4]**

[1]*MGRI-RGGRU, geostress@mail.ru*
[2]*GO Borok Institute of Earth Physics RAS, most57@mail.ru*
[3]*Moscow State University, tvertat@yandex.ru*
[4]*TECHSERVICE LLC, atveritinov@yandex.ru*

ESTIMATE OF THE ORE-LOCALIZING ROLE PROBABILITY OF ROCK VOLUMETRIC SOFTENING IN THE DEVELOPMENT OF THE GURBEYSKOYE GOLD DEPOSIT (EAST SAYAN)

Abstract

Based on field information on the orientation and kinematics of shear displacements in the ore structure and, based on the laws of the functional relationship of displacements with the tectonic stress field parameters, reconstructions of these parameters were carried out for objects of two hierarchical ranks: the ore field and ore intervals of mine workings. Based on the reconstruction results, a 6-phase cycle of tectonic deformations of the ore field was determined, the parameters of the ore-locating phases that controlled the processes of volumetric rock softening were identified, maps for these parameters distribution in the structure of the Central ore deposit were constructed. The correlation analysis between the ore intervals of rocks and the tectonophysical parameters of their volumetric decompression at the ore-locating phases of the deformation process is carried out. It is concluded that the mineralization is likely to be related to the phenomenon of volumetric softening of rocks ($R_{cor} \approx 0.74$).

Введение

Цель работы — реконструкция тектонофизических параметров деформационных процессов для определения факторов геолого-структурного контроля оруденения на Гурбейском месторождении золота в верховьях р. Бирюсы (В.Саян). Выполнение работы основано на решении ряда *задач*. *Первая задача* — создание базы данных о следах тектонических движений (кинематике *сколовых смещений*), выраженных в бороздах и штрихах скольжения на плоскостях трещин горных пород. *Вторая задача* — реконструкция параметров тектонических полей напряжений по данным о кинематике сколовых смещений. *Третья задача* — построение непрерывного ряда *инверсионной* смены механизмов нагружения земной коры в течение цикла тектонических деформаций. [Васильев и др., 1999; Васильев, Мострюков, 2001]. *Четвертая задача* — выделение деформационных механизмов объемного разуплотнения горных пород [Васильев, Мострюков, 2007]. *Пятая задача* — расчеты корреляционной связи оруденения с механизмами *объемного* разуплотнения (положительной дилатансии) горных пород. *Шестая задача* — построение планов изменения параметров взбросовых механизмов деформации в рудном поле Центрального участка месторождения.

Важным фактором развития эндогенных месторождений полагают «потоки» полигенных флюидов в земной коре и мантии [Флюидные…, 2002]. Природу *направленного* движения флюидов к зонам *деформационного вскрытия* среды рудообразования, вероятно, следует связывать с процессами объемного разуплотнения – явлением *положительной дилатансии* горных пород. Этот вывод основан на результатах реконструкций циклов тектонических деформаций на *девятнадцати* эндогенных месторождениях различных видов сырья (рис. 1, табл. 1) [Васильев, Мострюков, Петров, 2016]. В настоящей статье впервые приведены результаты *статистической* оценки пространственно-временной связи рудообразования с объемным разуплотнением горных пород на взбросовых фазах деформации Гурбейского месторождения золота.

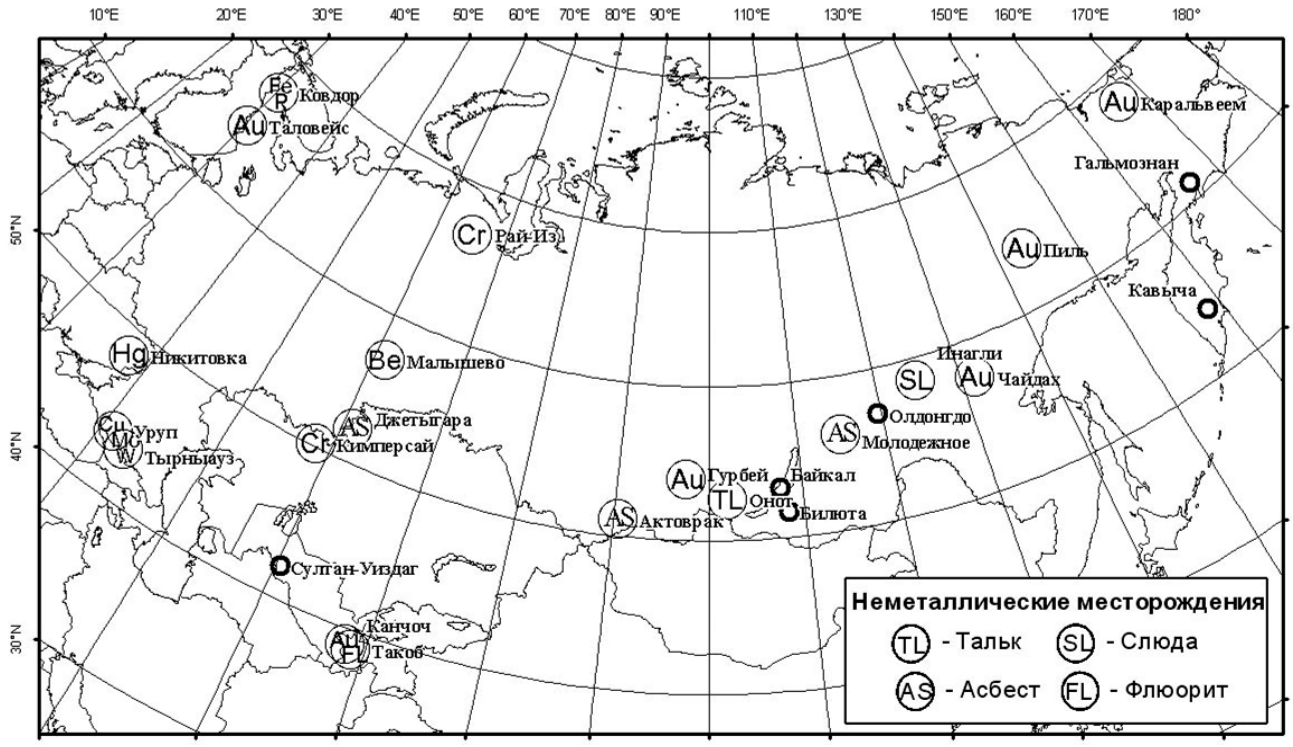


Рис. 1. Размещение 25 объектов исследования [Васильев, Мострюков, Петров, 2016]. Большими тонкими кружками с индексами обозначены участки земной коры, вмещающие 19 месторождений. Малыми «жирными» кружками без индексов — 6 участков земной коры, в пределах которых рудных объектов не установлено

Fig. 1. Placement of 25 research objects [Vasiliev, Mostryukov, Petrov, 2016]. Large thin circles with indexes indicate areas of the earth's crust containing 19 deposits. Small “thick” circles without indexes — 6 sections of the earth's crust, within which ore objects have not been established

Таблица 1
Table 1

Параметры «объемного разуплотнения» структуры эндогенных месторождений

Parameters of “volumetric decompression” of the endogenous deposit structure

Объекты	Вид сырья	Регионы, ориентация напряжений			μ_ε	$+\Delta Z$
		регион	ось σ_1 растяжения	ось σ_3 сжатия		
Актовракское	асбест	Зап. Саян	108°∠65°	226°∠12°	-0.11	+0.16
Гурбейское	Au	Вост. Саян	277°∠90°	187°∠0°	-0.06	+0.14
			348°∠86°	94°∠1°	-0.57	+0.16
Джетыгаринское	асбест	Юж. Урал	325°∠75°	196°∠10°	-0.06	+0.13
Инаглинское	слюда	Алдан. нагорье	147°∠85°	305°∠5°	-0.22	+0.16
			140°∠80°	33°∠3°	-0.33	+0.16
Каральвеем	Au	Ср.-Анюйск.хр	174°∠79°	354°∠11°	-0.22	+0.12

Окончание таблицы 1

Объекты	Вид сырья	Регионы, ориентация напряжений			μ_ε	$+\Delta Z$
		регион	ось $\boldsymbol{\sigma_1}$ растяжения	ось $\boldsymbol{\sigma_3}$ сжатия		
Канчочское	Au	Зерафшан. хребет	19∠70°	190°∠20°	-0.16	+0.12
			73°∠75°	175°∠3°	-0.01	+0.15
			324°∠73°	88°∠10°	-0.06	+0.14
Кимперсайское	Cr	Мугоджары	265°∠75°	70°∠14°	-0.33	+0.16
			269°∠70°	157°∠8°	-0.25	+0.16
Малышевское	Be	Сред. Урал	167°∠55°	264°∠5°	-0.14	+0.05
Молодёжное	асбест	Забайкалье	243°∠50°	83°∠38°	-0.36	+0.03
Никитовское	Hg	Донецк. кряж	335°∠83°	245°∠0°	-0.21	+0.15
Онотское	тальк	Вост. Саян	186°∠68°	340°∠0°	-0.05	+0.09
Рай-Изское	Cr	Поляр. Урал	12°∠65°	226°∠21°	-0.22	+0.15
Такобское	F	Гиссар. хребет	103°∠76°	353°∠5°	-0.11	+0.13
			31°∠74°	250°∠12°	-0.01	+0.13
Тырныаузское	W, Mo	Бол.Кавказ	84°∠78°	101°∠0°	-0.05	+0.14

Признаками разуплотнения структуры рудных объектов являются тектонофизические параметры взбросовых механизмов деформации горных пород (см. табл. 1):

1) взбросовый тип механизма деформирования, фиксируемый по крутой ориентации оси “относительного” растяжения $\sigma 1 \geq 60^o$;

2) отрицательные значения коэффициентов Лодэ — Надаи ($-\mu\varepsilon$ и $-\mu\sigma$), фиксируемые по форме эллипсоидов, соответственно, деформаций ($\varepsilon 1$, $\varepsilon 2$, $\varepsilon 3$), и напряжений ($\sigma 1$, $\sigma 2$, $\sigma 3$). По соотношению между величинами трёх осей эллипсоида;

3) положительное приращение вертикальной компоненты деформации ($+\Delta Z$), фиксируемое по направлению на зенит [Васильев, Мострюков, 2007].

Структурно-кинематический метод реконструкции параметров тектонических полей напряжений/деформаций

Процедуры метода основаны на *кинематической модели* развития структур разрушения (трещин, разрывов, разломов) в массивах горных пород, описывающей закономерности *функциональной связи* между характеристиками тектонических напряжений ($\boldsymbol{\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3}$ $\boldsymbol{\tau_m^{лев}, \tau_m^{прав}, \tau_n}$) и тектонических борозд скольжения ($\pm\boldsymbol{t_n}$), где ($\boldsymbol{t_n}$) — ориентация борозды, (±) — её кинематический знак (правая или левая компоненты сдвига, устанавливаемые по направлению сколового смещения) [Гущенко, 1975]. Исходной информацией для построения модели стали наблюдения её автора о том, что *сколовые смещения* **($\pm\boldsymbol{t_n}$)**, возникающие на произвольно ориентированных ослабленных поверхностях дизъюнктивных нарушениях **($\boldsymbol{n}$)** (плоскостях трещин), развиваются преимущественно в направлении действия на этих поверхностях касательных напряжений **($\boldsymbol{\tau_n}$)**, т.е. ($\boldsymbol{t_n} \parallel \boldsymbol{\tau_n}$) [Гущенко, 1973, 1975]. Достоверность данного вывода была подтверждена математическим анализом параметрических характеристик поля напряжений [Гущенко, Сим, 1974; Гущенко, Кузнецов, 1979]. К этому важно добавить, что практически одновременно и независимо в работах французских исследователей был сделан аналогичный вывод о *сонаправленности* борозд скольжения с касательными напряжениями [Carey, Brunier, 1974, Angelier, 1975*a,b*].

В кинематической модели рассматривается важнейшая особенность развития дизъюнктивных деформаций. Её смысл состоит в следующем. *Независимо от иерархического уровня процессов деформации геологической среды и от пространственной ориентировки плоскости сместителя (трещины, разрыва, разлома*), *структура поля направлений сколовых смещений одного иерархического ранга определяется устойчивой либо, одноосной, либо трехосной симметрией векторов относительно осей главных напряжений* ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) рис. 2. *При этом вид симметрии поля определяется формой эллипсоида напряжений, изменяющейся в ходе развития процессов тектогенеза. Форма эллипсоида контролируется соотношением величин главных нормальных напряжений* $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, *растягивающее напряжение положительно), измеряемой величиной параметра* μ_σ *(коэффициента Лоде — Надаи). Величина коэффициента определяется соотношением*:

$$\mu_\sigma = 2[(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)] — 1.$$

Спектр возможных значений коэффициента изменяется в пределах от одноосного растяжения (–1) *до одноосного сжатия* (+1).

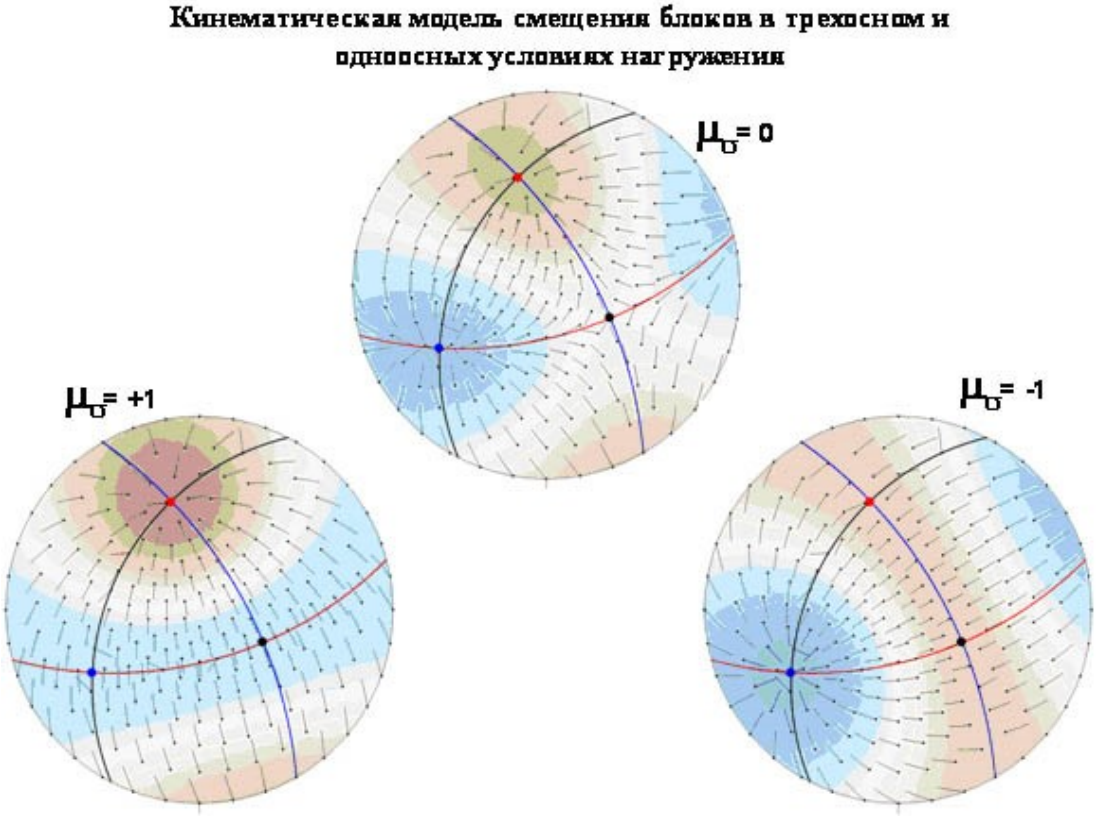


Рис. 2. Три типа симметрии сопряженных систем сколовых смещений (в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа) — определяются различиями в соотношениях между величинами осей главных напряжений синий цвет — σ_1, черный — σ_2, красный — σ_3, т.е. значениями величин μ_σ коэффициента Лодэ — Надаи (-1; 0; +1) при стационарной ориентации главных осей тензора напряжений. Стрелками показаны направления векторов смещений в однородных (по устойчивости направлений относительно осей σ_1, σ_2, σ_3) областях поля напряжений. В различной окраске полусфер, — информация о различиях в величине соотношений между касательными напряжениями τ_n/τ_m, контролируемых угловыми характеристиками близости ориентировки сколового смещения к ориентации осей (σ_1, σ_2, σ_3). Голубым цветом обозначены области сколов, реализующихся в условиях относительного растяжения (σ_1); розовым — в условиях относительного сжатия (σ_3); белым — в условиях промежуточного напряжения (σ_2)

Fig. 2. Three types of symmetry of conjugated systems of shear displacements (in projection onto the upper hemisphere of the Wolfe grid) — are determined by differences in the ratios between the principal stresses axes magnitudes: blue — σ_1, black — σ_2, red — σ_3, i.e. the Lode — Nadai coefficient μ_σ (–1; 0; +1) values for the stress tensor principal axes stationary orientation. The arrows indicate the displacement vectors directions in homogeneous (in the stability of directions relative to the axes (σ_1, σ_2, σ_3) stress field regions. Different colors of the hemispheres are differences in the magnitude of the relations between the tangential stresses τ_n/τ_m controlled by the angular characteristics of the proximity of the shear displacement orientation to the orientation of axes (σ_1, σ_2, σ_3).The blue color indicates the areas of shear realized under relative extension (σ_1) conditions; pink — under relative compression (σ_3); white — under intermediate stress (σ_2)

Зависимость численных характеристик сколов от условий нагружения/деформации земной коры отражена в трех *постулатах* модели [Гущенко, 1975]. Первым постулатом определяется прямая (*генетическая*) зависимость ориентации борозд и штрихов (сколовых смещений) от направлений действия *максимальных касательных* (τ_m) и *касательных* (τ_n) *напряжений*. Вторым постулатом подчеркивается, что *сопряженным* системам этих направлений присуща *симметрия*, оси которой являются осями (σ_1, σ_2, σ_3) главных нормальных напряжений, синхронных этим смещениям. На основе *постулируемой* генетической связи сколов (t_n) с ориентацией осей (τ_n и τ_m), а значит и осей (σ_1, σ_2, σ_3), проводится реконструкция параметров поля напряжений. Фактически решается «обратная» задача об угловых и азимутальных характеристиках главных напряжений в 3D-пространстве на основе

известных (*измеренных в поле*) угловых, азимутальных и кинематических характеристиках сколовых смещений. На основе третьего постулата о двух типах симметрии сколов: *одноосной* (относительно осей σ_1 или σ_3) и *трехосной* (относительно осей σ_1, σ_2, σ_3) — проводится процедура *сепарации* множества сколовых смещений на группы, различающиеся по параметрическим характеристикам этих типов. При этом отклонение ориентировок борозд скольжения от установленной симметрии — признак *изменения* условий тектонического нагружения и деформации пород.

Исходя из третьего постулата, составляют исходные выборки сколов для реконструкций, т.е. по соответствию направления смещения единичного скола (борозды скольжения), — совокупности направлений смещений сколов (борозд скольжения) в формируемой выборке. На основе первых двух постулатов составляется система тригонометрических неравенств и тождеств [Гущенко, 1975, 1979; Гущенко, Кузнецов, 1979]:

$$\begin{gathered}\mathbf{t_3/n_3} \le 0;\ \mathbf{t_1/n_1} \ge 0;\\ \mathbf{m_1 \bullet n_1/m_3 \bullet n_3} \ge 0;\ \mathbf{n_i} \ne 0 \text{ и } \mathbf{t_i} \ne 0 \text{ при } \mathbf{m_i} \ne 1;\\ \Sigma \mathbf{n_i^2} = 1;\ \Sigma \mathbf{t_i^2} = 1;\ \mathbf{n_i} \ne 1;\ \mathbf{t_i} \ne 1,\end{gathered} \qquad (1)$$

где $\mathbf{n_i}$, $\mathbf{t_i}$, $\mathbf{m_i}$ — направляющие косинусы осей главных нормальных напряжений тензора $\boldsymbol{\sigma_i}$ ($\mathbf{i} = 1, 2, 3$) в системе координат, совпадающей с направлениями трех взаимноортогональных единичных векторов, однозначно связанных с разрывным смещением: **n** — вектор в направлении внешней нормали к берегу разрыва, принимаемый за условно неподвижный; **t** — вектор в направлении сколового смещения условно активного берега разрыва; **m** — бинормаль к векторам **n** и **t**.

По результатам *совместного решения* такой системы находят численные значения параметров главных напряжений (σ_1, σ_2, σ_3, τ_m), величина которых рассчитывается исходя из численных значений «*направляющих косинусов*», определяемых по угловым характеристикам борозд скольжения относительно начала координат единичной сферы 3D-пространства.

Значения коэффициентов Лодэ — Надаи для каждого из сколов в отдельности рассчитывается на основе зависимости [Гущенко, Кузнецов, 1979]:

$$\boldsymbol{\mu_\sigma} = (\mathbf{m_3 \bullet n_3} - \mathbf{m_1 \bullet n_1})/(\mathbf{m_1 \bullet n_1} + \mathbf{m_3 \bullet n_3}). \qquad (2)$$

Описание поля суммарного значения $\boldsymbol{\mu_\sigma}$ проводят на основе допущения о едином устойчивом масштабе амплитуд сколовых смещений [Степанов, 1979].

Расчёты характеристик тектонофизических параметров деформационного процесса проводят с помощью алгоритмов компьютерных программ обработки полевой информации о направлениях сколовых смещений. Программы обеспечивают *решения* систем тригонометрических неравенств и тождеств, которыми определяются *ограничения* на возможные 3D-области нахождения направлений главных нормальных напряжений (σ_1, σ_2, σ_3). Главные напряжения могут находиться только в тех участках 3D-пространства, которые не «запрещены» выявляемыми ограничениями.

Пример одного из *первых результатов расчётов*, выполненных по данным о 2956 сколах в структуре Au-рудного месторождения «Пиль» (Оймяконский район Колымы), приведен в табл. 2. Из этих результатов следует, что тектоническое развитие структуры объекта определялось шестью фазами (от F к A) *направленного* изменения параметров его деформации во времени. Сравнение параметров «соседних» фаз (F\E, E\D, D\C, C\B, B\A) этого ряда приводит к выводу, что данные изменения ***генетически*** связаны с инверсионной сменой кинематических механизмов тектонического нагружения объекта. Процесс *инверсии* в каждой новой фазе нагружения отчетливо выражен признаками сохранения ориентации одной из осей главных напряжений (σ_1 или σ_3), унаследованной от предыдущей фазы и сменой ориентации другой оси на ориентацию промежуточной (σ_2) оси предыдущей фазы. Значения параметров взбросовой фазы «B», выделенной жирным шрифтом, характеризуются условиями «активного» близвертикального растяжения σ_1 (при коэффициенте Лодэ — Надаи $\mu_\varepsilon < 0$ и вертикальном приращении деформации $\Delta Z \ge 0.10$). Этими условиями, по-видимому, контролировались процессы *дилатансии* (объемного деформационного разуплотнения) и декомпрессии горных пород с образованием рудных «ловушек».

Локализация кварц-золоторудных жил хорошо согласуется с позицией зон дилатансии в структуре рассматриваемого объекта «Пиль». Так, в одной из зон пройдена горная выработка — старательский карьер по добыче металла. По информации о направлениях сколовых смещений, зафиксированных в уступе карьера, проведены реконструкции «локальных» рангов — для проверки выводов, сделанных по реконструкции «регионального» ранга (см. табл. 2) и оценки возможности описания признаков дилатансии по ***«ме́ньшим»*** объёмам данных. Всего в карьере было зафиксировано

260 направлений смещений. *Каждое* из них было «привязано» к отметкам стометрового профиля в уступе карьера (рис. 3 Б). Реконструкции были выполнены по разным объемам исходных данных: по всему объему (260 шт.) смещений и по 1/2, 1/4 и 1/8 частям этого объема. Выборки с разными объемами замеров борозд скольжения составлены с учетом привязки борозд скольжения к метрическим отметкам профиля. Таким образом, уступ карьера был «*непрерывно*» охарактеризован 15 выборками с разными объемами исходных данных (см. табл. 3).

Таблица 2
Table 2

Параметры тектонических деформаций в развитии структуры кварц-золоторудного месторождения «Пиль»

Parameters of tectonic deformations in the development of the structure quartz-gold ore deposit “Pil”

Фазы деформации	Механизм деформации	Ориентация осей главных напряжений			$\pm\mu_\varepsilon$	$\pm\Delta Z$
		σ_1 (растяж.)	σ_2 (промежут.)	σ_3 (сжатия)		
A (сейсм.)	Взбросовый	213°∠60°	354°∠24°	92°∠16°	+0.09	+0.09
A (новейшая)	Взбросовый	214°∠66°	7°∠22°	101°∠10°	+0.09	+0.11
B	**Взбросовый**	**208°∠73°**	95°∠7°	3°∠15°	**-0.05**	**+0.13**
C	Сдвиговый	97°∠4°	209°∠79°	7°∠10°	+0.12	+0.02
D	Сбросовый	100°∠11°	7°∠16°	223°∠70°	-0.23	-0.09
E	Сбросовый	347°∠15°	82°∠20°	222°∠65°	-0.20	+0.01
F (древняя)	Сдвиговый	360°∠27°	223°∠55°	101°∠20°	+0.14	-0.08

Примечания: *Фазы деформации*: фазы последовательного изменения параметров процесса деформации от древней фазы F → к современной фазе A (сейсм.). *Кинематический тип механизмов деформаций*: взбросовый — при крутой ориентации оси σ_1; сдвиговый — при крутой ориентации оси σ_2; сбросовый — при крутой ориентации оси σ_3. *Ориентация осей главных нормальных напряжений*: σ_1 — оси относительного растяжения (азимут, угол относительно горизонта); σ_2 — оси промежуточного напряжения (азимут, угол относительно горизонта); σ_3 — оси относительного сжатия (азимут, угол относительно горизонта). *Характеристики формы эллипсоидов деформаций*: $\pm\mu_\varepsilon$ — коэффициент Лодэ — Надаи изменяется в пределах от (–1.00) до (+1.00), соответственно, от условий максимального удлинения по оси (ε_1) до условий максимального укорочения по оси (ε_3). *Параметр* $\pm\Delta Z$ — знак и относительная величина приращения вертикальной компоненты деформации, изменяющиеся от условий разуплотнения (“+”) до условий уплотнения (”–“) структуры земной коры, фиксируемые по вертикальной оси “Z”, направленной на зенит (см. рис.3А и 5). Полужирным шрифтом в таблице показана синрудная фаза.

Explanations for the table: Deformation phases: phases of successive changes in the parameters of the deformation process from the ancient phase F → to the modern phase A (seismic). Kinematic type of deformation mechanisms: reverse — with a steep axis σ_1; shear —— with a steep axis σ_2; fault — with a steep axis σ_3. Orientation of the principal stresses axes: σ_1 — relative extension (azimuth, angle to the horizon); σ_2 — intermediate stress (azimuth, angle to the horizon); σ_3 — relative compression (azimuth, angle to the horizon). Characteristics of the strain ellipsoids shape: $\pm\ \mu_\varepsilon$ – Lode — Nadai coefficient varies from (–1.00) (maximum elongation along the axis (ε_1)) to (+1.00) (maximum shortening along the axis (ε_3)). The parameter $\pm\ \Delta Z$ is the sign and relative magnitude of the deformation increment vertical component, changing from the conditions of decompression of the earth’s crust (“+”) to the conditions of its compaction (”–“), fixed along the vertical axis “Z” directed to the zenith – see fig. 3A and 5. The bold font in the table shows the synore phase.

На графике (см. рис. 3 Б), построенном по данным табл. 3, хорошо видно: 1) с *уменьшением* объёма выборок (от 260 до 33) происходит *увеличение* ареалов рассеяния параметров; 2) независимо от объема выборок по 12 из них установлены параметры положительной дилатансии ($\mu_\varepsilon < 0$; $\Delta Z \geq 0.10$). В трех выборках величина $+\Delta Z$ меньше (0.06–0.09), но находится в ареале значений параметров дилатансии. Из этого следует, что *параметрами дилатансии* могут быть описаны рудные сегрегации *разных рангов* (рудное тело, залежь, месторождение, рудное поле) по разным объемам выборок задокументированных сколов, собранных на объектах разных размеров (площадью от м^2 до км^2). Таким образом, по результатам реконструкций и регионального, и локального рангов был сделан вывод о том, что тектонофизические параметры деформационного разуплотнения (синрудной дилатансии) горных пород контролируются условиями:

1) взбросового механизма деформирования (при «активном» действии круто ≥ 60º ориентированной оси (σ_1) «растяжения»);

2) отрицательного значения величины коэффициента Лодэ — Надаи ($-\mu_\varepsilon$);

3) положительной величины приращения вертикальной компоненты ($+\Delta Z$) деформации.

Таблица 3
Table 3

Результаты реконструкций по профилю золоторудного карьера

Reconstruction results for the gold-ore quarry profile

Объем исходной информации: векторов тектонических подвижек, шт.	Масштаб выборки, участок профиля, п. м	Ориентация напряжений			Разуплотнение μ_ε	Приращение вертикальной компоненты деформации ΔZ
		σ_1 растяжение	σ_2 промежуточное	σ_3 сжатие		
261	100%,8.0-91.0	224º∠80º	74°∠9°	345°∠5°	-0.02	+0.11
130	50%,8.0-49.0	122º∠78º	276°∠11°	7°∠5°	-0.13	+0.13
131	50%, 49.1-91.0	120º∠81º	330° ∠8°	239°∠5°	-0.03	+0.10
65	25%, 8.0-24.3	77º∠77º	295°∠10°	204°∠8°	-0.03	+0.11
65	25%, 24.5-49.0	198º∠80º	280°∠0°	18°∠10°	-0.31	+0.15
65	25%, 49.1-60.5	256º∠85º	144°∠2°	54°∠5°	-0.30	+0.12
66	25%, 60.6-91.0	147º∠83º	282°∠5°	12°∠5°	-0.13	+0.13
33	13%, 8.0-12.7	250º∠70º	128°∠11°	35°∠16°	-0.14	+0.08
33	13%, 12.4-24.3	210º∠85º	101°∠2°	11°∠5°	-0.33	+0.10
34	13%, 24.1-40.3	87º∠78º	327°∠6°	236°∠10°	-0.03	+0.06
33	13%, 40.2-49.0	201º∠80º	73° ∠6°	342°∠7°	-0.08	+0.14
32	13%, 48.5-56.0	262º∠85º	148°∠2°	58°∠5°	-0.64	+0.14
34	13%, 55.2-60.5	81º∠78º	317°∠7°	226°∠10°	-0.02	+0.09
34	13%, 60.5-67.5	218º∠61º	102°∠13°	6°∠25°	-0.84	+0.13
35	13%, 67.3-91.0	233º∠89º	53°∠1°	323°∠0°	-0.07	+0.11

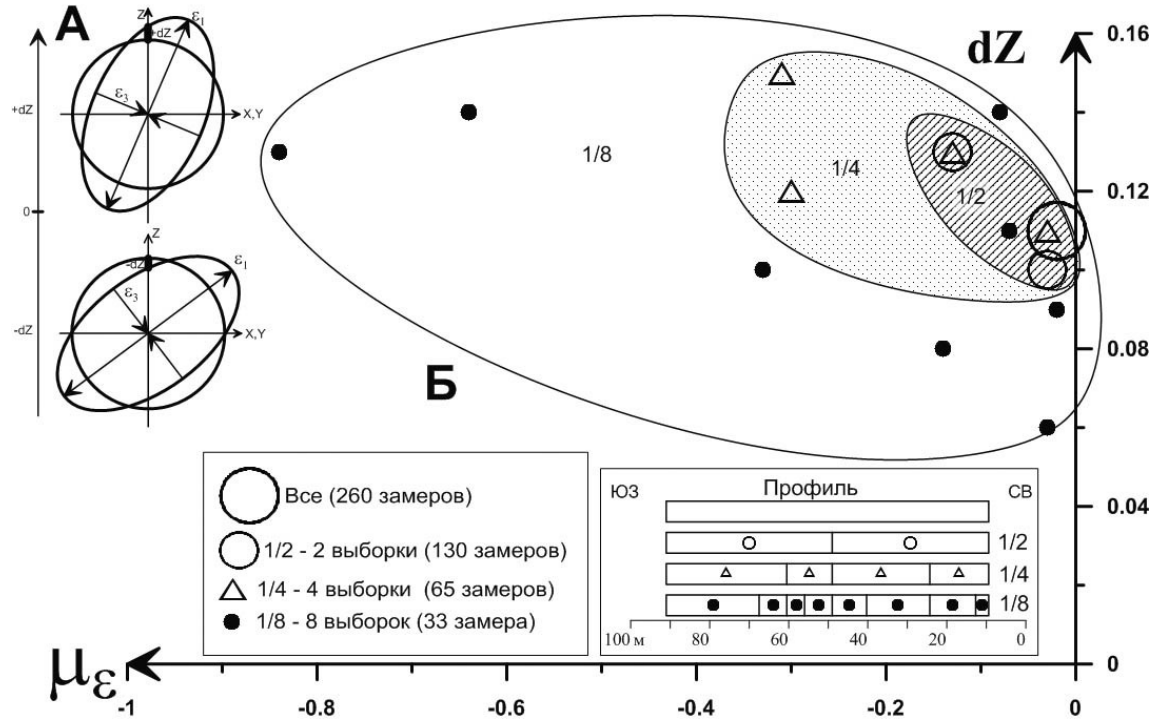


Рис. 3. А — Зависимость знака и величины вертикального приращения параметра dZ от ориентации эллипсоида деформации и соотношения величин ε_1 и ε_3. Б — Зависимость численных значений параметров дилатансии ($-\mu_\varepsilon$), (+dZ) от количества исходных данных (замеров штрихов и борозд скольжения) в реконструкциях локального ранга

Fig. 3. A — dependence of the parameter vertical increment dZ sign and magnitude on the strain ellipsoid orientation and the ratio of ε_1 and ε_3. B — dependence of the dilatancy parameters ($(-\mu_\varepsilon)$, (+dZ)) numerical values on the amount of initial data (measurements of strokes and sliding grooves) in local-grade reconstructions

К обоснованию объемного деформационного разуплотнения (дилатансии) горных пород в эндогенных месторождениях

Как следует из данных (см. табл. 2), развитие процесса деформации фиксируется не только по направленной смене условий сжатия на условия растяжения и далее опять условиями сжатия и т.д., но и по *инверсионной* переиндексации главных осей тензора напряжений.

Таким образом, изменения условий деформации фиксируются по изменениям ориентации осей (σ_1, σ_2, σ_3) и величины коэффициента Лодэ-Надаи в направлении, соответственно, от условий ($\mu_\sigma = -1$) через условия ($\mu_\sigma = 0$) к условиям ($\mu_\sigma = +1$). Из данных (см. табл. 2) также следует, что изменение условий деформации горных пород происходит при устойчивой (стационарной) ориентации главных осей тензора напряжений T^σ (в координатах 3D-пространства) и выражается в строго последовательной и унаследованной смене механизмов деформационного процесса (сбросовый → сбросовый → сдвиговый → взбросовый → взбросовый → сдвиговый).

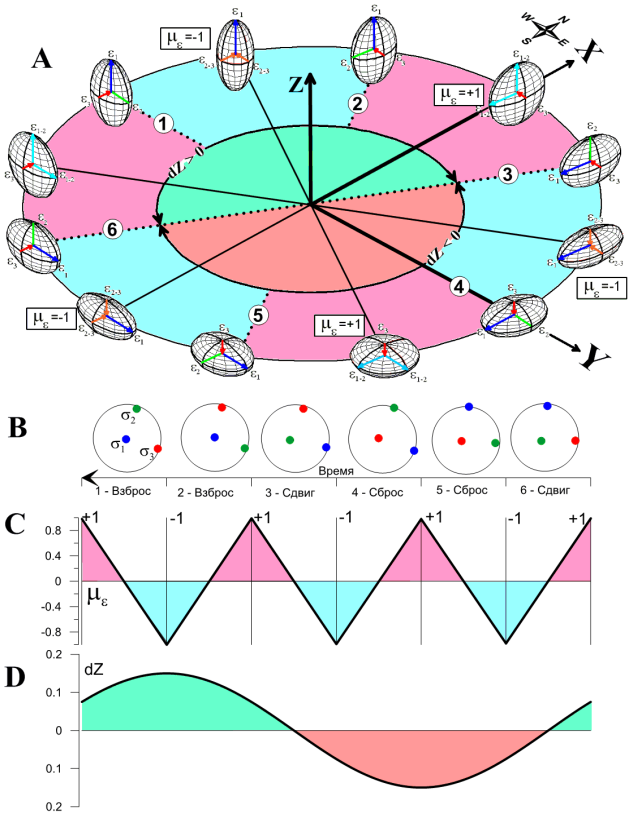


Рис. 4 Изменение параметров процесса деформации в 6-фазном цикле тектонических деформаций:
A — цикл нагружения; B — ориентация напряжений; C — изменение коэффициента Лодэ — Надаи; D — приращение вертикальной деформации

Fig. 4. Change in the deformation process parameters in a 6-phase tectonic deformation cycle: A — loading cycle; B — stress orientation; C — change of the Lode — Nadai coefficient; D — vertical deformation increment

При этом следует подчеркнуть, что *современное* поле напряжений, реконструированное по сейсмологическим данным, унаследовано сохраняет устойчивость осей (σ_1, σ_2, σ_3) от предыдущих условий *новейшего* развития процесса деформации. Конечно, это один из важнейших аргументов *достоверности* реконструируемого фазово-циклического механизма деформационных процессов.

Развитие механизмов деформации по приведенной схеме подтверждается результатами исследований на всех исследованных промышленных объектах (см. табл. 1) [Васильев и др., 2016, Васильев, Мострюков, Петров, 2017] и, вероятно, может иметь фундаментальное значение для представлений о циклах деформации земной коры в целом и рудных объектов в частности.

Эта схема представлена на рис. 4, на котором отражены, рассмотренные выше изменения параметров деформационных процессов в течение цикла тектонических деформаций. Первое, что необходимо отметить — это унаследованное стационарное развитие цикла при длительном *сохранении* ориентации главных осей тензора напряжений в координатах (X,Y,Z) 3D-пространства. Второе,

в течение цикла происходит последовательное изменение формы эллипсоида деформаций от «сигарообразной» во взбросовом механизме деформационного процесса через «чечевицеобразную» форму при сбросовом механизме и далее опять к «сигарообразной» см. рис. 4 A. При этом цветом на данном рисунке показана смена условий укорочения-удлинения осей эллипсоида, соответственно, красной и синей окраской последовательных фаз цикла. Здесь же отражена последовательная переиндексация главных осей эллипсоида, выраженная в унаследованной смене «…→синих→зеленых→красных осей→...». Эта смена хорошо видна и на рис. 4 B на котором показаны ориентация напряжений и смена механизмов деформации (…→ взброс→ взброс→ сдвиг→ сброс→ сброс→ сдвиг→…). На рис. 4 C показано изменение коэффициента μ_ε, фиксируемое по его знаку и величине (+1;0;–1). Этим изменением контролируется процесс уплотнения↔разуплотнения *среды рудообразования.* Изменение связано с переходом через условия шаровой деформации при (μ_ε=0). Флуктуации значений коэффициента могли быть генетически связаны с дискретностью импульсного проявления *энергетики* земной коры. Важнейшей информацией об условиях разуплотнения являются знак и величина «приращения вертикальной компоненты деформации» (±ΔZ) на рис. 4 D. Ее величина и знак контролируются ориентацией оси ε_1 *активного* разуплотнения относительно горизонта.

При $\varepsilon_1 \geq 60°$(+ΔZ) величина положительна, а при $\varepsilon_1 < 60°$(−ΔZ), — отрицательна (рис. 5).

Смена знака и величины вертикальной компоненты (±ΔZ) приращения деформации является следствием изменения условий шаровой деформации (показана на рис. 5 кругом) на анизотропные условия девиаторной деформации (показана эллипсом, площадь которого *равновелика* площади шара).

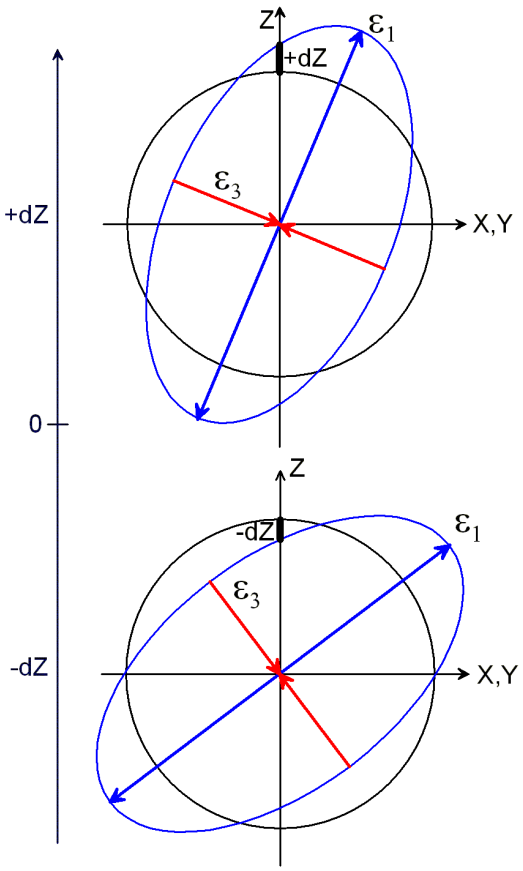


Рис. 5. Графическая модель изменения значений (±ΔZ) в зависимости от наклона осей σ_1, σ_3 относительно горизонта (при постоянстве соотношения между девиаторной и шаровой компонентами деформации).

Fig. 5. A graphical model of the change values (± ΔZ) depending on the axes σ_1, σ_3 inclination relative to the horizon (with a constant relationship between the deformation deviator and spherical components).

При этом из сравнения графиков на рис. 4 (B, C и D) хорошо видно, что приращение (+ΔZ) достигает максимальных значений при взбросовых механизмах деформации и отрицательном значении величины коэффициента Лодэ — Надаи μ_ε = (–1). Таким образом, условия *объемного разуплотнения* горных пород (земной коры), как уже несколько раз было отмечено, фиксируют

по комплексу трех параметров: 1) взбросовому типу механизма деформации, 2) отрицательному значению величины коэффициента Лодэ — Надаи ($-\mu_\varepsilon$) и 3) положительному приращению величины ($+\Delta Z$) вертикальной компоненты деформации. Фактически, эта компонента является разницей («дельтой» Δ) между параметрами девиаторной и шаровой деформаций. Она имеет положительный (+) знак при разуплотнении и отрицательный (−) при уплотнении. Ее измеряют по оси, направленной на зенит (Z) (см. рис. 5).

Впервые численные значения параметров данного явления были установлены на рудопроявлении золота Одолго в предгорьях Станового хребта [Васильев, Мострюков, 2007]. Затем они были подтверждены реконструкциями, выполненными на примере девятнадцати эндогенных месторождений различных генетических типов, на которых проводится добыча разнообразных видов металлического и неметаллического сырья [Васильев и др., 2016]. По результатам этих реконструкций (см. табл. 1) построен график соотношений между величинами **($\pm\mu_\varepsilon$)** и **($\pm$Z)** (рис. 6 А). На соседнем графике (см. рис. 6 Б) показаны результаты реконструкций **($\pm\mu_\varepsilon$)** и **($\pm$Z)** параметров для 6 *безрудных* участков земной коры. Из сравнения данных графиков следует, что развитие *взбросовых режимов* деформации на месторождениях (см. рис. 6 А) контролировалось условиями как ***уплотнения*** (при $\boldsymbol{\mu_\varepsilon > 0}$), так и ***объемного разуплотнения*** (при $\boldsymbol{-\mu_\varepsilon < 0}$) горных пород (соответственно верхние правый и левый квадранты графика рис. 6 А). Развитие же *взбросовых* режимов деформации в *безрудных* блоках земной коры (см. рис. 6 Б) контролировалось условиями **только уплотнения** ($\boldsymbol{+\mu_\varepsilon > 0}$;) горных пород.

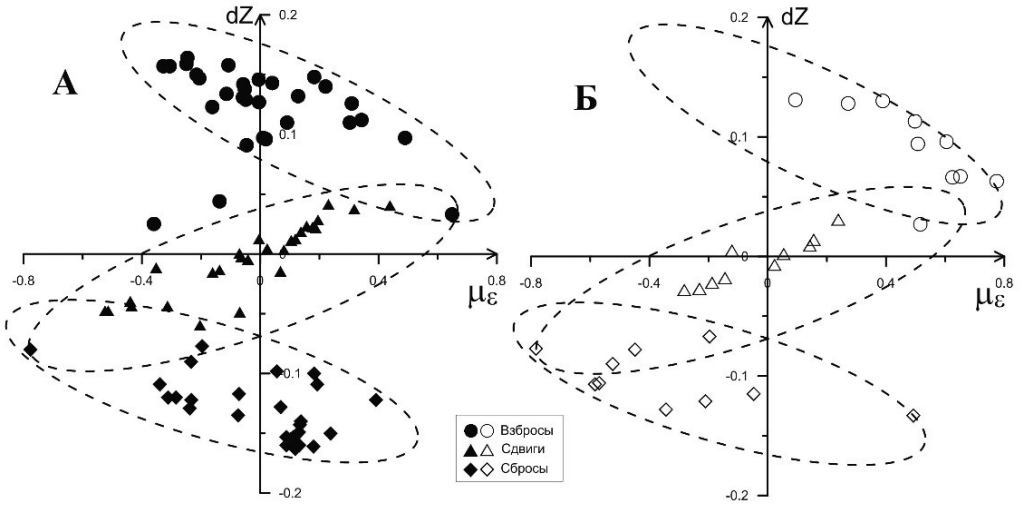


Рис. 6. Характеристики взбросовых, сдвиговых и сбросовых режимов деформации земной коры в значениях параметров ($\pm\mu_\varepsilon$, $\pm\Delta Z$) уплотнения-разуплотнения ее структуры:
А — на участках локализации 19 эндогенных месторождений с признаками дилатансии; Б — на 6 участках без признаков развития процессов эндогенного рудогенеза и дилатансии

Fig. 6. Characteristics of reverse fault, shear, and fault deformation regimes of the earth's crust in the values of the parameters ($\pm\mu_\varepsilon$, $\pm\Delta Z$) of compaction-decompression of its structure:
A — in areas of localization of 19 endogenous deposits with dilatancy signs; B — in 6 sites without signs of development of endogenous ore genesis processes and dilatancy

Это различие стало основой для предположения о возможной ***рудолокализующей*** роли механизмов объемного разуплотнения горных пород. Вторым важным аргументом стали результаты численного моделирования процессов деформации (рис. 7). Сопоставление результатов моделирования, показанных на рис. 7, с результатами реконструкций на рис. 6 А свидетельствует об идентичности формы графиков на этих рисунках, что также является подтверждением тезиса о возможной рудолокализующей роли деформационного разуплотнения горных пород в развитии благоприятных геолого-структурных условий (вероятно, синхронных процессам рудообразования). Выводы о *предполагаемой*, возможно, функциональной связи рудообразования с процессами деформационного разуплотнения горных пород необходимо было проверить, оценив *вероятность* этой связи статистическими методами.

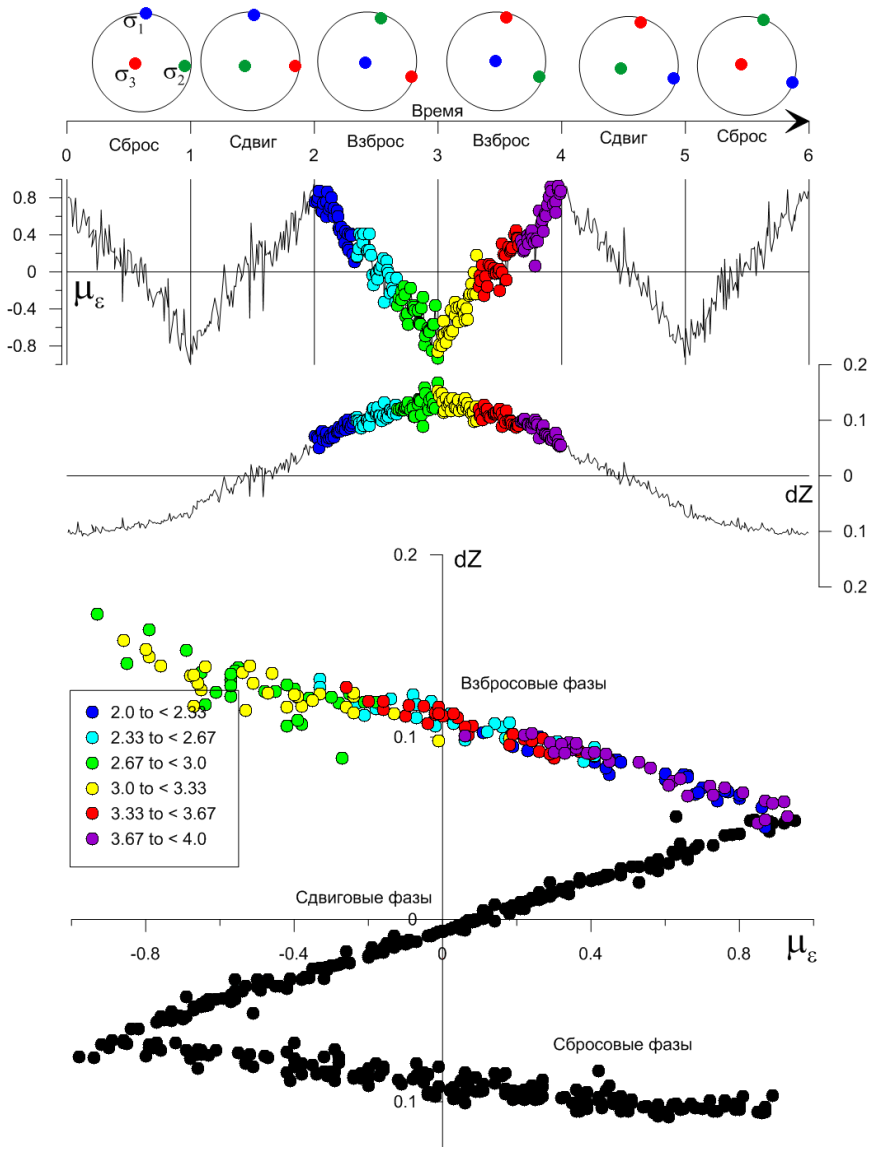


Рис. 7. Изменение соотношения между ($\pm\mu_\varepsilon$) и ($\pm Z$) в течении цикла тектонических деформаций (по данным численного моделирования):
A — инверсионная смена ориентации осей нагружения; B — графики изменения параметров $\mathbf{m_e}$ и **dZ** во времени; C — диаграмма зависимости вертикальной компоненты деформации и коэффициента Лодэ — Надаи от кинематического типа фазы деформации (цвет кружков соответствует шкале времени)

Fig. 7. Change in the ratio between ($\pm\mu_\varepsilon$) and ($\pm Z$) during the tectonic deformation cycle (according to numerical simulation data):
A — the inverse change in the loading axes orientation; B — graphs of the parameters m_e and dZ changes over time; C — a diagram of the dependence of the vertical deformation component and the Lode — Nadai coefficient on the kinematic type of the deformation phase (the color of the circles corresponds to the time scale)

Такая возможность была *впервые* реализована на основе исходной информации, собранной в пределах Гурбейского рудного поля.

Краткая геологическая характеристика района работ

Гурбейское рудное поле расположено в Колбинско-Удинской шовной зоне Главного Саянского разлома (ГСР), — на границе Сибирской платформы (СП) с Алтае-Саянской складчатой областью (АССО). Тектонические движения вдоль ГСР, ориентированного в СЗ-ЮВ направлении, проявлялись неоднократно в форме движений разномасштабных тектонических блоков с право- и лево-сдвиговой кинематикой. Природу этих движений связывают с рифейскими циклами активизации тектоники и магматизма. Однако высока вероятность и более поздних движений (каледонских, герцинско-киммерийских и альпийских).

Геологическое строение Колбинско-Удинской шовной зоны определяется структурно-вещественными комплексами горных пород, сформированными в различных геодинамических обстановках. Комплексы горных пород, слагающих непосредственно Гурбейское рудное поле, образованы рифтогенными процессами развития впадин (грабенов). Так, наиболее древний комплекс пород сформирован в Мурхойском грабене (на Дербинском тектоническом блоке АССО). Этот комплекс представлен мраморизованными известняками и кварц-карбонатными сланцами мурхойской свиты (R_1mr). Более молодой комплекс горных пород рудного поля сформирован в Чатыгойском грабене (на Бирюсинском тектоническом блоке СП). Этот комплекс относят к хорминской свите ($R_{2\text{-}3}hr$), состоящей из гранатсодержащих биотит-амфиболовых и *углеродистых* сланцев с метаморфизованными песчаниками. На формировании Гурбейского рудного поля могло сказаться влияние интрузий габброидов мадарского и гранитоидов саржинского комплексов, сопровождаемых развитием минеральных жил и гнезд кварца, кальцита, мусковита, серицита с сульфидами и золотом.

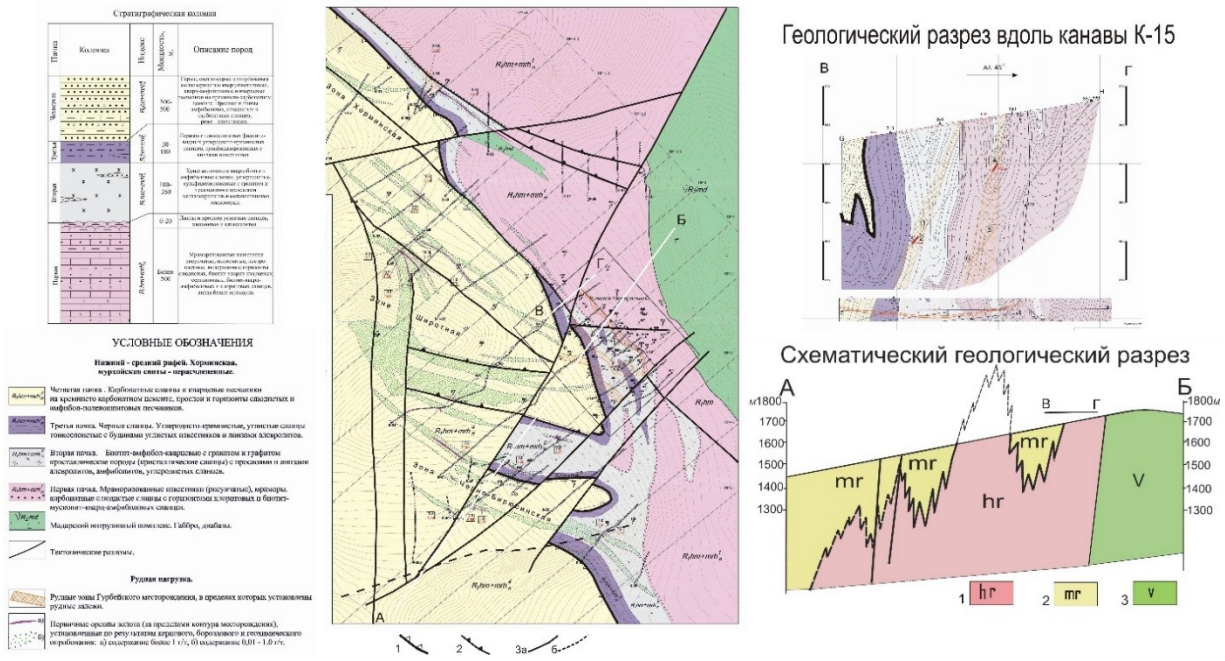


Рис. 8. Геологическая карта и разрезы центральной части Гурбейского рудного поля, по [Полетаеву, Тверитинову и др., 2015], с дополнениями.
Условные обозначения: *1* — Мурхойский разлом (тектонический контакт мурхойской и хорминской свит); *2* — субширотные разломы взбросового типа; *3* — прочие разломы (преимущественно сдвиги или сбросо- и взбросо-сдвиги (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые). Условные обозначения к схематическому геологическому разрезу по линии А–Б: *1* — хорминская свита объединенная (первая, вторая и третья пачки — см. колонку); *2* — мурхойская свита; *3* — габброиды мадарского интрузивного комплекса

Fig. 8. Geological map and sections of the central part of the Gurbey ore field, according to [Poletaev, Tveritinov et al., 2015], with additions.
Legend: *1* — Murkhoy fault (tectonic contact of the Murkhoy and Horminsky suite); *2* — sub-latitudinal faults of the reverse fault type; *3* — other faults (mainly shears or normal- and reverse shear faults (*a* — reliable, *b* — assumed). Legend to the schematic geological section along the line A–B: *1* — united Khorminskaya suite (first, second and third packs — see column); *2* — the Murkhoy Formation; *3* — gabbroids of the Madara intrusive complex

Гурбейское месторождение расположено в той части ориентированной диагонально (СЗ-ЮВ) зоны контакта пород мурхойской (R1mr) и хорминской (R2-3hr) свит, где по геофизическим данным установлена скрытая (глубинная) разломная зона субширотного (ЗСЗ-ВЮВ) направления (рис. 8). Толщи пород обеих свит характеризуются здесь сложной интерференционной складчато-разрывной структурой, генетически связанной с тектоническими движениями преимущественно право-сдвиговой кинематики. Складчатость выражена изоклинальными разномасштабными складками (системами синформных и антиформных структур), как правило, нарушенных блоковыми тектоническими движениями разнообразной кинематики. Среди разрывов наиболее отчетливо выделяются крутопадающие левые сдвиги северо-восточного простирания, правые сдвиги северо-западного

и северо-северо-западного простирания, а также взбросы субширотного простирания и сбросы субмеридионального простирания. Вдоль тектонического контакта толщ горных пород мурхойской и хорминской свит широко развита и сланцеватость, и милонитизация.

Рудоносные зоны месторождения представлены системами золото-кварц-сульфидных жил и штокверками с тонко-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией, пронизывающими толщи горных пород обеих свит (R1mr, R2-3hr) и сопровождаемыми многочисленными трещинами отрыва, как сухими, так и с заполнителем (кварц, кальцит). Золоторудные сегрегации приурочены преимущественно к участкам концентрации пликативных деформаций в форме сжатых складок и флексур (выраженных в изгибах метаморфической сланцеватости), а также к зонам дизъюнктивных деформаций (разрывам и зонам дробления).

Существенное отличие ранних и поздних этапов тектонических деформаций заключается в преобладании пластичных деформаций на ранних этапах развития зоны ГСР и хрупких — на поздних. Смену типа деформаций связывают с проявлением процессов орогенеза, сопровождавшихся развитием гранитоидного магматизма (ордовикского возраста) и регионального метаморфизма.

В пределах месторождения выделяются Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный участки, разделенные разрывами субширотной ориентировки. Северо-Западный и Юго-Восточный участки характеризуются относительно простым тектоническим строением, рудные зоны вытянуты здесь вдоль относительно прямолинейных отрезков ГСР северо-западного простирания. Центральный участок, включающий большую часть продуктивных зон рудного поля, имеет и более сложное строение из-за концентрации здесь пликативных деформаций с крутопадающими и пологими дизъюнктивными нарушениями. Здесь на площади с максимальной плотностью горных выработок были преимущественно проведены геолого-структурные наблюдения.

Результаты реконструкций на Центральном участке месторождения

Реконструкции выполнены на основе исходных данных двух типов. Во-первых, по *геологической информации* о характеристиках борозд и штрихов скольжения на плоскостях трещин вмещающих горных пород и руд объекта. Во-вторых, по *сейсмологической* информации о механизмах землетрясений в пределах исследуемого региона (по данным опубликованных каталогов). Работа с информацией о землетрясениях выполнена с учетом имеющегося опыта реконструкций параметров сейсмотектонических деформаций [Гущенко и др., 1990].

Реконструкции параметров тектонических деформаций в целом для Центрального участка месторождения проведены по данным о кинематике 1204 сколовых смещений. Реконструкции сейсмотектонических параметров выполнены по данным о 5 событиях (В. Саян, 1978–2011 гг.). Результаты реконструкций приведены в (табл. 4). Сравнение параметров деформаций фаз $A_{сейсм}$ и $A_{нов}$ свидетельствует об унаследованном развитии региона в условиях проявления сдвиговых механизмов деформаций при субмеридиональной ориентировке оси сжатия и субширотной ориентировке оси растяжения. Более древние механизмы деформаций (фазы В и С) определяли развитие движений со взбросовой кинематикой и, судя по значениям параметров ($-\mu_\varepsilon$ и $+\Delta Z$), скорее всего, контролировали развитие процессов объемного разуплотнения горных пород — формирования обстановок (среды) рудообразования. Для проверки этого вывода были проведены реконструкции локального ранга, характеризующие условия деформации рудоносных пород (в рудных интервалах) канав. Перед проведением реконструкций локального ранга необходимо было решить вопрос об оптимально информативном объеме сколовых смещений в выборках для этого вида анализа.

Оптимально информативный объем выборок для реконструкций локального ранга

Надо отметить, что некоторый опыт по определению *оптимально информативного* объема выборок был приобретен при работе на старательском золоторудном карьере «Пиль» Тарынского рудного узла в верховьях р. Индигирки (см. табл. 3 и рис. 3, Б). Как следует из этих материалов, нижним пределом для объема выборки является $\Sigma = 33$ шт. сколов (борозд). Это число не случайно, так как при 16 бороздах скольжения признаки разуплотнения реконструкциями установлены уже не были, несмотря на то что измерения борозд были здесь проведены непосредственно в рудной жиле, т.е. объем выборки, включающей менее 33 борозд, а точнее, 16 и менее, становится уже *не информативным*.

Про наличие верхнего предела для информативного объема выборки стало известно в первый же день полевых работ 2018 г. на Гурбейском месторождении. Имеется в виду «неудачный» результат реконструкций по выборке из 105 борозд скольжения, измеренных в полотне расчистки R-129. Результат этого расчета показал признаки синрудного деформационного разуплотнения. Однако к тому времени уже были известны результаты опробования данной расчистки, свидетельствующие

об отсутствии здесь руд. После разделения этой выборки из 105 борозд на 2 выборки по 52 шт. и на 4 выборки по 25 шт. по ним были выполнены новые реконструкции. Их результаты показали отсутствие признаков деформационного разуплотнения горных пород в R-129.

Таблица 4
Table 4

Параметры тектонических деформаций в развитии структуры
Гурбейского золоторудного месторождения

Parameters of tectonic deformations in the development of the structure Gurbey gold deposit

Фазы деформации	Механизм деформации	Ориентация осей главных напряжений			$\pm\mu_\varepsilon$	$\pm\Delta Z$
		σ_1 (растяж.)	σ_2 (промежут.)	σ_3 (сжатия)		
A (сейсм.)	Сдвиговый	82°∠3°	221°∠86°	352°∠0°		
A (новейшая)	Сдвиговый	273°∠1°	21°∠87°	183°∠3°	+0.27	
B	**Взбросовый**	**277°∠90°**	277°∠0°	187°∠0°	**-0.06**	**+0.14**
C	Взбросовый	348°∠86°	184°∠4°	94°∠1°	-0.57	+0.16
D	Сдвиговый	13°∠0°	283°∠78°	103°∠12°	+0.08	
E	Сбросовый	189°∠1°	99°∠15°	284°∠75°	-0.00	
F (древняя)	Сбросовый	280°∠0°	190°∠4°	10°∠86°	-0.45	

Примечание. Пояснения см. в табл.1.

Для проверки этих *эмпирических* наблюдений за информативным объемом выборок был составлен график (рис. 9). На абсциссу графика вынесены выборки с разным количеством борозд скольжения (от 12 до 500) шт. На ординату − количество выборок **синего** (+) и **красного** (–) цвета, по которым, соответственно, *были* установлены и **не** *были* установлены механизмы деформационного разуплотнения. Из анализа графика следует однозначный вывод о том, что *оптимальным* объемом выборки, реконструкции по которой позволяют выделять признаки разуплотнения, определяется количеством борозд в (***n*** = 20–50) шт. При меньшем количестве ($n \leq 20$ шт.) объема «полезной» информации явно недостаточно для фиксации параметров разуплотнения. Наоборот, при большем количестве борозд в выборке ($n \geq 50$ шт.) оказывается, что «полезная» информация всегда присутствует в выборке и не может служить основанием для выделения *локальных* участков разуплотнения пород. Результаты реконструкций локального ранга даны в табл. 5.

Таблица 5
Table 5

Параметры механизмов деформационного разуплотнения рудоносных горных пород
по 12 интервалам разведочных канав Гурбейского месторождения
(результаты реконструкций по малым выборкам из 20–50 сколов)

Parameters of the mechanisms of deformation softening of ore-bearing rocks at twelve intervals
of exploratory trenches of the Gurbey gold deposit (reconstruction results for small samples of 20–50 shears)

№	Интервал	N	Тип	σ_1	σ_2	σ_3	μ_σ	μ_ε	$\tau_m^{\text{л}}$	$\tau_b^{\text{пр}}$	ΔZ	m	W
№01	K103_4	18	**1**	106∠**85**	245∠4	335∠**3**	-.92	**-0.10**	151∠42	339∠48	+**0.08**	11	**0.14**
№02	K30-1-8	28	**1**	194∠**70**	14∠20	104∠0	-.05	**-0.53**	265∠42	123∠42	+**0.12**	13	**0.16**
№03	K-130_6	31	**1**	120∠**60**	233∠12	329∠27	-.39	**-0.16**	139∠17	357∠69	+**0.17**	16	**0.20**
№04	K38_1	25	**1**	263∠**80**	32∠6	123∠8	.99	**-0.08**	297∠37	130∠52	+**0.10**	23	**0.28**
№05	K18-2_5	34	**1**	309∠**60**	140∠30	47∠5	.52	**-0.06**	19∠42	252∠34	+**0.17**	25	**0.31**
№06	K111_1	46	**1**	146∠**58**	6∠26	267∠18	-.62	**-0.15**	233∠55	107∠22	+**0.18**	27	**0.33**
№07	K-213	40	**1**	137∠**70**	8∠13	275∠15	-.91	**-0.56**	257∠58	106∠29	+**0.13**	29	**0.36**
№08	K110A	32	**1**	200∠**60**	93∠10	358∠28	-.97	**-0.24**	334∠71	186∠16	+**0.14**	33	**0.41**
№09	K59_1	39	**1**	260∠**80**	80∠10	350∠0	-.04	**-0.33**	340∠44	180∠44	+**0.19**	39	**0.48**
№10	K18-1	39	**1**	208∠**55**	94∠16	355∠30	-.87	**-0.06**	316∠69	188∠13	+**0.16**	42	**0.52**
№11	K114	34	**1**	93∠**90**	10∠0	100∠0	-.98	**-0.69**	100∠45	280∠45	+**0.22**	60	**0.74**
№12	K38_5	34	**1**	291∠**80**	117∠10	27∠1	-.77	**-0.09**	17∠45	217∠43	+**0.21**	79	**0.98**
P-02	480-500	30	**2**	251∠**8**	123∠**77**	342∠10	-.81	**-0.08**	296∠13	27∠1	**+0.01**	1	**0.01**
P-02	460-479	32	**1**	77∠**84**	218∠5	308∠ 4	-.74	**-0.01**	124∠41	313∠49	**+0.18**	10	**0.12**
P-02	450-459	32	**1**	9∠**64**	108∠4	200∠25	.50	**-0.13**	16∠20	210∠70	**+0.17**	23	**0.28**
P-02	433-449	33	**2**	20∠**5**	120∠63	288∠ 27	-85	**-0.07**	241∠15	337∠22	**+0.01**	3	**0.04**

Жирным шрифтом в табл. 5 выделены параметры деформационных процессов, *информативные* для идентификации механизмов *объемного разуплотнения* горных пород. Это ранее рассмотренные тип поля напряжений (механизм деформации), угол наклонения оси (σ_1), знак и величина коэффициентов ($\mu_{\varepsilon,\sigma}$), знак и величина компоненты вертикального приращения деформации (ΔZ). Новым параметром, важным для анализа результатов реконструкций локального ранга по выборкам малого объема (20–50 сколов), является параметр (W) «частость» — частотная характеристика появления механизмов объемного разуплотнения горных пород в результатах реконструкций, выполненных по малому числу исходных данных. Для проведения таких реконструкций в алгоритме процедуры расчетов предусмотрена возможность вычисления параметров деформационного процесса при 81 (3^4) сочетании четырех расчетных параметров оптимизации (минимизации ошибки вычисления). В результате каждая выборка характеризуется 81 вариантом решений. При проведении реконструкций в золоторудном Пильском карьере эмпирически было установлено, что частота ($W = m{:}n$, где n всегда const при $n = 81$) проявления механизмов объемного разуплотнения рудоносных пород может изменяться в пределах (0.03–0.80). Близкую изменчивость имеют измеренные значения частотных характеристик (W) деформационного разуплотнения рудовмещающих горных пород (0.12–0.98), установленные по реконструкциям, выполненным для рудных интервалов канав Гурбейского месторождения (см. табл. 5).

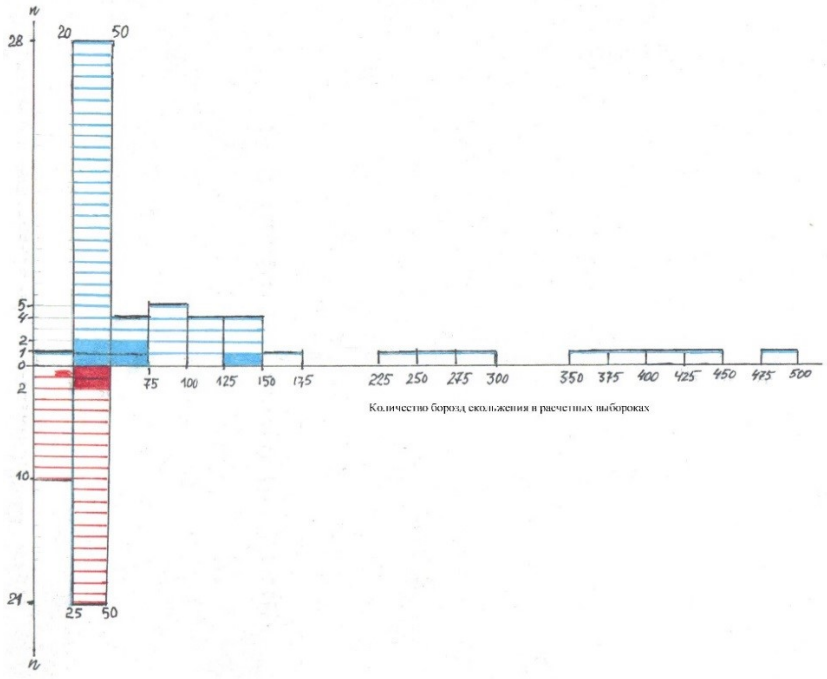


Рис. 9. Определение информативного объема ($20 \le n \le 50$ шт.) борозд скольжения, *оптимального* для реконструкций параметров деформаций локального ранга.

Fig. 9. Determination of the slip furrows informative volume ($20 \le n \le 50$ pcs.), optimal for the reconstruction of the local rank deformation parameters.

Вероятность рудолокализующей роли деформационных механизмов объемного разуплотнения горных пород

Оценки этой вероятности проведены для проверки статистической устойчивости и значимости исследуемой связи как *возможного* критерия для прогноза пространственной локализации перспективных участков рудного поля. Численной мерой таких оценок являются, во-первых, частотные характеристики совместного проявления сравниваемых процессов, устанавливаемые по «массовым испытаниям». Во-вторых, функции распределения соотношений между характеристиками сравниваемых процессов, определяющие связь между собственно характеристиками и соответствующими им вероятностями. Первый способ использован для анализа результатов реконструкций регионального ранга, описывающих параметры деформации месторождения в целом. Второй — для анализа условий деформации рудных интервалов канав, описываемых реконструкциями локального ранга.

Классической оценкой степени вероятности случайного события является частотная характеристика (частота) его проявления в «массовых испытаниях». Фактически, это «…численная мера степени объективной возможности проявления случайного события…» [Каждан и др., 1979]. Оценку проводят по отношению числа (m) успешных исходов (в нашем случае) появления «признаков разуплотнения» к числу (*n*) испытаний. При большом числе испытаний (в пределе стремящимся к бесконечности) событие можно считать вероятным, если m/n будет приближаться к «1», а численная характеристика случайного события (ΔZ в нашем случае) к своему среднему — мср. Первый вывод о вероятной роли механизмов дилатансии в локализации руд (рудообразовании) основан на реконструкциях по 19 рудным объектам, в том числе по гурбейскому (см. табл. 1). Поскольку при проведении реконструкций на всех 19 эндогенных месторождениях было получено соответствующее количество положительных ответов (m:n =19:19=1), постольку можно полагать, что вероятность синрудного деформационного разуплотнения горных пород, установленного на региональном ранге исследований, весьма высока и, по-видимому, приближается по частоте к «1» или к «100 %». Эти реконструкции обоснованы выборками объемом от 100•*n* до 1000•*n* сколов. Такие объемы «собирают» на крупных объектах, и результаты этих реконструкций характеризуют условия их деформации в целом (региональный ранг). В результатах реконструкций регионального ранга почти нет информации для локального прогноза. Однако степень сходства значений мср выявленных реконструкциями регионального и локального рангов, может быть косвенной оценкой достоверности тех и других. По данным реконструкций регионального ранга, выполненных для Гурбейского месторождения, величина мср для (ΔZ) равна (+0.14; +0.16) см. табл. 5.

Таким образом, результаты реконструкций регионального ранга не противоречат предположению о вероятной связи между процессами деформационного разуплотнения горных пород и эндогенного рудообразования. Однако оценку вероятности данного предположения (важного не только в прикладном, но и в фундаментальном смысле) необходимо было провести и по результатам реконструкций локального ранга. Для этого был построен график (рис. 10). На абсциссу (ось X) вынесены значения ΔZ — вертикальной компоненты деформации в рудных интервалах (№ 01–№ 12). На ординату (ось Y) — W-частоты проявления механизмов деформационного разуплотнения в этих интервалах. Отдельно данные по расчистке р-02 показаны большими и малыми треугольниками. На гистограмме (см. рис. 10) отражено распределение значений величины (+ΔZ) относительно их среднего значения (математического ожидания). Форма кривой, аппроксимирующей интервалы гистограммы, является свидетельством нормального закона распределения этой величины. В поле корреляции отражена зависимость между значениями величин +ΔZ (разуплотнения горных пород) и частот W их проявления (в рудных интервалах канав). Облако точек (1, 2, 3…12), характеризующее численные соотношения между этими параметрами, имеет эллиптическую форму и четкую ориентировку его длинной оси относительно координат (X, Y). Данный факт является, можно считать, «очевидным» свидетельством весьма вероятной корреляционной связи между ними. Для проверки этого вывода рассчитаны статистические критерии, по значениям которых проведена оценка «тесноты» этой связи. Расчеты основаны на работе [Каждан, Гуськов, Шиманский, 1979], содержащей формулы вычисления следующих статистик:

Математическое ожидание $M_{ср} = \frac{\Sigma}{n}$.

Доверительный интервал $M_{x.ср.}$ $\lambda = x.ср \pm t_{табл.} \cdot \frac{Sx}{\sqrt{n}}$.

Стандарт $S_x = \sqrt{\frac{\Sigma(x - x.ср)^2)}{n-1}}$ и $S_y = \sqrt{\frac{\Sigma(y - y.ср)^2)}{n-1}}$.

Ассиметрия $A_x = \frac{\Sigma(x - x.ср)^3}{nS^3}$ и $A_y = \frac{\Sigma(y - y.ср)^3}{nS^3}$.

Эксцесс $E_x = \frac{\Sigma(x - x.ср)^4}{nS^4} - 3$ и $E_y = \frac{\Sigma(y - y.ср)^4}{nS^4} - 3$. (3)

Коэффициент вариации $V_x = \frac{Sx}{x.ср} \cdot 100$ (%) и $V_y = \frac{Sy}{y.ср} \cdot 100$ (%).

Коэффициент корреляции $r_{кор} = \frac{\Sigma(x - x.ср)(y - y.ср)}{(n-1)SxSy}$.

Уравнение регрессии Y по X: $Y_x - y.ср = r_{кор} \cdot \frac{Sy}{Sx} \cdot (x - x.ср)$.

Критерий Стьюдента $t_{расч} = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}}\sqrt{n-2}$.

Результаты расчетов представлены в табл. 6. Из ее анализа следует, что, судя по коэффициентам асимметрии (a) и эксцесса (e), соотношения между параметрами (+ΔZ, W) описываются нормальным законом. По коэффициенту корреляции ($r_{кор}$ = 0.74) установлена «тесная» статистическая зависимость между параметрами (+ΔZ, W).

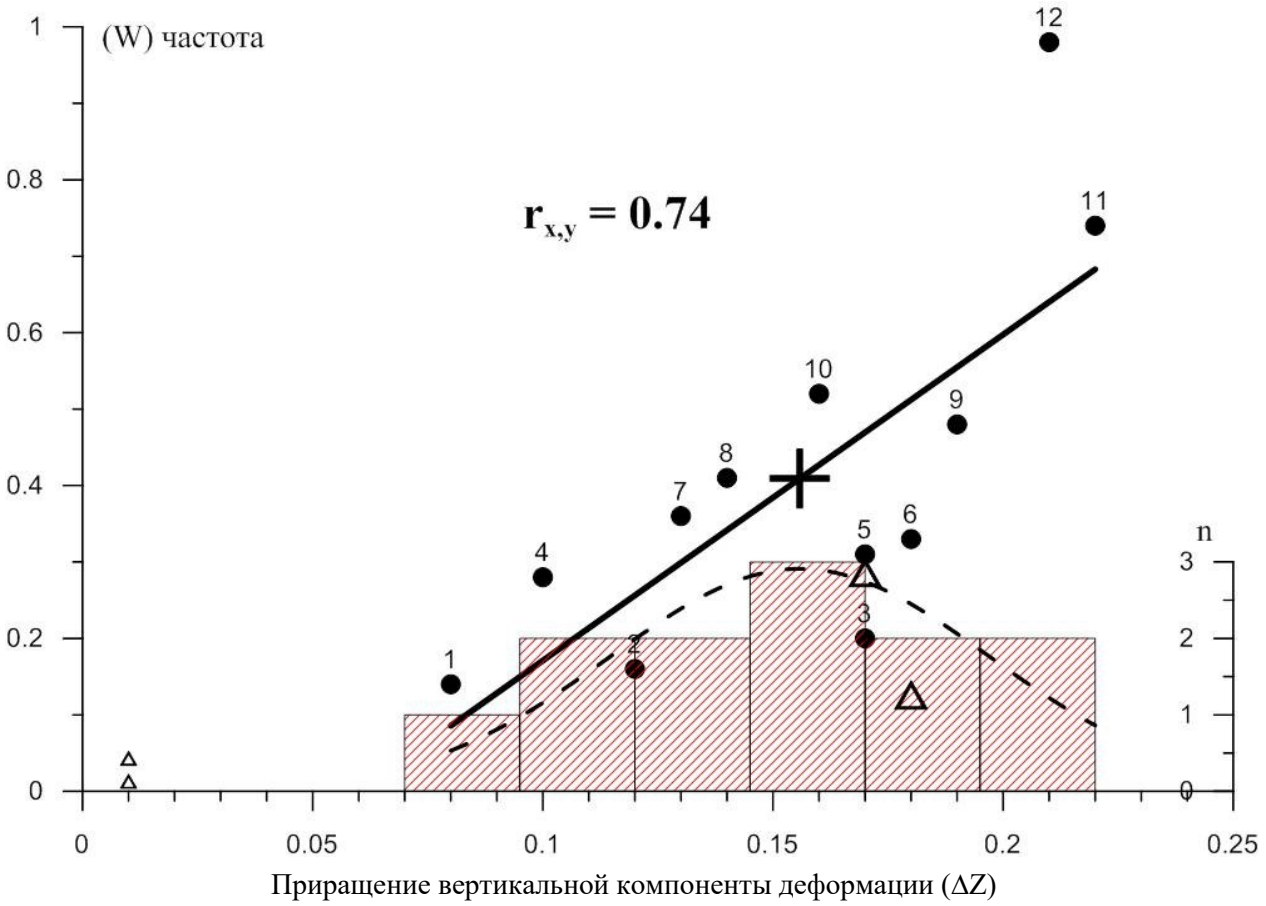


Рис. 10. Гистограмма, поле корреляции, и линия регрессии частотных характеристик *w* деформационного разуплотнения δz рудоносных пород месторождения

Fig. 10. The histogram, the correlation field, and the regression line of the *w* frequency characteristics of the deformation softening δz of ore-bearing rocks of the deposit

Значимость коэффициента ($r_{кор}$) кореляции высокая, так как вычисленное значение критерия Стьюдента превышает табличное: $t_{расч} > t_{табл}$ 3.53 > 3.06 (при 99 % уровне значимости) и 3.53 > 2.18 (при 95 % уровне значимости). По расчету (yx = 4.31x – 0.28) уравнения регрессии построена ее линия (рис. 10), подтвердившая вывод о «прямой» связи между значениями параметров (+ΔZ, W). Это означает, что с увеличением одного параметра происходит увеличение другого параметра.

Величина деформационного разуплотнения (+ΔZ), рассчитанная по малым (20–50 сколов) выборкам, полностью соответствует величине, рассчитанной по большой (1204 скола) выборке и равна 0.16, что является свидетельством ее статистической устойчивости. При 95 % доверительном интервале она может изменяться в пределах от 0.13 до 0.19. Анализом других объектов (Пиль, Одолго, Таловейс) ранее было установлено нижнее значение критерия рудоносности по (+ΔZ) > 0.05. Применимость этого критерия для объекта Гурбей показана на графике рис. 10 (малыми треугольниками показано его значение для характеристики безрудных интервалов). Исходя из изложенного, можно сделать вывод о тесной взаимосвязи процессов рудообразования с деформационным разуплотнением горных пород. Частота (W ≥ 0.08) проявления механизмов дилатансии при отрицательных величинах (–με, σ) и (ΔZ ≈ 0.16±0.3) может быть рекомендована как критерий прогноза.

Таблица 6
Table 6

Параметры корреляции значений ΔZ-величин (переменная X) и W-частот (переменная Y) деформационного разуплотнения рудоносных горных пород Гурбейского месторождения

Correlation parameters of ΔZ-values (variable X) and W-frequencies (variable Y) of deformation softening of ore-bearing rocks of the Gurbey gold deposit

Номер выборки	X_i	X_i -X.cp	$[X_i$-X.cp$]^2$	$[X_i$-X.cp$]^3$	$[X_i$-X.cp$]^4$	Y_i	$[Y_i$-Y.cp]	$[Y_i$-Y.cp$]^2$	$[Y_i$-Y.cp$]^3$	$[Y_i$-Y.cp$]^4$	$X_i \bullet Y_i$	$(X_i$-X.cp) • $(Y_i$-Y.cp)
1	0,0800	-0,0758	0,0058	-0,000436	0,000033	0,1400	-0,2692	0,0725	-0,019501	0,005249	0,0112	0,020412
2	0,1200	-0,0358	0,0013	-0,000046	0,000002	0,1600	-0,2492	0,0621	-0,015469	0,003854	0,0192	0,008928
3	0,1700	0,0142	0,0002	0,000003	0,000000	0,2000	-0,2092	0,0438	-0,009151	0,001914	0,0340	-0,002963
4	0,1000	-0,0558	0,0031	-0,000174	0,000010	0,2800	-0,1292	0,0167	-0,002155	0,000278	0,0280	0,007212
5	0,1700	0,0142	0,0002	0,000003	0,000000	0,3100	-0,0992	0,0098	-0,000975	0,000097	0,0527	-0,001405
6	0,1800	0,0242	0,0006	0,000014	0,000000	0,3300	-0,0792	0,0063	-0,000496	0,000039	0,0594	-0,001913
7	0,1300	-0,0258	0,0007	-0,000017	0,000000	0,3600	-0,0492	0,0024	-0,000119	0,000006	0,0468	0,001270
8	0,1400	-0,0158	0,0003	-0,000004	0,000000	0,4100	0,0008	0,0000	0,000000	0,000000	0,0574	-0,000013
9	0,1900	0,0342	0,0012	0,000040	0,000001	0,4800	0,0708	0,0050	0,000355	0,000025	0,0912	0,002420
10	0,1600	0,0042	0,0000	0,000000	0,000000	0,5200	0,1108	0,0123	0,001361	0,000151	0,0832	0,000462
11	0,2200	0,0642	0,0041	0,000264	0,000017	0,7400	0,3308	0,1095	0,036210	0,011979	0,1628	0,021228
12	0,2100	0,0542	0,0029	0,000159	0,000009	0,9800	0,5708	0,3259	0,186006	0,106179	0,2058	0,030920
Σ	**1,8700**		**0,0203**	**-0,000194**	**0,000072**	**4,9100**		**0,6661**	**0,176066**	**0,129772**	**0,8517**	**0,086558**
M.cp	**0,1558**		**0,0017**	**-0,000016**	**0,000006**	**0,4092**		**0,0555**	**0,014672**	**0,010814**		
$S_{x,y}$			**0,0429**					**0,2461**				
$A_{x,y}$				**0,000000**					**0,000219**			
$E_{x,y}$					**-3,000000**					**-2,999960**		
$V_{x,y}$, %			**27,56**					**60,14**				
r_{xy}												**0,744531**
$t_{кр.}$ Стьюдента												**3,526752**

Построение планов пространственного изменения параметров (±με, ±ΔZ) тектонических деформаций (методом «скользящего окна»)

После описания условий (параметров, механизмов) деформационного разуплотнения рудовмещающих горных пород и статистической оценки вероятной генетической роли разуплотнения в эндогенном рудообразовании рассмотрим процедуру выделения (описания) зон и участков объемного разуплотнения горных пород в структуре месторождения ($-\mu_\varepsilon$, $+\Delta Z$). Для этого были построены планы изменения параметров ($\pm\mu_\varepsilon$, $\pm\Delta Z$) деформационного процесса в изолиниях.

Построение планов основано на использовании метода «скользящего окна». Метод широко применяется в практике геологических (геохимических, геофизических и др.) исследований для составления картографической информации в изолиниях о численных характеристиках, практически, любых природных и техногенных явлений. При использовании метода сначала выбирают регулярную сеть численных значений параметров ($\pm\mu_\varepsilon$, $\pm\Delta Z$), «привязанных» к координатам пространства. Затем это поле *структурируют* проведением изолиний и выделением контуров равных значений параметров. Итогом рассмотренных процедур являются планы пространственной изменчивости количественных параметров тектонических деформаций в изолиниях. На этих планах выделяют участки, развитие которых соответствует *модели* процессов синрудного деформационного разуплотнения горных пород при ($-\mu_\varepsilon$, $+\Delta Z$).

Выбором параметров «скользящего окна» обеспечивают по возможности относительную равномерность распределения информации, исходной для реконструкций. При этом в каждой точке сети должно быть собрано такое количество, которое оптимально для реконструкций локального ранга. Ранее был сделан вывод (см. рис. 10) о том, что *оптимально информативный* объем выборки определяется количеством в 20–50 борозд скольжения. Другим важным параметром «скользящего окна» является расстояние между *точками* (узлами) регулярной сетки. Оно выбрано так, чтобы в выборку,

характеризующую *точку* сети, привлекались замеры борозд из ближайшего пространства канав (75 м). В итоге была создана сеть *исходной информации*, «привязанная к метрическим и геодезическим координатам (рис. 11).

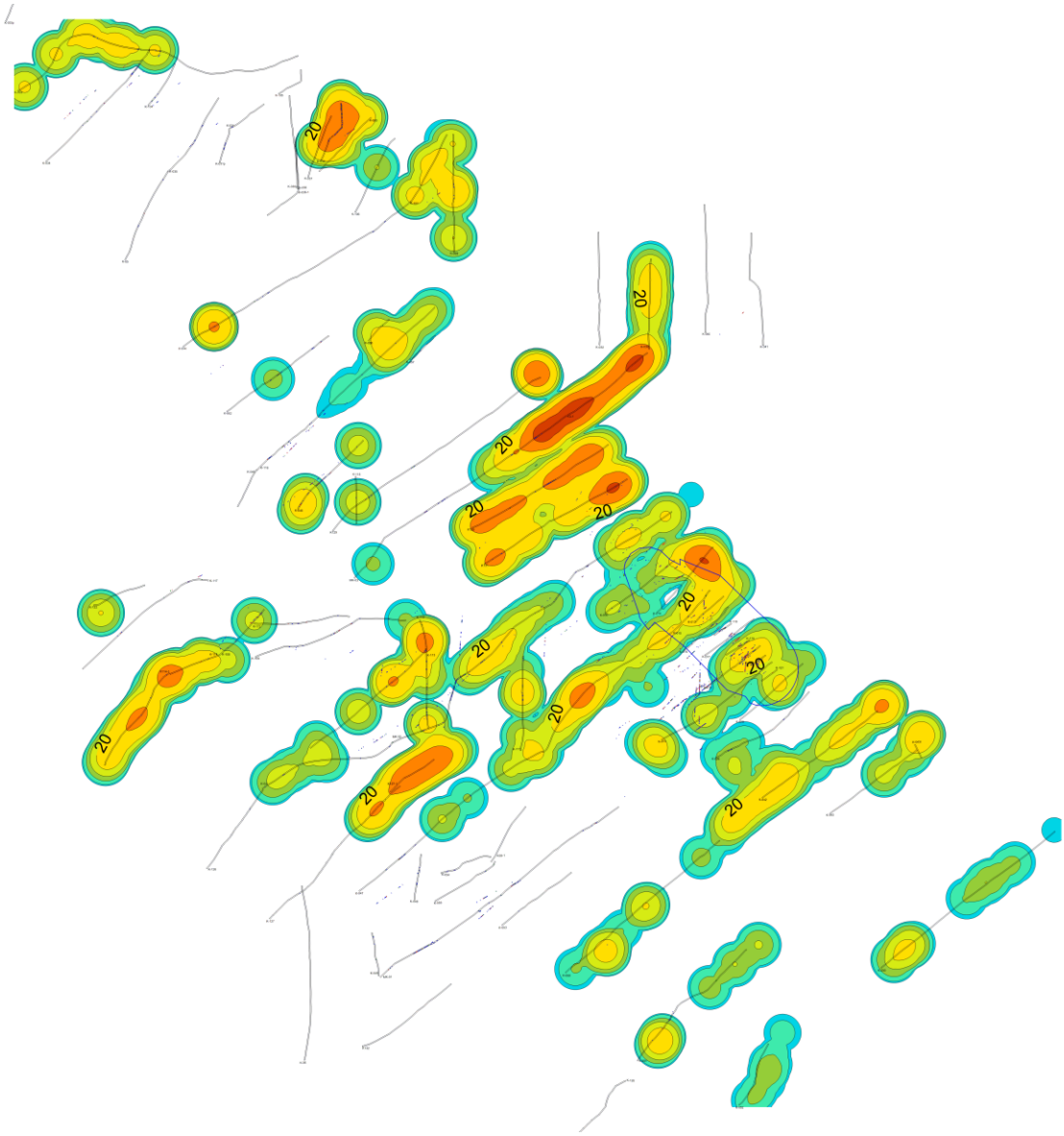


Рис. 11. Сеть полевой информации для реконструкций локального ранга и построения планов изменения деформационных параметров объемного разуплотнения горных пород. Изолинией «–20» ограничены контуры исследуемого поля с выборками оптимально информативного объема, содержащими не менее 20 борозд скольжения. Разрывы между контурами вызваны дефицитом борозд скольжения (малым «недостаточным» количеством замеров в т.н. и удаленностью соседних канав). На отдельных контурах хорошо видна «круглая» форма «скользящего окна»

Fig. 11. Field information network for local rank reconstructions and plan construction of changes in rock volumetric decompression deformation parameters. The contour “–20” is limited to the contours of the study field with samples of optimally informative volume containing at least 20 glide grooves. The gaps between the contours are caused by a deficit of sliding furrows (a small “insufficient” number of measurements in the so-called and remoteness of neighboring trenches). On some contours the “round” shape of the “sliding window” is clearly visible

Распределение признаков ($-\mu_\varepsilon$, $+\Delta Z$) деформационного разуплотнения рудовмещающих пород на Центральном участке и его С-З фланге

Применение компьютерных технологий в методике кинематического анализа дает возможность реконструкции *количественных* параметров процесса деформации, в которых отражены детальные особенности изменения пространственно-временных условий развития тектонических деформаций.

Во-первых, это информация о последовательной смене условий развития (стадиях, фазах) деформационного процесса в изучаемом геологическом пространстве. Наиболее многочисленные следы тектонических деформаций, естественно, соответствуют более поздним стадиям (фазам) деформационных процессов. На этой особенности в кинематическом методе основан один из критериев разделения фаз деформационного процесса по шкале относительного возраста. Во-вторых, каждая стадия (фаза) деформации характеризуется численным значением параметра μ_σ (мю-сигма), отражающим соотношения между относительной величиной оси растяжения или минимального сжатия (σ_1), оси максимального сжатия (σ_3) и оси промежуточного напряжения (σ_2) в эллипсоиде напряжений (при обычно трехосной деформационной анизотропии горных пород). Численные характеристики более редкого одноосного растяжения при $\mu_\sigma \approx (-1)$ и величин приращения ($+\Delta Z$) вертикальной компоненты деформации (условия дилатансии деформируемых объемов горных пород) имеют *важнейшее* значение как *комплексные* признаки развития геолого-структурных обстановок, благоприятных для эндогенного рудообразования. Взбросовым типом поля напряжений (при ориентации оси $\sigma_1 \geq 60°$) определяются условия формирования морфоструктур покровного типа. В положительном знаке величины ($+\Delta Z$) отражается процесс увеличения деформируемого объема в вертикальном направлении за счет «активного» растяжения. При этом отрицательный знак ($-\mu_\sigma$) является признаком синхронных *условий* общего растяжения (разуплотнения среды), благоприятного для направленного движения флюидов (в том числе рудоносных) в деформируемые горные породы. Таким образом, наиболее благоприятными условиями формирования рудоносных комплексов в горных породах (геолого-структурными условиями эндогенного рудообразования) являются: взбросовый тип поля напряжений (при ориентации оси $\sigma_1 \geq 60$ °), отрицательные значения ($-\mu_\sigma$, $-\mu_\varepsilon$) и положительные значения ($+\Delta Z$). Именно в *комплексе* (!!!) они наиболее объективно характеризуют условия развития *объемного разуплотнения деформируемых горных пород* (*процесс дилатансии*). Компакцией является альтернативный процесс *объемного* сжатия (уплотнения) горных пород.

Ориентация осей главных нормальных напряжений (σ_1, σ_2, σ_3) новейшей фазы «A» практически идентична ориентации этих осей (σ_1, σ_2, σ_3), реконструированных по данным о землетрясениях в регионе (современная фаза «$A_{сейсм}$» в табл. 4). Этот факт является важным свидетельством не только достоверности выполненных реконструкций. Одновременно он является важным обоснованием для выбора направления инверсионной смены фаз — от древнейшей фазы деформаций («F») к фазам новейших деформаций «A» и современных деформаций «$A_{сейсм}$».

В реконструкциях локального ранга (по малому объему выборок из 20–50 борозд скольжения) обычно выявляются параметры деформации не более чем для двух — трех фаз деформационного процесса. Самой массовой и широко проявленной фазе деформации, устанавливаемой по всей поверхности Гурбейского рудного поля, соответствует максимальное количество зеркал скольжения, определяющих сдвиговый тип поля новейшего тектонического нагружения и соответствующий вид напряженно-деформированного состояния тектонических блоков рудного поля. Эта последняя фаза по ориентировке осей эллипсоида напряжений практически идеально соответствует *современному* полю напряжений данного региона, установленному по сейсмологическим данным как по общему массиву данных по всему рудному полю, так и данных по отдельным участкам. Вместе с тем в рудных интервалах почти всегда проявляются и взбросовые фазы. Еще раз отметим, что фазы связаны между собой устойчивостью ориентировки одной из осей эллипсоида напряжений, что отвечает направленному процессу деформирования с закономерно меняющимися условиями нагружения при сохранении длительной (стационарной) ориентации (X,Y,Z) главных осей тензора (T^σ) напряжений в течение цикла деформаций (см. рис. 4).

Фазе деформации «A» предшествовала фаза деформации «B», которая характеризуется типом напряженного состояния горизонтального сжатия с меридиональной ориентировкой оси сжатия и вертикальной ориентировкой оси растяжения. В свою очередь, фазе деформации «B» предшествовала фаза деформации «C», характеризующаяся также условиями горизонтального сжатия (вертикальное растяжение), только уже с широтной ориентировкой оси сжатия.

В картографическом изображении приведены данные только по взбросовой «B» фазе деформации, условия которой, вероятно, имели определяющее значение в развитии геолого-структурных условий локализации рудного вещества. На рис. 12 приведена схема пространственного распределения параметра ($\pm\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон для фазы «B». Благоприятными признаками на этой схеме выступают области, соответствующие отрицательным значениям мю-эпсилон и отражающие условия *разуплотнения* горных пород при горизонтальном сжатии их нагружения.

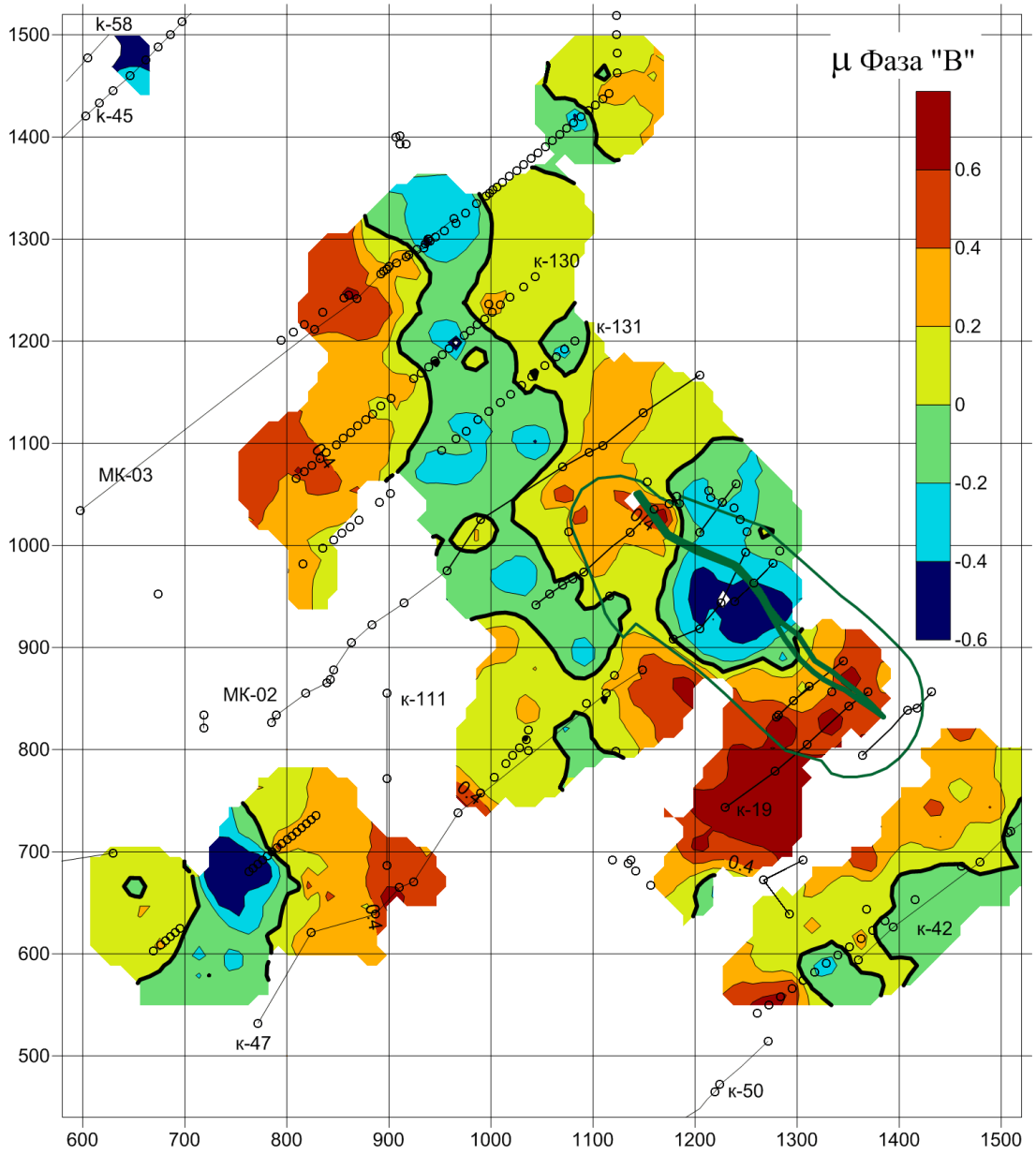


Рис. 12. Распределение значений ($\pm\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон на «В» — фазе тектонических деформаций.

Fig. 12. The distribution within the studied area of the mu-sigma parameter for the deformation phase B

По схеме видно, что распределение этого параметра по площади неоднородно. Участки взбросового типа поля напряжений, развивавшиеся в условиях «сильного» ***разуплотнения*** пород, чередуются с участками тоже взбросового типа поля напряжений, но формировавшимися в условиях **уплотнения** пород (салатные, желтые и коричневые поля). По морфологии участков разуплотнения и уплотнения горных пород выявляется зональное распределение. Потенциально благоприятными для формирования рудоносных систем по схеме являются следующие зоны:

1. Опытный карьер. В пределах карьера отрицательные значения параметра (условия разуплотнения) проявлены в его средней части. На северо-западном и юго-восточном флангах карьера мю-эпсилон характеризуется положительными значениями, то есть там происходило уплотнение горных пород.

2. Полоса отрицательных значений мю-эпсилон (разуплотнения пород) северо-западного простирания четко протягивается юго-западнее Опытного карьера. Назовем ее условно Диагональной. По своему положению эта зона в основном сопоставляется с северо-восточным крылом зоны ГСР — главного контакта карбонатных сланцев мурхойской толщи и разнофациальной хорминской свитой. В районе Центрального участка зона ГСР имеет изгиб к северо-востоку, а выявленная зона, наоборот,

имеет изгиб к юго-западу. На Центральном участке она совпадает со сложно построенной зоной в северном крыле ГСР (главного контакта) с чередованием первой, второй и третьей пачек хорминской свиты, а к северо-западу и юго-востоку отклоняется от главного северо-западного простирания. В северо-западном направлении она становится почти меридиональной и уходит в зону развития преимущественно первой пачки хорминской свиты (рисунчатые мраморы). В юго-восточном направлении зона разуплотнения, наоборот, становится почти широтной и «уходит» в мраморизованые известняки. Ориентация выявленной зоны разуплотнения пород соответствует простиранию контакта метаморфических толщ с габброидами мадарского интрузивного комплекса, расположенного северо-восточнее контакта и ограничивающего с этой стороны все рудное поле.

Если рассматривать эту ориентированную в СЗ направлении зону отрицательных значений мю-эпсилон (разуплотнения пород) как единую, то отрицательная аномалия (разуплотнения) в северо-западной части карьера имеет самостоятельное значение. В то же время можно предполагать, что эта зона разуплотнения в Карьере и выделенная зона северо-западного простирания могут быть, каким-то образом, связанными между собой и являться продолжением друг друга. Их смещение относительно друг друга могло быть вызвано лево-сдвиговым смещением по разлому С-СВ простирания (поперечному по отношению к главному структурному плану месторождения).

3. По отрицательным значениям мю-эпсилон выделяется еще зона разуплотнения пород, также северо-западного простирания. Это область развития карбонатных сланцев мурхойской толщи. Главный структурный план месторождения выражен здесь в сланцеватости, характеризующейся северо-западной ориентировкой и сопровождающейся преимущественно правосдвиговыми смещениями, а также присдвиговыми складками с вертикальными шарнирами. Здесь намечается сложно построенная зона повышенной рудоносности. Следы оруденения установлены по всему полотну пройденной здесь канавы. Для получения более детальных и конкретных данных необходимо провести на этом участке бурение.

4. Отрицательные значения мю-эпсилон (условия разуплотнения) выявлены также в районе, расположенном на юго-восточном фланге Центрального участка. Правда, по данным опробования, здесь практически отсутствует содержание металла. Известная рудоносная зона Центрального участка в этом направлении выходов на поверхность не имеет. В то же время, судя по устойчивой ширине выявленных рудных тел Центральной зоны, их сужения в юго-восточном направлении не намечается. А по деформационным особенностям в районе канавы широко представлены взбросовые структуры, служащие одним из признаков благоприятных геолого-структурных обстановок для рудообразования.

На рис. 13 показано распределение параметра $\pm\Delta Z$ (фаза «В») в структуре рудного поля Центрального участка. Особенности распределения деформаций сводятся к следующему.

1. В благоприятную зону со значениями 0,06 и больше попадает большая часть Карьера. Малыми значениями дилатансии характеризуется северо-западная часть карьера без самой северо-западной периферии, где дилатансия снова приобретает значения больше 0,06.

2. Полоса отрицательных значений ($-\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон северо-западного простирания — Диагональная зона — выделяется по параметру ($+\Delta Z$) дельта-зет высокими положительными значениями. В данном случае имеет место хорошая согласованность двух информативных параметров о геолого-структурных условиях формирования обстановки эндогенного рудообразования. Эта зона сопоставляется с северо-восточным крылом зоны ГСР на Центральном участке, но к северо-западу и юго-востоку от Центрального участка она «уходит» в другие части хорминской свиты (рисунчатые мрамора) и в этих направлениях «удаляется» от контакта с габброидами мадарского интрузивного комплекса.

3. Район юго-западнее Опытного карьера**.** Хорошее соответствие параметров ($-\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон и ($+\Delta Z$) дельта зет наблюдается юго-западнее карьера — здесь зоне северо-западного простирания отрицательных значений ($-\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон соответствует полоса того же простирания высоких значений величины ($+\Delta Z$).

4. Юго-Восточный фланг Центрального участка. Практически прямое соответствие отрицательных значений ($-\mu_\varepsilon$) мю-эпсилон и высоких положительных значений ($+\Delta Z$) дельта-зет мы видим восточнее Опытного карьера. Для ответа на вопрос, является ли выделяющаяся здесь зона разуплотнения горных пород продолжением Диагональной или образует самостоятельный структурный узел, необходим еще более детальный сравнительный анализ параметров тектонических деформаций.

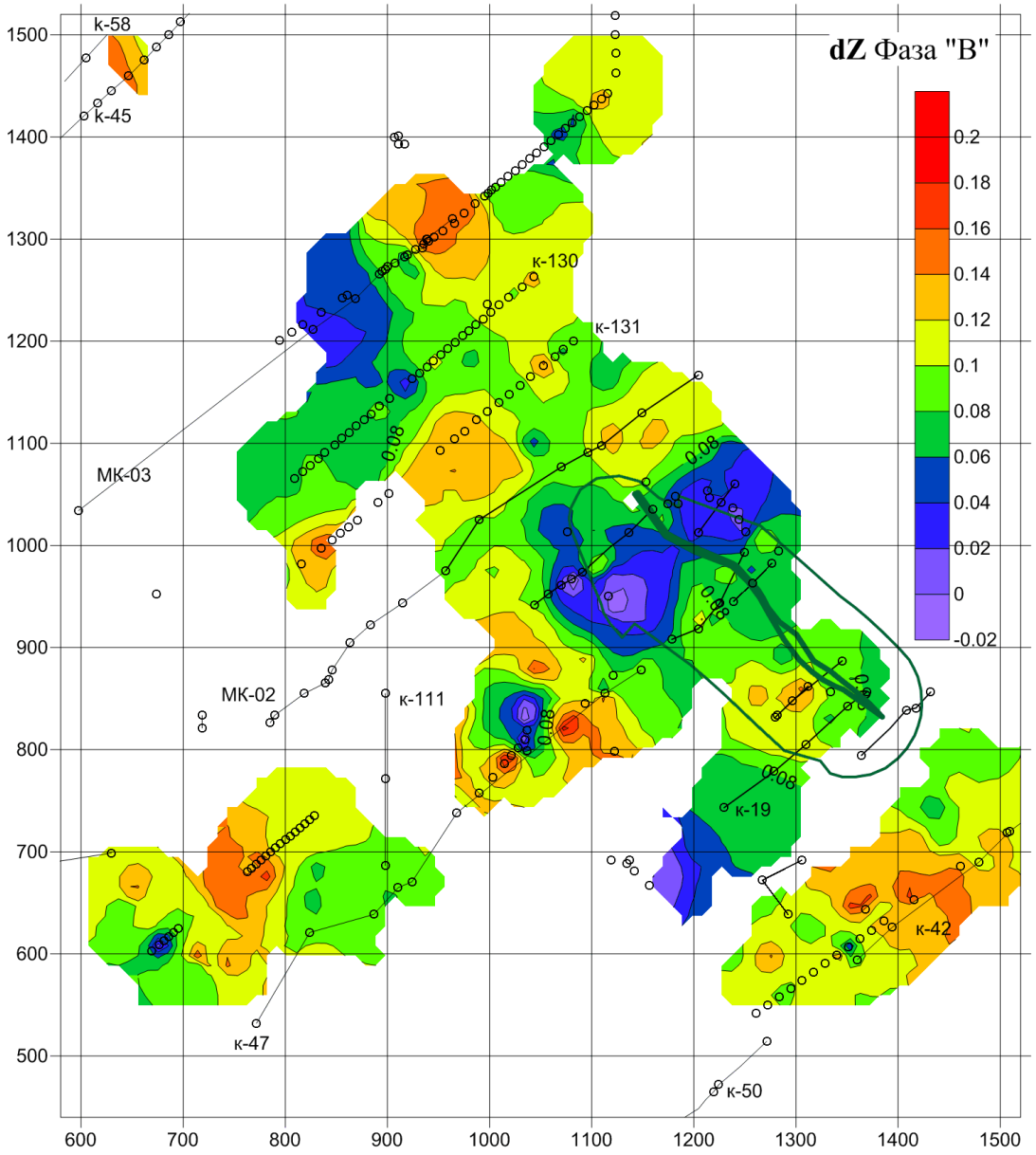


Рис. 13. Распределение значений параметра ±ΔZ на «В» — фазе тектонических деформаций

Fig. 13. Distribution within the studied area of the delta-zeta parameter for the deformation phase B

Заключение

Выполненным исследованием подтвержден вывод о рудолокализующей роли явления дилатансии — *объемного деформационного разуплотнения* структуры земной коры [Васильев, Мострюков, 2007; Васильев и др., 2012 и др.]. Это явление фиксируется по *комплексу* параметров деформационных процессов: по *взбросовым* типам механизмов процесса, что согласуется с выводами [Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965], по *коэффициентам Лодэ — Надаи* ($\mu_\varepsilon < 0$, $\mu_\sigma < 0$) и по *параметру приращения* вертикальной компоненты деформации ($\Delta Z \geq 0.10$). Режим дилатансии земной коры [Васильев и др., 2016], скорее всего, следует полагать одним из важнейших, статистически устойчиво проявляющихся геолого-структурных факторов *экспоненциального увеличения* поверхности контакта твердой и газово-жидкой (флюидной) фаз, *активизирующим* процессы эндогенного рудообразования при образовании месторождений. Исходя из этого, авторы рекомендуют продолжение подобных исследований в прикладных целях.

Работа выполнена при финансовой поддержке ООО ТЕХСЕРВИС и госбюджетной темы ИФЗ РАН “Геофизические поля средних широт: мониторинг и моделирование” (номер гос. регистрации *АААА-А17-117040610184-3*).

Литература

Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Костенко Н.П., Мострюков А.О., Никольская Н.Е., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: материалы XXXII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 121–123.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: материалы XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т.1. С. 90–93.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Фундаментальные проблемы геотектоники: материалы XL Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 126–130.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменения условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докладов Четвертой всерос. тектонофизич. конф. в ИФЗ РАН. М., 2016. Т. 2. С. 8–16.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования (результаты реконструкций по методике О. И. Гущенко) // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты: материалы Всерос. конф., посвященной 120-летию со дня рождения акад. А. Г. Бетехтина, Москва, 20–22 ноября 2017 г. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 133–137.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Сунцов В.А. Условия тектонического нагружения и прогноз перспективных участков месторождения Таловейс // Геология и полезные ископаемые Карелии, Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 1. С. 77–93.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР, сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР, сер. геофиз. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.

Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60–66.

Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР, сер. геофиз. 1990. Т. 312, № 4. С. 830–835.

Гущенко О.И., Сим Л.А. Обоснование метода реконструкций напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы, Тезисы докл. Всесоюз. науч.- техн. совещания 23–25 октября 1974 г. Л.; М.: НТО горное, 1974. С. 5–8.

Каждан А. Б., Гуськов О. И., Шиманский А. А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. 168 с.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ: метод. пособие для геологов, изучающих рудные месторождения. М.: Наука, 1965. 124 с.

Степанов В.В. Количественная оценка тектонической деформации // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67–71

Флюидные потоки в земной коре и мантии: материалы Всероссийского симп. 26 –28 февраля 2002 г. М.: ИГЕМ РАН, 2002. 207 с.

Carey E., Brunier B. Analyse the orique et numerique d'un modele mecanique elemenaire applique a l'etuded'une population de faille // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1974. V. 279. P. 891–894.

Angelier J. Sur l'analyse de measures recueillies dans des sites failles: l'utilited'une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiquues // C. R. Acad. Sci. Paris, D. 1975*a*. V. 281. P. 1805–1808.

Angelier J. Sur un apportde' informatique a L'analyse structurale; Exemple de la tectonique cassante // Revue de Geogr. Phys. EtdeGeol. Dyn. 1975*b*. V.XVII. Fasc. 2. P. 137–146.

Д. В. Жиров

Геологический институт КНЦ РАН, zhirov@geoksc.apatity.ru

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ДЛЯ ПРИКЛАДНЫХ АСПЕКТОВ ГЕОЛОГИИ И ГОРНОГО ДЕЛА: ГЕОМЕТРИЯ И СТРОЕНИЕ ТРЕЩИН

Аннотация

Трещиноватость горных пород является одним из наиболее детально изучаемых природных феноменов, который сохраняет повышенный интерес и актуальность на протяжении многих десятилетий. Информативность трещиноватости характеризует потенциал полезной информации, который можно извлечь посредством выполнения следующей последовательности действий: детального и точного описания/документации, систематизации, комплексной обработки, анализа и синтеза новых данных. Настоящая работа обобщает данные о строении, геометрии и параметрах трещиноватости кристаллических горных пород в ряду объектов исследования «трещина/разрыв — система трещин — парагенезис систем трещин» на примере результатов исследований интрузивных и супракрустальных образований Кольского региона (СВ Фенноскандинавского щита). В работе показано, что все составные элементы трещиноватости являются весьма информативными и позволяют при выстраивании соответствующей методики документации и обработки извлечь необходимые, полезные данные для описания как эволюции тектонических преобразований и полей напряжений массива пород, так и его современного состояния с позиций запросов горного дела и строительства.

D. V. Zhirov

Geological Institute of KSC RAS, zhirov@geoksc.apatity.ru

INFORMATION CAPACITY OF JOINTING FOR APPLIED ASPECTS OF GEOLOGY AND MINING INDUSTRY: GEOMETRY AND STRUCTURE OF CRACKS

Abstract

Jointing of rocks is one of the most extensively studied natural phenomena that have been highly interesting and topical for decades. The information capacity of jointing characterizes the potential of useful information that can be derived by taking the following steps: detailed and precise description / documentation, systematization, integrated processing, analysis and synthesis of new data. The current paper summarizes data on the structure, geometry and parameters of jointing in crystalline rocks in a number of "crack/fracture — crack system — paragenesis of crack systems" study objects on example of study results for intrusive and supracrustal formations in the Kola region (NE Fennoscandian Shield). The paper shows that all components of jointing are very informative. Provided there is an appropriate method of documentation and processing, these components allow deriving necessary data that are useful for description of both the evolution of tectonic transformations and tension fields of the rock mass, and its present-day state with regard to demands of the mining and construction industries.

Введение

Трещиноватость горных пород является одним из наиболее детально изучаемых природных феноменов, сохранивших повышенный интерес и актуальность на протяжении многих десятилетий. Трудно составить полный перечень направлений деятельности, в которых весьма востребованы знания по строению, механизмам образования и закономерностям распространения разрывов. Это, прежде всего, природные и техногенные катастрофы и риски, сейсмология, структурная и инженерная геология, минерагения рудных и нефтегазовых месторождений, геомеханика, тектонофизика и физика твёрдого тела, горное дело и строительство гидротехнических и особо ответственных сооружений и многое другое. Соответственно, количество научных публикаций и отчётов по этой тематике с трудом поддается учету, а тематики проводимых в настоящее время исследований все больше дробятся и сужаются. Кроме того, увеличиваются трудности с созданием всеобъемлющих энциклопедических обобщений. Существует множество сводок по разным аспектам разрывообразования, часть из которых создана давно, но во многом сохранила свою актуальность по настоящее время, а часть периодически обновляется. Есть также вопросы, по которым наука уже далеко «убежала» от последних фундаментальных сводок. В числе периодически обновляемых направлений с хорошо устоявшейся/малоизменяемой понятийной базой находятся структурная геология, геомеханика, механика разрушений, сейсмология, физика твердых тел и др. По другим направлениям сводки появляются существенно реже. За истекшее десятилетие издано всего несколько, например: по методам полевой тектонофизики, обработки и анализа собранных данных [Ребецкий, 2007;

Ребецкий и др., 2017] или по учету параметров трещиноватости в проектировании и эксплуатации карьеров [Read & Stacey, 2009]. Их появление - достаточно редкое событие, так как требует весьма больших усилий на компиляцию и обобщение огромных объёмов доступной информации. К сожалению, большинство фундаментальных трудов по проблемам трещино- и разломообразования в литосфере имеют возраст от 10 до 50 и более лет. Представляется целесообразным не приводить краткий пересказ их содержания, а привести ссылки на сохранившие актуальность и самодостаточность первоисточники. К хорошо проработанным вопросам можно отнести следующие направления: — изучение трещиноватости в инженерно-геологических целях; свойства трещиноватости и трещин: морфология, геометрия, механизмы и геологические закономерности образования [Bieniawski, 1973; Schlische et al, 1996; Scholz, 2002; Гарбер и др., 1979; Забродин, 1974, 1978; Рац, 1968, 1970, 1973; Чернышев, 1983]; — основы тектонофизики, поля напряжений и формализация тектонофизических и структурных данных [Гзовский, 1954, 1971, 1975; Ребецкий, 2007; Семинский и др., 2003; Шерман и др., 1989, 1991]; — геомеханика, механизмы разломообразования и трещиноватость различных геологических тел и тектонических структур [Anderson,1905; Atkinson, 1987; Broberg, 1999; Dale, 1907; Hoek & Brown, 2019; Irwin, 1957; Tectonic Faults ..., 2007; Газиев, 1977; Джегер, 1975; Мишин и др., 2007; Мюллер, 1971; Партон и др., 1985, 1988; Семинский и др., 2005; Чернышев, 1983; Шерман и др., 1989, 1991]; — методы документации и анализа структурных и тектонофизических данных, реконструкция полей напряжений [Гзовский, 1954; Гущенко, 1973, 1979; Данилович, 1961; Забродин, 1972; Мишин и др., 2007; Николаев, 1992; Расцветаев, 1987; Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017; Семинский и др., 2003, 2005; Шемякин и др., 1987, Шерман и др., 1989]; — изучение трещиноватости в целях проектирования и эксплуатации карьеров и шахт [Hoek, 2007; Read & Stacey, 2009; Гарбер и др., 1979; Забродин, 1972, 1974, 1978; Козырев и др., 2009, 2019]; — проектирование и строительство гидротехнических сооружений [Газиев, 1977; Газиев, Речицкий, 1985; Методические..., 1982; П 55-90; СНиП 2.02.02-85]. Тематическая сводка источников по трещиноватости в цифровом виде поддерживается в актуальном состоянии по адресу: https://www.twirpx.com/post/10397/.

Целью настоящей работы является компиляция и обобщение данных о строении, геометрии и параметрах трещиноватости кристаллических горных пород в ряду объектов исследования «трещина/ разрыв — система трещин — парагенезис систем трещин». Многие из свойств трещиноватости являются универсальными и общими для всех типов пород и условий образования, но есть также и специфичные, вносящие отличия для интрузивных и осадочных, молодых и древних пород, различных геотектонических обстановок, малых и крупных структур и геологических тел. Настоящая работа преимущественно базируется на данных и результатах исследований интрузивных и супракрустальных образований Кольского региона (СВ Фенноскандинавского щита).

Строение трещин, смысловое наполнение терминов, основные классификации

Информативность трещиноватости характеризует потенциал полезной информации, который можно извлечь посредством выполнения следующей последовательности действий: детального и точного описания/документации, систематизации, комплексной обработки, анализа и синтеза новых данных. Очень важно также знать и «видеть» те свойства, признаки и показатели, которые представляют интерес. Информативность во многом обусловлена семантикой используемых терминов, так как в зависимости от семантики определений и их смыслового наполнения закладываются ограничения или, наоборот, продлеваются горизонты для извлечения полезных данных. При изменении целевого назначения исследований перечень видов информации и соответствующих требований может существенно варьировать. Так, в ходе упрощённой документации трещин фиксируются только ее основные азимутальные характеристики (аз. прост., пад, угол пад.), а наиболее детальные подходы оперируют с несколькими десятками параметров [Coe Angela, 2010; Scholz, 2002; Жиров и др., 2016a, b; Козырев и др., 2009; Расцветаев, 1987; Ребецкий и др., 2017]. Соответственно, перечень требований к результату формирует набор используемых параметров, что в свою очередь напрямую влияет на объёмы извлекаемой информации.

В предметной области существует огромное разнообразие терминов, нередко частично или полностью дублирующих смысл, синонимичных. Для выстраивания системной иерархии/ соподчинения необходимо корневое, всеобъемлющее по смыслу определение, включающей все частные производные или наоборот — элементарное, являющееся составной частью всех остальных, на основе которого строится вся остальная терминология. Таковыми для рассматриваемой предметной области выступают понятия «разрыв» и «трещина». Их отличие чаще всего лежит только в одном признаке: устанавливается или нет относительное смещение (даже без определения кинематики). Если

же это критически осмыслить, то разница исчезает, так как в результате образования дефекта/нарушения сплошности типа «трещина» будут обязательно присутствовать смещения, пусть даже минимальные. Другой вопрос, что установление характера этих смещений не всегда возможно макроскопически в полевых условиях. Таким образом, термины «разрыв» и «трещина» можно с небольшим допущением считать синонимами, при этом трещина является наиболее интуитивно понятным элементом строения, знакомым всем без исключения по разнообразным сторонам жизни и поэтому наиболее широко используемым термином. В рамках настоящей работы вышеуказанные термины будут считаться синонимами.

В литературе имеется множество вариантов определения трещины [Багринцева, 1982; Белоусов, 1986; Гарбер и др., 1979; Геологический ..., 1978; Гзовский, 1975; Забродин, 1974; Мишин и др., 2007; Расцветаев, 1987; Рац, 1968; Рац, Чернышев, 1970; Ребецкий и др., 2017; Семинский и др., 2003; Чернышев, 1983 и мн. др.] с общим смыслом, заключённом в нескольких положениях:

- трещина является дефектом с нарушением межатомных связей в твердом теле или в близком к твердому состоянии;
- имеет разграничивающую поверхность нарушения сплошности, которая разделяет противоположные крылья/берега/стенки;
- без смещения (диаклазы) или как вариант - характер смещения невозможно определить;
- имеет ограничения по размеру (как правило, от долей сантиметра до десятков — первых сотен метров);
- имеет границу, которая соответствует переходу от полностью нарушенных межатомных связей к частично нарушенным или является линией пересечения с дневной поверхностью или с поверхностью другого дефекта типа трещина.

В целях настоящей работы вводится уточненное определение, позволяющее считать трещину универсальным обобщающим элементом/структурой:

Трещина (crack, fracture) **—** нарушение сплошности (разрушение межатомных связей) твердого тела (горной породы) с образованием двух или другого чётного числа криволинейно (зеркально) симметричных поверхностей стенок (крыльев, берегов) без установления (определения) характера их смещения.

Трещиноватость (jointing) — совокупность всех трещин во всех масштабных проявлениях на рассматриваемом участке/объекте (совокупность всех элементов разрывной тектоники без их уточняющей классификации).

Необходимо подчеркнуть, что это определение допускает следующие свойства и параметры:

- сквозь масштабность проявления (от нано-, микроуровней до мезо-, макро- и мега-, вплоть до планетарного масштаба), так как хотя бы одна трещина является неотъемлемой частью любой структуры разрывной тектоники;
- криволинейность поверхности (плоская поверхность — частный и частый случай) с образованием изломанных, дугообразных, волнистых и более сложных форм;
- дискретность и разветвление поверхностей: в произвольном сечении траектория трещины (линия пересечения с сечением) может прерываться и возникать снова через пропуски различной протяженности, а также разветвляться на произвольное число ответвлений (иерархически соподчиненных материнской трещине);
- гетерогенность — разнообразие механизмов образования с конвергентностью результатов, т.е. трещина с одним и тем же набором параметров может получиться различными способами в различных тектонофизических условиях;
- разнообразие кинематики смещения стенок (крыльев, берегов) в ходе эволюции;
- полихронность (возможность многоактного образования и развития, в т.ч. с проявлением разных механизмов и за счет объединения/поглощения других элементов);
- наличие внутренней структуры и вещественного выполнения;
- осевую симметрию по длинной оси эллипса.

Такой перечень и диапазон классификационных признаков обуславливает необходимость новой формулировки термина «система трещиноватости». Практически все традиционные определения [Багринцева, 1982; Белоусов, 1986; Гарбер и др., 1979; Геологический ..., 1978; Гзовский, 1975; Данилович, 1961; Мишин и др., 2007; Расцветаев, 1987; Рац, 1968; Ребецкий и др., 2017; Семинский и др., 2003 и др.] содержат упоминание об общем генезисе, однако при этом основным диагностическим критерием считают близость азимутальных характеристик, и следовательно процедура выделения систем трещиноватости реализуется статистически на стереограмме, круговой

или прямоугольной розе-диаграмме или другим подобным способом. Вместе с тем, вариации азимутальных параметров, достигающие нескольких десятков градусов для одной трещины [Белоусов, 1986; Жиров, 2012; Жиров и др., 2014 и др.], позволяют считать этот критерий не определяющим и менее значимым, так как замеры различных частей волнистых или изогнутых, изломанных поверхностей могут попасть на стереограмме в различные полюсы плотности (в различные системы). И наоборот, замеры различных систем могут сгруппироваться и наложиться друг на друга. Таким образом, близость ориентировки и формирование статистического полюса плотности не могут служить единственным критерием, достаточным для выделения системы. Соответственно, определение системы предлагается в следующей формулировке:

Система трещиноватости (fissure system, fault set / system, joint set) **—** совокупность трещин, объединенная по общности генезиса и тектонофизических условий образования, обуславливающих закономерную связь и сходство основных свойств и геометрии трещин, общие закономерности расположения и распределения в пространстве массива горных пород, близость азимутальных характеристик и одинаковый характер их изменчивости.

Эта формулировка допускает следующие свойства и параметры:

- вариации азимутальных параметров трещин одной системы в широких пределах (часто до 20–30º, реже до 40–50º и ещё реже до 80–90º и более);
- возможность совмещения/пересечения в рамках одного полюса плотности на стереограмме/ розе-диаграмме двух и более систем трещиноватости;
- возможность пересечения трещин одной системы (необязательная параллельность);
- возможность одновременного сосуществования нескольких сближенных подсистем с малыми острыми углами между собой;
- все свойства трещин, перечисленные выше.

В опубликованных источниках известны близкие по смыслу определения, например у Л.М. Расцветаева [1987], однако основное отличие предложенной семантики заключается в признании факта большой изменчивости азимутальных параметров системы с необязательным условием параллельности системных трещин. Параллельность разрывов для различных геологических объектов является достаточно распространённым явлением, но есть множество и обратных примеров.

В целях дальнейшего изложения материала в рамках термина «система трещиноватости» дополнительно вводятся определения двух подмножеств:

Подсистема трещин **—** статистически выделяемая в рамках одной системы совокупность трещин со сближенными азимутальными характеристиками.

Разбиение системы на подсистемы целесообразно в случаях одновременного появления нескольких групп трещин с малыми острыми углами между собой, т.е. когда закономерное изменение азимутальных параметров системы происходит не плавно, а скачкообразно. Размах значений азимутов в каждой из подсистем меньше разницы между смежными. При вынесении на стереограммы и иные диаграммы для обработки азимутальных параметров они образуют хорошо различимые поля сгущения / полюса плотности. В сложно трещиноватых объектах могут одновременно сосуществовать до 3–4 и более подсистем, проявленных в различных комбинациях на локальных участках. Как вариант, допустимо выделение большого количества «малых систем», но это не всегда имеет геологический смысл.

Последовательный ряд трещин / группа «пунктирных» трещин — это совокупность трещин, группирующихся вдоль единой трассы / усредненной поверхности.

Необходимость введения этого определения определяется повсеместным распространением такого типа структурной упорядоченности групп единичных трещин. Все они относятся к одной системе трещиноватости, однако факт их группировки в хорошо организованные структуры позволяет ввести соответствующий термин.

Определения более крупных разрывных структур в целом соответствуют их традиционной, повсеместно использующейся семантике:

Разрывное нарушение / дизъюнктив **—** это разрыв с установленным характером относительной кинематики крыльев (или как вариант — с установлением факта смещений без определения кинематики).

Разлом — крупное разрывное нарушение или совокупность разрывных нарушений с закономерным внутренним и внешним строением и полистадийным характером формирования, часто с разнообразной кинематикой крыльев генеральных сместителей, оперяющих трещин/ нарушений и внутренней зоны. Обязательным признаком разлома является композиционный характер строения с участием множества разномасштабных тектонических и структурных элементов.

Совокупность множества генетически связанных разломов и сопутствующих структур определяется как разломная зона или тектоническая зона (тектонические зоны могут быть классифицированы по отдельным разновидностям).

Эти определения подразумевают некоторое размытие границ и область перекрытия между таксонами, например, при изучении крупных мультикинематических разрывов [Жиров, Сим, 2010] с отчетливо проявленной внутренней зоной катаклаза и оперяющими трещинами встает вопрос об их отнесении к категории «дизъюнктив» или «разлом». Дополнительными критериями отличия разлома может служить выполнение им функции границы (края) больших тектонически обособленных блоков (надранговых или 1-го ранга для региона / крупной геологической структуры), а также активность (его и оперяющих структур) на протяжении длительного геологического времени с принципиальной перестройкой пород внутренней зоны (бластомилониты, милониты, катаклазиты с интенсивным гидротермальным или гипергенным изменением первоначального минерального состава) относительно исходной матрицы. Для разломной зоны последний критерий становится одним из основных.

Предложенная семантика рассмотренных терминов предполагает существенно бóльшую информативность в сравнении с традиционными подходами к изучению трещиноватости, однако в качестве обратной стороны медали выдвигает повышенные требования к комплексности и точности документации свойств, диагностических признаков и их параметров. Процесс классификации/ выделения систем становится более трудоемким и сложным, осуществляется на основании обработки и анализа целого комплекса параметров.

Практическое большинство трещин образовано за счёт касательных или/и растягивающих напряжений, в результате реализации которых получаются трещины/разрывы скола/сдвига (*strike-slip fault*) и отрыва (*tensional gash, tension fault, tension crack, extension fracture*) соответственно, а также многочисленные их комбинации — сочетания. К последним относятся структуры ***транстенсии***, когда одновременно со сдвиговым смещением происходит с той или иной интенсивностью растяжение крыльев (косое расхождение), и ***транспрессии***, когда сдвиговое смещение дополнено встречным давлением берегов (косое схождение). По механизмам образования с «легкой руки» Дж.Р. Ирвина [1957, 1960] в научной среде специалистов по тектонике, структурной геологии, геомеханике и механике твердых тел закрепилась классификационная схема, приведенная на рис. 1 [Atkinson, 1987; Broberg, 1999; Scholz, 2002; Партон и др., 1985, 1988; Семинский и др., 2003 и др.]. Согласно схеме, выделяется три типа смещений, вызывающих образование и пропагацию трещин: режим I (mode I) — растяжение, раскрытие перпендикулярно плоскости/поверхностям сместителя, а также два сдвиговых режима — режим II (mode II) — направление смещения крыльев перпендикулярно образующемуся фронту границы трещины и режим III (mode III) — направление смещения крыльев параллельно образующемуся краю трещины. С точки зрения механики эти режимы предусматривают образование в условиях ограничения трещины минимум одной свободной поверхностью (фронтальная часть для рис. 1 и поверхность земли или выработки для наблюдений в полевых условиях). С точки зрения дальнейшего изложения материала и схемы строения трещины, иллюстрированной на рис. 2, выделение двух сдвиговых режимов нецелесообразно, так как они по сути отображают смещения в разных частях и краях эллипса, ограничивающего поверхности (берега, крылья) трещины внутри массива пород (см. рис. 2, *а*). Таким образом, в настоящей работе рассматриваются два основных механизма образования (сдвиг и растяжение) с многочисленными вариациями за счет их комбинирования.

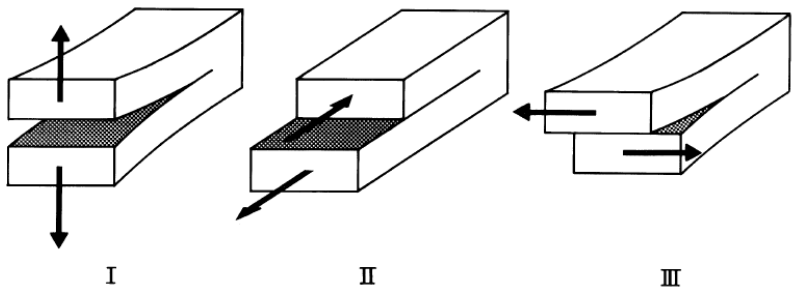


Рис. 1. Три режима образования и пропагации / распространения трещин, по [Irwin, 1960; Scholz, 2002]. Пояснения в тексте

Fig. 1. Three modes of fractures and their propagation / spread, after [Irwin, 1960; Scholz, 2002]. See explanations in the text

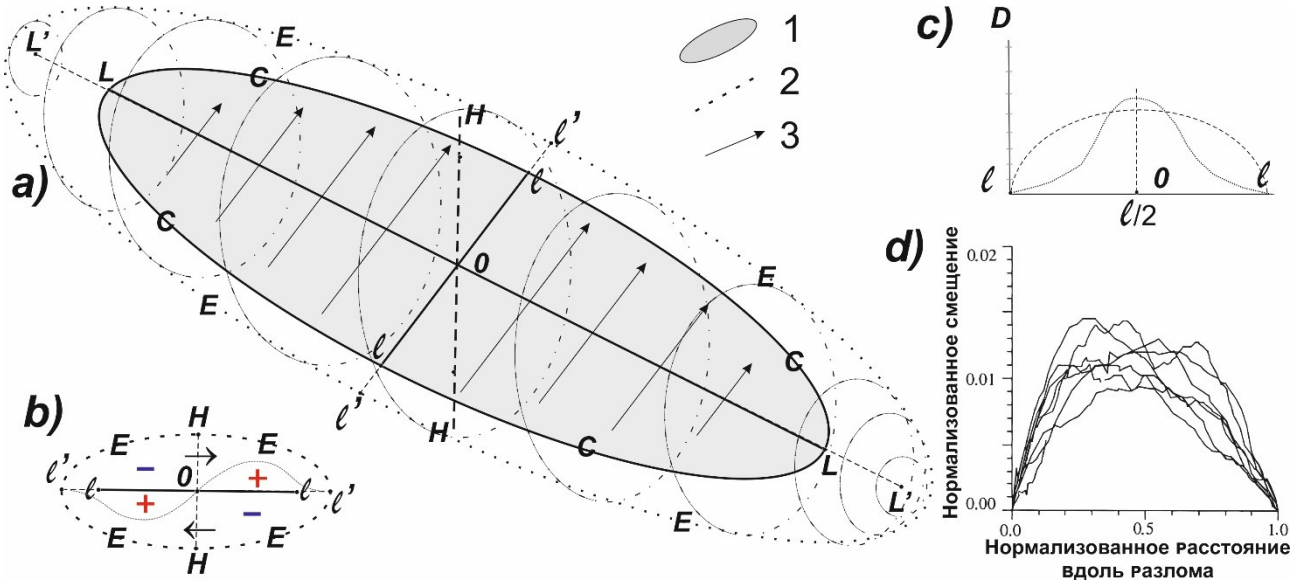


Рис. 2. Триметрическая проекция схемы строения плоской сдвиговой трещины и объемной области, вовлеченной в деформационные процессы и перераспределение напряжений (***a***); поперечное сечение объемной области деформационных процессов вдоль короткой оси эллипса ***l-l*** плоской сколовой трещины (чистый сдвиг или сдвиг в условиях транспрессии): зона **(+)** — область относительного уплотнения/сжатия в результате образования сколовой трещины; зона **(–)** — область относительного разуплотнения / дополнительного растяжения (***b)***; расчетная схема относительных смещений в поперечном сечении по короткой оси эллипса ***l-l*** по [Ребецкий, Лермонтова, 2015]: ***D*** — ось величины смещений вдоль оси эллипса ***l-l***, масштаб условный; ***O*** — центр эллипса, середина оси ***l-l*** (***c***); нормализованные смещения вдоль разлома по фактическим замерам в вулканитах Северной долины Оуэнс, Восточная Калифорния (***d)***, по [Dawers et al, 1993; Scholz, 2002]. Легенда: *1* (=***C***) — границы трещины/ дефекта с полностью нарушенными межатомными связями; *2* (=***E***) — границы зоны влияния (объемной области), вовлеченной в деформационные процессы и перераспределение напряжений; *3* — векторы перемещения висячего (ближнего) крыла в момент образования сколовой трещины; ***L-L***, ***l-l*** — оси эллипса, оконтуривающего границы трещины; ***L'-L'***, ***l'-l'*** и ***H-H*** — оси трехосного эллипсоида, оконтуривающего границы объемной области, вовлеченной в деформационные процессы и перераспределение напряжений

Fig. 2. ***a***) Trimetric projection of a structural scheme of a flat strike-shift fault and a volumetric area involved in deformation processes and redistribution of stresses; ***b)*** cross section of a volumetric area of deformation processes along the minor axis of an ellipse ***l-l*** of a flat shear crack (pure shear or shift in transgression settings): zone (+) — area of relative compaction / compression produced by a strike-slip fault; zone (–) — area of relative decompaction / supplementary stretching; c) model scheme of relative displacements in cross section along the minor axis of an ellipse ***l-l***, after [Rebetsky, Lermontova, 2015]: ***D*** — axis of displacement scope along the axis of an ellipse ***l-l***, representative scale; ***O*** — centre of an ellipse, midpoint of axis ***l-l***; ***d)*** normalized displacements along the fault according to factual measurements in volcanites of the northern Owens Valley, eastern California, after [Dawers et al, 1993; Scholz, 2002]. Legend: *1* (=***C***) — fracture / defect front with totally destroyed interatomic bonds; *2* (=***E***) — boundaries of zone of influence (volumetric area) involved in deformation processes and redistribution of stresses; *3* — vectors of the hanging (neighboring) wall shift at the moment of the shear crack formation; ***L-L***, ***l-l*** — axes of an ellipse contouring a fracture front; ***L'-L'***, ***l'-l'*** и ***H-H*** — axes of a 3-axial ellipsoid contouring boundaries of the volumetric area involved in deformation processes and redistribution of stresses

Строение различных видов трещин различается в некоторых деталях и включает множество элементов и параметров, имеющих как классификационное значение, так и применяемых исключительно только для решения узконаправленных задач. Основные из информативных элементов строения сведены на рис. 2–8, 11, 14–16, 18–22 и табл. 2. Как уже отмечалось, в зависимости от поставленных целей и задач исследований формируются индивидуальные перечни параметров документации, фиксирующие соответствующие диагностические признаки и свойства трещин.

На рис. 2, *a*, границы сколовой трещины (с кинематикой правостороннего сдвига) принимаются за границы дефекта с полностью нарушенными межатомными связями и представлены в виде плоского эллипса с длинной осью ***L-L*** и короткой ***l-l***, а границы зоны влияния (объемной области), вовлеченной в деформационные процессы, изображены в виде трехосного эллипсоида (пунктирная линия ***E*** с длинной осью ***L'-L'***, короткой ***l'-l'*** и осью ***H-H***, ортогональной плоскости эллипса, соответственно). Для разных кинематических типов разрывов соотношение длин осей эллипса ***L-L***, ***l-l*** и эллипсоида

L'-L', ***l'-l'*** и ***H-H*** будут существенно изменяться, но в общем случае вид первично образованной трещины будет принципиально соответствовать приведенному рисунку. В частном случае ***L-L*** и ***l-l*** могут стать равны, однако по статистике соотношение короткой оси к длинной варьирует в зависимости от типа пород рамы и кинематики дизъюнктива в пределах 1:1,5…1:8 со средним значением 1:3 [Dawers et al., 1993; Scholz, 2002; Гарбер и др., 1979; Забродин, 1972, 1974; собственные данные]. Важно, что ориентация осей прототектонических разрывов одной системы будет одинаковой или закономерно (прогнозируемо) изменяться в зависимости от симметрии и морфологии геологического тела/структуры. *Первичной трещиной/разрывом* в рамках настоящей работы называется одноактно сформированный дефект сплошности, не испытавший любых наложенных преобразований в последующие стадии тектогенеза. Соответственно, *реактивированной трещиной/разрывом* называется элемент, сформированный в результате неоднократных (минимум, 2) актов деформаций. Последние могут отображать как одно, так и разные стресс-состояния. Необходимо подчеркнуть, что оформление границ разрыва в виде эллипса возможно только при условии отсутствия ограничивающих поверхностей (поверхности рельефа, других трещин, геологических границ и других структур). В сильно трещиноватых породах поверхность трещины обычно представляет собой полигон/многоугольник с неясными соотношениями между осями. Также важно, что для вновь образующейся трещины сдвига (мех.) смещение крыльев будет всегда субпараллельно короткой оси эллипса, а длинная ось — совпадать с положением оси промежуточных напряжений (σ2) [Гарбер и др., 1979; Забродин, 1972, 1974; собственные измерения], при этом наложенная тектоника может существенно изменить как форму поверхности, так и направления смещения. Поэтому интерпретация в соответствии с рис. 2 нуждается в заверке другими методами.

На поперечном сечении окрестности трещины (рис. 2, *b*) тонкий пунктир в виде симметричной синусоиды разделяет области вдоль трещины, где в результате смещений возникают дополнительные области сжатия (+) и растяжения (–) (большая часть этих областей находится в зоне снижения уровня касательных напряжений). Пунктир пересекает трещину посередине, асимптотически приближается к оси ***l-l,*** следует за границы распространения трещины и заканчивается в пересечении оси ***l'-l'*** и линии ***E***. Линия ***E*** (контур близких к нулю приращений деформаций) на поперечном сечении символизирует границу, внутри которой в ближней зоне трещины в ходе её образования происходит относительное изменение состояния: с одной стороны трещины увеличивается сжатие, с другой — уменьшается (дополнительное растяжение). На разных берегах трещины изменение идет в противоположных направлениях. В обстановке транспрессии со значительной поперечно сдавливающей компонентой контур **(+)** превратится в объемную фигуру, вытянутую вдоль поверхности трещины и включающую ее. Априори принимаем, что за внешним контуром ***E*** в ходе образования первичной трещины не происходит относительного улотнения и разуплотнения. Область разгрузки на рис. 2, *b* существенно больше по площади, чем таковая для сжатия, что опосредованно следует и из того, что часть упругой энергии расходуется на разрушение, смещение, эманацию сейсмических волн и небольшой нагрев. Считается, что соотношение радиуса области деформирования / разгрузки (контур ***E***) к длине разрыва (ось ***l-l***) может достигать 3–5 кратного, а в закритическом напряженно-деформированном состоянии до 30–50 и более раз [Ребецкий и др., 2017]. Однако на практике часто наблюдается иная картина — обсуждаемая область принудительно ограничена ближайшими параллельными трещинами разрывами той же системы (той же генерации). Следовательно, либо необходимо оценивать мощность всей зоны деформирования (объем распространения трещин одной системы), либо принимать половину нормального расстояния между смежными разрывами. Другой аспект перераспределения упругой энергии связан с концентрацией напряжений на концах трещины, что неоднократно отмечено многими исследователями [Гзовский, 1975; Гарбер и др., 1979; Осокина, 1985; Мишин и др., 2007; Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017]. Эти напряжения обуславливают их разветвление, а также постепенное прорастание концов. То есть, разрыв становится не статичным, а динамичным объектом, требующим учёта фактора времени.

Рис. 2, *c*, показывает варианты расчётной модели изменения амплитуды смещения в условиях чистого сдвига (оси максимального и минимального сжатия расположены под 45° к плоскости трещины) вдоль короткой оси эллипса ***l-l*** [Ребецкий, Лермонтова, 2015]. Максимальное смещение будет наблюдаться в середине оси, в точке ***O*** и формироваться как сумма максимальных смещений каждой из получившихся двух поверхностей. В любом другом сечении, параллельном оси ***l-l***, относительные смещения будут также максимальны в середине оси, но абсолютные — меньше, чем по оси ***l-l***, уменьшаясь до нуля в сечениях вблизи краев длинной оси ***L-L***. Таким образом, зеркала и борозды скольжения, а также иные индикаторы кинематики должны быть наиболее проявлены

и представительны в центральных частях разрыва. На рис. 2, *d*, приведены фактически измеренные профили смещений вдоль разломов в вулканитах Восточной Калифорнии по данным [Dawers et al., 1993]. Эти кривые хорошо совпадают с результатами математического моделирования (штрих-пунктиная линия на рис. 2, c), по [Ребецкий, Лермонтова, 2015]. Флуктуацию и асимметрию фактических кривых на рис. 2, *d*, можно интерпретировать тремя причинами (требующими заверки дополнительными данными): 1 — разлом с земной поверхностью образует косое сечение, не параллельное осям эллипсоида ***l-l***, ***L-L***; 2 — отклонения отображают неоднородности геологической структуры и/или локальные флуктуации поля напряжений; 3 — разлом включает несколько дискретных разрывов со смещением в несколько этапов (индивидуальные смещения наложены друг на друга). По факту могут быть проявлены все три причины, при этом в пользу обязательного участия 2-го варианта говорит зубчатый характер кривых на рис. 2, *d*, что показывает неоднородность локальных смещений и их возможную дискретизацию в рамках одного сейсмодинамического явления. По данным [Hoek, 2007; Schlische et al, 1996; Scholz, 2002 и др.] значения максимального смещения D прямо пропорциональны длине разлома L и ограничены соотношениями $D = 10^{-3}L…10^{-1}L$, при этом наиболее представительный по количеству интервал для кристаллических пород составляет 0,012…0,018. То есть, максимальное латеральное (сдвиговое) смещение единичного разрыва типа «сдвиг» не превышает 2 см на каждый метр длины. В отношении дизъюнктивов в осадочных и угольных пластах Кузбаса по данным А.С. Забродина, по [Гарбер и др., 1979] значения D дизъюнктивов типа «сдвиг (slip)» варьируют в диапазоне более высоких значений 0,02…0,08. Вероятно, эта величина зависит прежде всего от реологии массива горных пород, типа и параметров напряженно-деформированного состояния, вызвавшего образование сдвигового дизъюнктива, но к сожалению, в литературных источниках не удалось найти результатов соответствующих исследований. В отношении сдвигов в условиях транстенсии в изверженных и метаморфогенных комплексах Фенноскандинавского щита по имеющимся авторским наблюдениям величины D имеют существенно меньшие сравнительно с Кузбасом значения (от 0,005 до 0,015), а для отрывов — стремятся к нулю. Величины смещений для сдвига в условиях транспрессии близки результатам [Scholz, 2002] и ограничены интервалом 0,01…0,02.

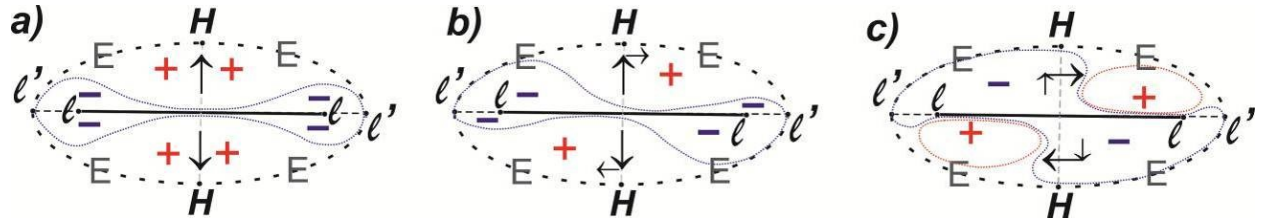


Рис. 3. Характер изменения областей относительного разуплотнения/уплотнения для трещин отрыва. Буквенные обозначения в соответствии с рис. 2; зона **(+)** — относительного уплотнения/сжатия в результате образования сколовой трещины; зона (–) — область относительного разуплотнения:
a — поперечное сечение вдоль короткой оси эллипса ***l-l*** для трещины отрыва; *b* — поперечное сечение вдоль короткой оси эллипса ***l-l*** для трещины отрыва с небольшой сдвиговой компонентой (отрыв с небольшим сколом); *c* — поперечное сечение вдоль короткой оси эллипса ***l-l*** для трещины транстенсии (сдвиг с растяжением)

Fig. 3. Alteration pattern in areas of relative decompaction / compression for tension faults. See letter designations in Fig. 2; zone (+) — of relative compaction / compression produced by a strike-slip fault; zone (–) — area of relative decompression / supplementary stretching:
a — Cross section along the minor axis of an ellipse ***l-l*** for a tension fault; *b* — cross section along the minor axis of the ellipse ***l-l*** for a tension fault with a minor shift component (gash with a small shear); *c* — cross section along the minor axis of an ellipse ***l-l*** for a transtension fault (shift with extension)

Для трещин отрыва объемная область деформационных процессов в поперечном сечении вдоль оси ***l-l*** будет характеризоваться гантелевидной формой зоны растягивающих напряжений (–) с утолщениями вокруг концов и асимптотическим уменьшением в средней части разрыва (рис. 3, *a*). Наиболее часто встречающаяся комбинация взаимодействия сжимающих и касательных напряжений — обстановка транстенсии — будет вызывать «деформацию» гантели — контура области разгрузки (рис. 3, *a-c*), при этом, чем значительнее сколовая компонента, тем более значительны асимметрия и подворот. Отличительной чертой различных трещин отрыва является непрерывность контура разгрузки и обособление/разбиение на две замкнутые области контура приращения деформаций

(см. сравнение с условиями транспрессии и чистого сдвига на рис. 2, *b*). Возможно, это одна из причин возникновения широко распространенного явления — теневых зон напряжений (рис. 4), которые обусловливают наличие целиков и минимальное нормальное расстояние между трещинами одной системы.

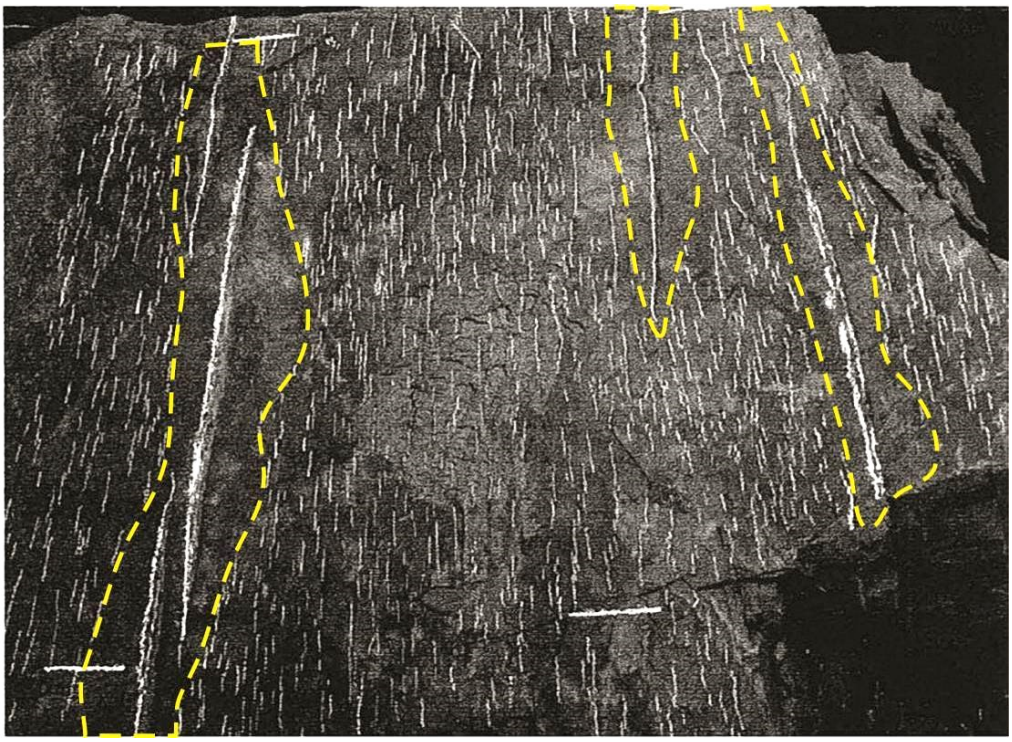


Рис. 4. Теневые структуры напряжений, по [Scholz, 2002]. На темной поверхности сброса мелом выделены все трещины. У наиболее крупных из них хорошо различимы (желтая пунктирная линия) зоны диссипации/разгрузки напряжений, в которых не происходило образование мелких трещин. Во всем остальном объеме пород распространенность мелких трещин весьма однородна. Группа протяженных трещин в левой части рисунка образует компенсационную структуру взаимоотношений с чередованием различных типов зон сочленения

Fig. 4. Shadow stress structures, after [Scholz, 2002]. On the dark surface of a fault all cracks are marked by chalk. Areas of stress relaxation/dissipation, where fine cracks did not originate, are well-observed in the biggest cracks (dotted line). In the rest rock volume, fine cracks are distributed quite regularly. A group of extended cracks in the left part of the figure produces a compensatory interrelation structure with alternating junction zones of various types

Для морфологии разрывов наиболее типичными и общераспространенными являются (по мере убывания): волнообразная, изогнуто-угловатая и плоская форма поверхностей в первом приближении. Также характерно сочленение последовательно расположенных дискретных трещин в рамках единой протяженной трассы (рис. 5). Наблюдения показывают, что за пределами зоны выветривания или интенсивного техногенного воздействия разрывы существуют в «первозданном виде» с сохранением перемычек и в совокупности представляют «пунктирную» протяженную трассу. В месте сочленения они образуют характерные участки перекрытия (см. рис. 5, *c*–*e*), которые вкупе с другими признаками могут служить индикаторами условий образования (рис. 6). Интерпретация кинематики по характеру сочленения трещин (рис. 6, 7) может иметь разночтения вплоть до обратной в зависимости от условий нагрузки массива на момент образования разрывов (чистый сдвиг, транспрессия, транстенсия), а также от направления наблюдаемого сечения относительно осей ***l-l***, ***L-L***; поэтому эти данные нуждаются в заверке другими методами, в том числе статистическими или по результатам анализа индикаторов кинематики. Для ряда случаев, когда соотношения 3-х и более последовательно расположенных трещин носят компенсационный характер (см. последовательный ряд в левой части рис. 4) с попеременным чередованием различных типов сочленения участков перекрытия, реконструкции сдвиговой кинематики теряют смысл. В отношении рассмотренного примера (см. рис. 6) критерием правильности интерпретации могут стать:

- подтверждение ориентации сечения в параллельном или близком к параллельному направлению относительно короткой оси ***l-l***;

- преимущественное распространение индикаторов сдвига в районе соответствующего изгиба полуволны (для рассматриваемого примера левые полуволны для рис. 6, *a*, и правые для рис. 6, *b*, соответственно);
- загиб концов трещин в области перекрытия по типу схождения (интерпретация по рис. 6) или расхождения друг от друга (обратная интерпретация);
- эшелонированное (отклонение в одну сторону) взаимное расположение трещин вдоль трассы или одинаковый характер отклонения полуволн относительно общей трассы (обобщенной поверхности для ряда последовательно расположенных трещин);
- в случае минерализации трещин характерное утолщения/утончения мощности по разным полуволнам.

Вблизи дневной поверхности или вследствие наложения тектонической/сейсмодинамической активности практическое большинство «пунктирных» трещин прорастает, образуя весьма протяжённые, до нескольких сот метров нарушения сплошности.

За образование «пунктирных» дискретных трещин вдоль протяжённой трассы, по-видимому, отвечает правило минимизации смещений по единичным поверхностям (работы по разрушению и перемещению). Реализация этого сценария приводит к небольшому смещению в рамках каждой единичной первичной трещины, однако в совокупности по множеству разрывов за счет мультипликативного эффекта могут накапливаться существенные суммарные деформации. При этом за счёт многочисленности трещин и относительной равномерности их распределения достигается максимальная диссипация упругой энергии во всём объёме массива пород.

Зоны перекрытия и волнистость характерны для поперечного сечения, проложенного как в направлении вдоль короткой оси, так и в направлении вдоль σ2 (длинной оси эллипса). При этом по направлению действия максимальных касательных напряжений (в направлении смещения и параллельно короткой оси ***l-l***) область перекрытия между смежными трещинами будет незначительной и сближенной (см. рис. 5, *c–d*), а по длинной оси наоборот — перекрытие и расстояние относительно большими (см. рис. 5, *e*).

В поперечном сечении первичных трещин вдоль длинной оси ***L-L*** может наблюдаться как структура из рядов эшелонированных трещин с перекрытием наподобие лево- или правостороннего сдвига (см. рис. 5 *e*), так и компенсационная структура, в которой сочленения у смежных трещин будут чередоваться с разных сторон усредненной трассы (см. последовательный ряд в левой части рис. 4).

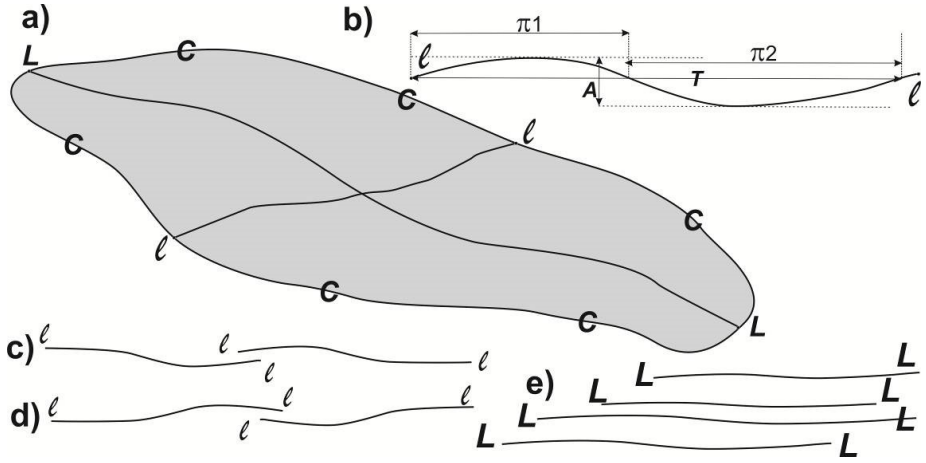


Рис. 5. Волнообразная форма трещины 1-го порядка приближения (***a***), буквенные обозначения в соответствии с рис. 2. Основные элементы строения в поперечном сечении (***b***): ***T*** — длина полной волны, π1 и π2 длины полуволн (в общем случае их длина не тождественна), ***A*** — амплитуда (размах) волны. Характер зоны сочленения последовательно расположенных смежных трещин одной группы: (***c***) — условно «левосдвиговый» в сечении вдоль направления ***l-l***, (***d***) — условно «правосдвиговый» в сечении вдоль направления ***l-l***, (***e***) — соотношение трещин различных «пунктирных» групп в сечении вдоль направления ***L-L***

Fig. 5. A wavy crack of the 1 order of approximation (***a***), letter indications as per Fig. 2. Main structural elements in cross section (***b***): ***T*** — full wave length, π1 and π2 — semi-wave lengths (in general, their length is not same), ***A*** — amplitude (scale) of the wave. The pattern of the junction zone between successive adjacent cracks of one group is: **(*c*) —** conditional "left shift" in section along direction ***l-l***, (***d***) — conditional "right shift" in section along direction ***l-l***, (***e***) — ratio of various "dotted" groups in section along direction ***L-L***

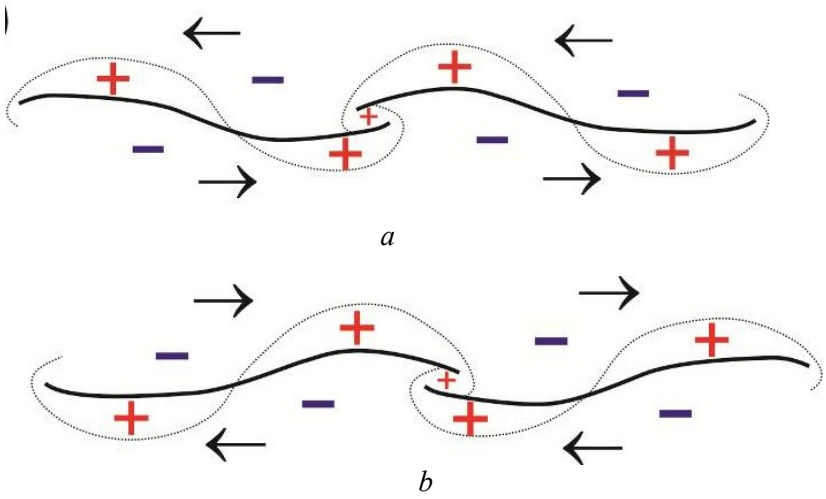


Рис. 6. Пример интерпретации кинематики по характеру сочленения и перекрытия смежных трещин (обстановки чистого сдвига или транспрессии) в поперечном сечении, субпараллельном оси ***l-l***:
a — левосдвиговая кинематика, *b* — правосдвиговая. Характер перераспределения напряжений: зона **(+)** — относительного уплотнения/сжатия в результате образования сколовой трещины; зона (–) — область относительного разуплотнения

Fig. 6. Example of interpretation of kinematics according to the pattern of junction and overlapping of adjacent cracks (settings of a pure shear or transpression) in cross section subparallel to axis ***l-l***:
a — left shift kinematics, *b* — right shift kinematics. Pattern of stress redistribution: zone zone (+) — area of relative compaction/ compression produced by a strike-slip fault; zone (–) — area of relative decompaction / supplementary stretching



Рис. 7. Пример системы волнообразных трещин с правосдвиговым (в плоскости фото) смещением смежных трещин в последовательных рядах вдоль «пунктирных» трасс. Видны, как сохранившиеся перемычки, так и ступенчатые прорастания ряда смежных трещин. Также имеются прорастания между трещинами смежных «пунктирных» групп

Fig. 7. Example of wavy crack system with a right shift (in a photo plane) of adjacent cracks in successive series along “dotted” tracks. Both preserved crack bridges and stepped intergrowths of adjacent cracks are observed. There are intergrowths between cracks of adjacent “dotted” groups as well

Так как для первичной трещины сдвиговое смещение всегда происходит по короткой оси ***l-l*** (см. рис. 2, *a*), то интерпретация кинематики возможна в поперечном сечении, которое параллельно этому направлению или близко к нему. Поэтому для использования этого признака в целях

реконструкции стресс-состояния необходимо предварительно определить положение наблюдаемого сечения относительно осей эллипса трещины. В сечении, субпараллельном длинной оси ***L-L,*** структурирование трещин по лево- или правостороннему сдвиговому типам, как правило, не несет кинематического смысла. Кроме того, характер расположения зон относительного уплотнения и разуплотнения в ближней зоне разрыва будет существенно отличаться от рассмотренного выше (рис. 2, *b*, 3, 6). В таких сечениях области **(+)** и **(–)** будут, как правило, расположены по разным крыльям трещин, а их соотношение в близко расположенных трещинах — зависеть от ориентации сечения (рис. 8). Для малых трещин эти сечения практически не способны дать полезную информацию, а для крупномасштабных разрывных нарушений с закономерно ориентированными оперяющими трещинами возможно восстановление положения осей ***L-L, l-l*** и кинематики смещения.

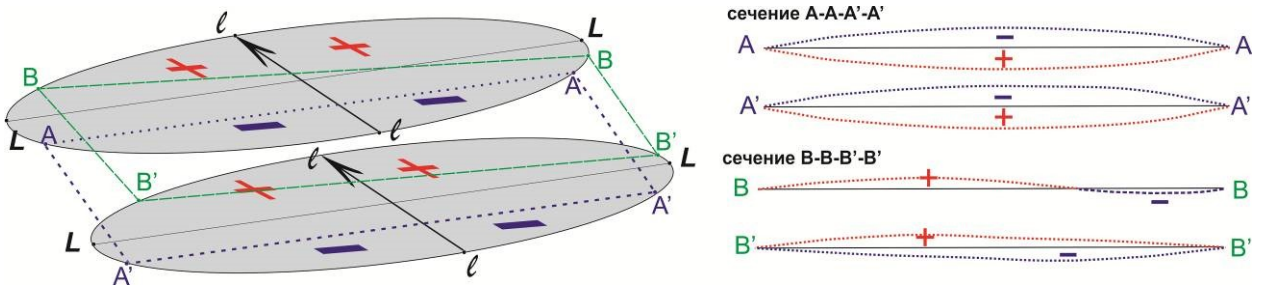


Рис. 8. Пример различных сечений, субпараллельных длинной оси ***L-L,*** для двух близко расположенных трещин чистого сдвига и характер распределения зон относительного уплотнения и разуплотнения

Fig. 8. Example of different sections subparallel to major axis ***L-L***, for two neighbor fractures of pure shear and the distribution pattern of areas of relative compaction and decompaction

Общий вид совокупности трещин в субпараллельных оси ***L-L*** сечениях соответствует традиционному представлению о системе трещиноватости и представляет группы разрывов разной протяжённости с параллельными и иногда с кососекущими взаимоотношениями. Нормальное расстояние между близкорасположенными трещинами может соответствовать как расстоянию между смежными трещинами одной группы, так и между таковыми из разных групп этой же системы. В поперечном сечении вдоль длинной оси ***L-L*** возможен иной механизм прорастания в сравнении с рассмотренным для оси ***l-l***. Здесь более вероятно прорастание трещин не между смежными (пунктирными), как в примере с сечением вдоль короткой оси ***l-l***, а между сближенными трещинами различных последовательных рядов той же системы. С учетом возможной и даже вероятной разницы в азимутальных параметрах между группами трещин в сечении вдоль оси ***L-L*** будут получаться более изменчивые разрывы, предрасположенные к остроугольным пересечениям между собой. Изменчивость морфологических параметров и соотношений трещин одной системы в разных сечениях служит важным информативным признаком, однако количество, качество и достоверность извлекаемой информации напрямую зависят от положения сечения (как правило, поверхности обнажения или уступа) по отношению к осям трещин.

Неясным, пока ещё недоизученным остаётся вопрос о максимальном количестве полных волн в первично образованной дискретной трещине (см. рис. 5–6). По результатам многочисленных наблюдений в различных видах кристаллических пород это количество принимается за 1 с вариацией в пределах ≥ 0,5 (дуга-полуволна) и ≤ 1,5 (1 целая волна + полуволна). Возможно, что количество волн в первичной трещине может превышать указанный верхний предел, однако это требует внимательного изучения и заверки фактами, так как обычно разрыв с большим количеством гармоник получается в результате прорастания соответствующего числа единичных трещин.

Следующим информативным признаком трещиноватости является соотношение площадей поверхностей с нарушением и без нарушения сплошности. Многочисленные наблюдения на глубоких горизонтах карьеров и рудников показывают, что в стабильных условиях трещины сохраняют «останцы» — участки горных пород без нарушения сплошности (или с частичным, макроскопически скрытым нарушением), которые имеются на момент первичного образования. К ним относятся, прежде всего, неразрушенные перемычки между смежными трещинами, а также попадаются целики внутри контура. Их вклад в общую площадь поверхности может варьировать от сотых-десятых долей процента до 10–15 % и более, в среднем составляя порядка 1–5 % (рис. 9). Минимальные, вплоть до нуля значения характерны для многократно активированных дизъюнктивов, а максимальные проявляются

на стабильных или «законсервированных» сразу после образования участках, которые не были задействованы в дальнейших тектонических преобразованиях массива пород. Помимо этого, подавляющее большинство первичных разрывов залечено преимущественно поздне- и постмагматической гидротермальной минерализацией, которая имеет заметно меньшие прочностные показатели, но и не близкие к нулевым, как в случае незаполненного разрыва. Редко, но отмечаются случаи, когда выполнение трещин имеет более высокие прочностные показатели, чем матрица пород, и тогда образование новых разрывов происходит без участия залеченных поверхностей. Примером может служить пироксен-амфиболовая минерализация первичных трещин в друзитах (габброноритах) Беломорья [Геология..., 2002; Жиров, Лащук, 1997]. В целом отсутствие или наличие неразрушенных перемычек и «останцов» служит хорошим индикатором участия рассматриваемого участка массива пород и разрывов в постмагматическом тектоногенезе и гипергенезе. В прикладном аспекте это свойство полезно учитывать в ходе определения сцепления по разрывной структуре и оценке устойчивости склона/борта.

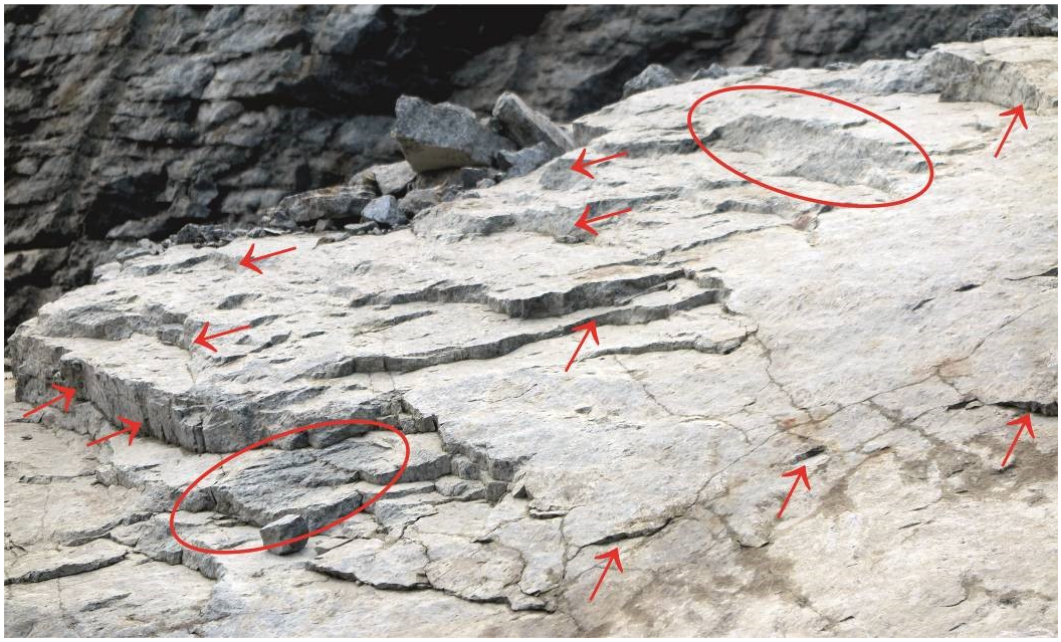


Рис. 9. Минерализованная (натролит) трещина в хибинитах (нефелиновых сиенитах) со свежими (неминерализованными) сколами по участкам (красные эллипсы) и перемычкам (красные стрелки)

Fig. 9. Mineralized crack (natrolite) in khibinites (nepheline syenites) with fresh (non-mineralized) shears along areas (red ellipses) and fault bridges (red arrows)

На фоне рассмотренной волнистости, отражающей изменчивость поверхности 1-го порядка, у большинства трещин имеется множество искажений и неровностей меньшего масштаба до 2–3 рангов размерности (рис. 10). К ним относятся: мелкая волнистость и шероховатость, уступчики и ступеньки, полосы и борозды, останцы и мн. др. В ходе трещинообразования две образующиеся поверхности, как правило, приоткрываются из-за минимальных смещений между неровностями и расклинивания частицами породы (рис. 11, *а*), тем самым полость трещины становится доступной для минерального выполнения и для циркуляции жидкости (при условии наличия пересекающихся систем), а площадь контакта становится значительно менее 100 %. Общая площадь контакта крыльев первично образованных трещин на момент образования оценивается в среднем 20–40 % (без учета перемычек и целиков), при этом любые внешние нагрузки и воздействия постепенно приводят к повышению этого показателя вплоть до конечного итога в 100 %. Сначала неровности «срезаются» с образованием зон/слоев дробления и катаклаза, а при частых тектонических воздействиях, в т.ч. с реверсивными смещениями, они перетираются до состояния глины, или под воздействием стресс-метаморфизма образуются различные типы тектонитов. Площадь и характер контакта является важной характеристикой для определения сцепления по трещине / разрывному нарушению, что, в свою очередь, является одним из важнейших показателей для оценки устойчивости элементов конструкции карьеров и природных откосов.

Прорастание/разрушение перемычек и целиков имеет непосредственное отношение к эволюции трещиноватости во времени. При техногенном или природном динамическом воздействии, а также при выведении на поверхность они начинают разрушаться/прорастать, образуя сплошную поверхность протяжённого разрыва, составленную из смежных дискретных трещин. На обнажившихся поверхностях ряда трещин отчетливо выделяются концентрически расположенные уступчики, неровности, представляющие собой следы последовательного прорастания разрыва. В результате постепенного накопления этих воздействий мы получаем относительно «медленную» деградацию массива пород в отличие от сейсмодинамического механизма разрушения. Пример такого явления изображен на рис. 12. Субвертикальный разлом 1-го порядка в масштабе Ковдорского месторождения имеет неопасное с точки зрения устойчивости пересечение с контуром карьера, однако в ходе эксплуатации этого участка выявилась постепенная деградация уступов рабочего и конечного контуров (проявилась через 8–12 и более лет после их отстройки) [Жиров и др., 2014a, b].



Рис. 10. Поверхность трещины по контакту дайки карбонатитов с большим количеством неровностей и шероховатостей нескольких порядков размерности

Fig. 10. Surface of a fracture on the contact of a carbonatite dike with numerous irregular and rough fragments of several size ranks

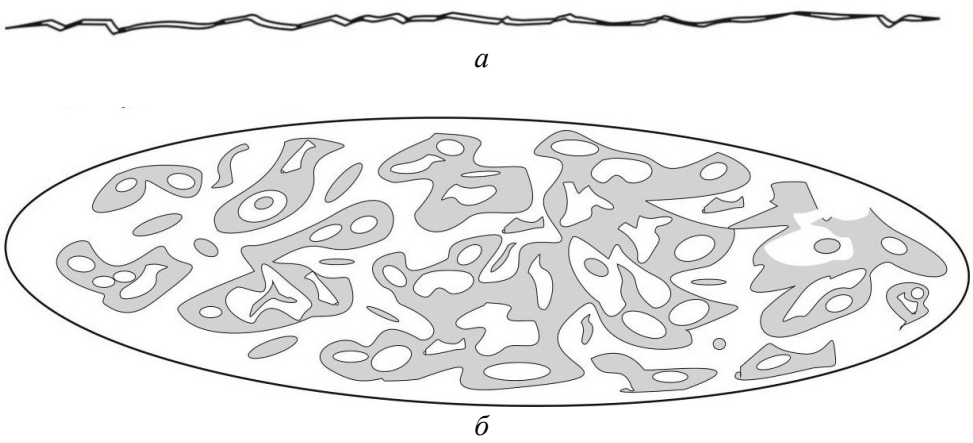


Рис. 11. Принципиальная схема контактирующих поверхностей крыльев первично образованной трещины:
а — характер контакта в поперечном сечении; *b* — площадь контакта (серые контуры) на поверхности трещины

Fig. 11. Flow diagram of contact surfaces of initial fracture wings:
а — contact pattern in cross section; *b* — contact area (grey contour) on the fracture surface

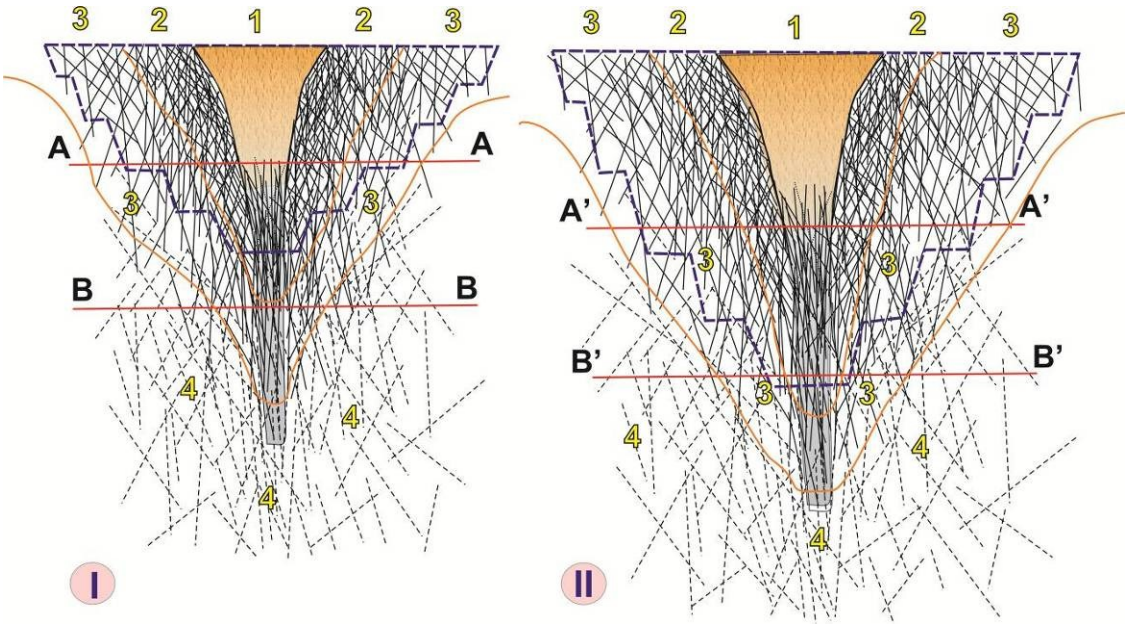


Рис. 12. Схема строения разломной зоны и её изменения в зависимости от изменения/понижения контура карьера. Желтые цифры соответствуют уровню интенсивности трещиноватости:
1 — дезинтегрированное ядро разломной зоны; *2* — зона развития интенсивной трещиноватости оперяющих разлом систем; *3* — переходная зона повышенной трещиноватости; *4* — зона фоновой (неизменённой влиянием разлома) трещиноватости. А-А, В-В уровни вертикальной зональности. Разрезы I и II показывают изменение зональности трещиноватости вследствие понижения уровня карьера

Fig. 12. Structural scheme of a fault zone and its alterations according to changing/lowering of the quarry contour. Yellow numbers indicate the level of jointing intensity:
1 — disintegrated core of the fault zone; *2* — zone of intensive jointing of feathering fault systems; *3* — transient zone of high jointing; *4* — zone of background jointing (unaffected by a fault). A-A, B-B levels of vertical zoning. Sections I and II indicate altered zoning of jointing caused by lowering of the quarry level

Выполненные в 2010–2011 гг. инженерно-геологические исследования с отбором ориентированного керна и с инструментальной съемкой трещиноватости показали горизонтальную (вкрест простирания) и вертикальную зональность. В верхней части разлома выделяется хорошо оформленное краевыми, граничными нарушениями/трещинами наиболее катаклазированное и дезинтегрированное ядро (см. 1 на рис. 12), по обе стороны от которого последовательно расположены зоны интенсивной, полностью проросшей трещиноватости (см. 2 на рис. 12), а также переходные зоны с повышенной трещиноватостью (см. 3 на рис. 12), постепенно переходящие в зоны фоновой трещиноватости, не затронутые или почти не затронутые влиянием рассматриваемого разлома. Примерно такая же зональность, но с другими линейными пропорциями наблюдается и в вертикальном направлении. Вертикальная зональность включает три основных уровня (см. рис. 12): А-А — нижняя граница распространения дезинтегрированной центральной части ядра; В-В — нижняя граница развития интенсивной трещиноватости с высоким коэффициентом раскрытия/прорастания; ниже В-В расположена область со слабоизменённым массивом пород, в которой разломная зона имеет скрытый характер и макроскопически не отличается от фоновой трещиноватости и структурной нарушенности. Близповерхностная часть ядра разлома интенсивно выветрелая (линейный тип коры выветривания). На глубине от 100 до 200 м признаки гипергенеза постепенно уменьшаются, а глубже 250–300 м разницы с окружающими породами ни по минеральному составу, ни по трещиноватости не отмечается [Жиров и др., 2014a, b].

Повторные инженерно-геологические исследования с отбором ориентированного керна и инструментальной съёмкой тектоники на поверхности уступов были выполнены в 2017–2018 гг. Результаты сопоставления показаны на схематичных разрезах I и II на рис. 12. Сразу после выполнения первого этапа исследований (2010–2011 гг.) на рассматриваемом участке борта горные работы интенсифицировались. Контур карьера быстро понизился на глубину нескольких сдвоенных уступов (по 24 м). В течение последующих нескольких лет резко активизировалась деградация разлома и приразломных зон с оформлением граничных и оперяющих разрывных нарушений (рис. 13). Кроме

того, периодически наблюдались объёмные вывалы и высыпки дезинтегрированных пород. Разрез II на рис. 12 показывает характер изменения разлома вследствие понижения уровня карьера. Все зоны расширились вкрест простирания и произошла пропагация структуры разрушений на глубину, что заверено по результатам сопоставления ориентированного керна, полученного примерно по одним и тем же интервалам в разные периоды исследований. За период 5–7 лет бóльшая часть ранее залеченных трещин открылась/проросла с разбиением массива на природные отдельности, а по части из них сформировались маломощные зоны (до 1–2 см) катаклаза и дробления. Таким образом, вследствие активизации разлома, вызванного интенсификацией горных работ, резко изменилась геомеханическая характеристика массива пород (параметры разлома и общей трещиноватости).



Рис. 13. Деградация и разрастание разлома в сопоставлении фотографий за август 2010 г. (слева) и сентябрь 2015 г. (справа). Средние по глубине горизонты (~120–200 м от поверхности). Прорастание и разрушение обусловлено активизацией горных работ на этом участке с понижением фронта работ на несколько уступов

Fig. 13. Degradation and propagation of a fault, as compared in pictures dated August 2010 (left) and September 2015 (right). Average-depth horizons (~120–200 m from the surface). Intergrowth and destruction are caused by activation of mining works in this area and making the mining area several benches lower

Обращает на себя внимание снижение сроков эффективной деструкции массива пород при увеличении глубинности горных работ / горных выработок. На верхних горизонтах (70–150 м от поверхности) потребовалось 8–12 и более лет экспозиции для перехода квазистабильного массива пород в активную фазу разрушения, а для более глубоких (150–250 м) — всего 5–7 лет. Вероятно, это связано с повышенными напряжениями на глубоких горизонтах. Таким образом, соотношение ненарушенной сплошности к общей площади трещины или последовательной группы трещин должно оцениваться динамически, с учетом фактора времени и агентов влияния на интенсивность/скорость развития деформаций. К агентам влияния отнесены:

- качество поверхности и исходный коэффициент раскрытия/прорастания трещин;
- буровзрывные и очистные работы;
- скорость понижения уровня выработок (горизонтов) вблизи участка;
- водопритоки и просачивания вод по трещиноватости;
- действующие в массиве пород напряжения и время экспозиции/разгрузки уступов рабочего или конечного контура.

Помимо элементов строения у трещин существует комплекс элементов залегания (рис. 14). Прежде всего, это общепринятые характеристики: азимут простирания (два направления), падение (единственное направление) и угол падения. Многие учебники и методички, руководствуясь рациональными соображениями, рекомендуют измерение только азимута падения и угла падения, так как этим минимальным набором задается ориентировка плоскости в пространстве, однако азимут простирания и его изменчивость несут огромный информативный потенциал, особенно, в рамках принятого для настоящей работы смыслового наполнения термина «система трещиноватости». Поэтому в полевых условиях необходимо максимально точно выполнить замеры (см. рис. 14): азимута простирания **α**, угла падения **γ**, угла **β** (если есть) и азимута ныряния/погружения (если есть). Остальные элементы можно вывести аналитически.

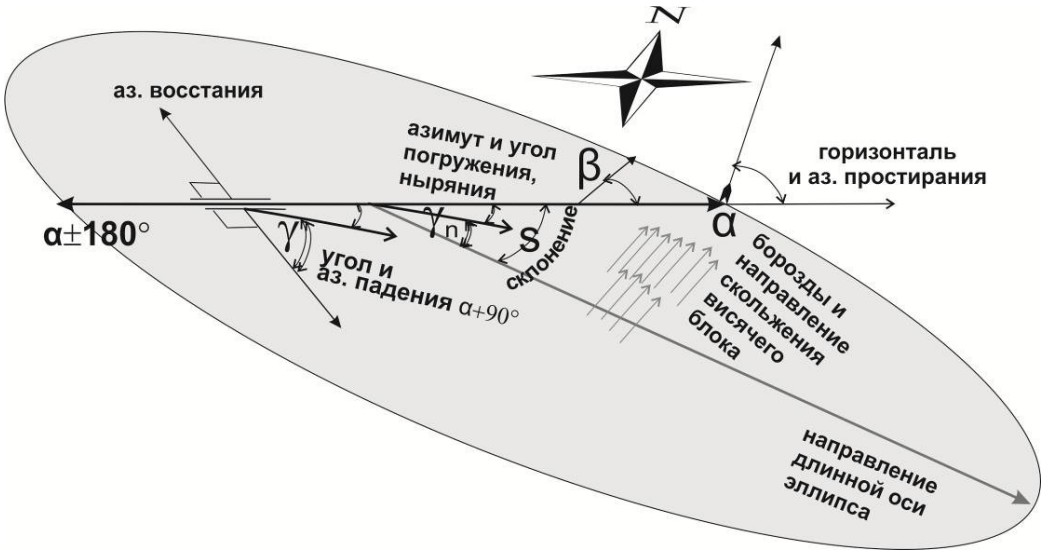


Рис. 14. Основные элементы залегания трещины, пояснения в тексте

Fig. 14. Basic elements of fracture occurrence, see explanations in the text

В наиболее общем случае горизонталь (см. рис. 14) находится в косом залегании по отношению к осям эллипса, в первом приближении задающего границы поверхности разрыва. С линией пересечения разрыва и горизонтали совпадают оба азимута простирания, из которых важно направление **α**, определяемое по правилу правой руки (если смотреть в этом направлении, то падение плоскости сместителя будет направо). Второй азимут простирания будет равен **α±180º**, азимут падения **α+90º** и азимут восстания **α-90º**. Если документируются однородные и одноактные борозды скольжения, то они всегда параллельны малой оси эллипса ***l-l*** (см. рис. 2, *а)*. Угол **β,** показывающий направление смещения висячего бока/крыла, отсчитывается в плоскости нарушения от направления **α** по правилу: если вектор **β** направлен в нижнюю полусферу и получен вращением от **α** по часовой стрелке, то углу присваиваются отрицательные значения, если же **β** направлен в верхнюю полусферу, как показано на рисунке 14, и получен вращением от **α** против часовой стрелки, то положительные. Соответственно размах значений угла **β** составляет 0±180º. Направление вдоль длинной оси эллипса ***L-L*** в сторону падения разрыва соответствует склонению **S**, которое отсчитывается от ближайшего азимута простирания (в примере на рис. 14 это **α**) в направлении падения и варьирует в пределах от 0º до 90º. При значениях 0º и 90º оно теряет смысл, так как линия склонения совпадает с азимутом простирания или падения. Склонение имеет положительный знак и равно величине дополнения угла **β** до 90º в соответствующей четверти, т.е. 180º-$|\boldsymbol{\beta}|$ при $|\boldsymbol{\beta}|$ > 90º или 90º-$|\boldsymbol{\beta}|$ при $|\boldsymbol{\beta}|$ < 90º. Проекция погружения длинной оси ***L-L*** на горизонталь называется азимутом ныряния/погружения, он отсчитывается от **α** по часовой стрелке от 0 до 180º. При значении азимута ныряния 90º он совпадает с азимутом падения, а при 0º или 180º — с азимутом простирания.

Элементы залегания находятся друг с другом в закономерных соотношениях, выводимых из семантики определений или тригонометрическими построениями/вычислениями:

$$\text{аз. пад} = \boldsymbol{\alpha} + 90^{\circ}; \quad (1)$$

$$\text{аз. восстания} = \boldsymbol{\alpha} - 90^{\circ}; \quad (2)$$

$$\mathbf{s} = 90^{\circ} - |\boldsymbol{\beta}| \text{ при } |\boldsymbol{\beta}| < 90^{\circ} \text{ и } 180^{\circ} - |\boldsymbol{\beta}| \text{ при } |\boldsymbol{\beta}| > 90^{\circ}; \quad (3)$$

$$\sin \boldsymbol{\gamma}_n = |\cos \boldsymbol{\beta}| \times \sin \boldsymbol{\gamma}; \quad (4)$$

$$\sin \boldsymbol{\gamma}_b = |\sin \boldsymbol{\beta}| \times \sin \boldsymbol{\gamma}, \quad (5)$$

где **α** — измеренный по правилу правой руки азимут простирания; **β** — измеренный угол перемещения висячего крыла на поверхности трещины (совпадает с соответствующим углом пересечения оси **l-l** эллипса с линией горизонта в плоскости трещины); **S** — склонение; **γ** — измеренный угол падения; $\boldsymbol{\gamma}_n$ — угол погружения/ныряния; $\boldsymbol{\gamma}_b$ —угол погружения/восстания борозд скольжения. Эти соотношения полезны для проверки выполненных замеров и для вычисления отсутствующих.

Очень важную группу информативных признаков образуют индикаторы кинематики относительных смещений. В первую очередь, к ним относятся зеркала с бороздами/гребнями скольжения и прямые геологические соотношения с изменением положения маркеров. Дополнительно

выделяются закономерно ориентированные ступени и уступы отрыва, раковистый излом с параллельно или сноповидно шестоватыми полосами отрыва, выемки, ложбинки и желобки вдавливания («рифли») на трещинах транспрессии, плюмаж-структуры (оперяющие), ориентированные игольчатые, шестоватые и линзовидно-слоистые агрегаты новообразованных минералов, штрихи, царапины, рубцы и др. (рис. 15). Ряд вышеописанных элементов строения трещин и их взаимоотношений в системе и в последовательных рядах также может быть отнесён в эту категорию. Нередко в результате наложения нескольких стадий тектогенеза на поверхности разрыва образуются размытые коллениарные, но разнонаправленные индикаторы (допускающие противоположные интерпретации), свидетельствующие о предпочтительном характере развития инвертированных движений (взброс сменяется сбросом, левый сдвиг правым и т.п.). В этом случае восстановление последовательности смещений затруднительно.

Как правило, отдельные индикаторы и их комплексы позволяют определить относительный характер смещения крыльев и гораздо реже — абсолютный (точное смещение каждого из блоков). Кроме того, существует множество методик восстановления параметров палео стресса, включая положение главных осей в пространстве, построенных на статистической обработке замеров индикаторов. Этого достаточно для большого перечня задач тектонофизики, но для горного дела и геологии, особенно рудной, часто необходимы точные абсолютные данные. В этом случае требуется выполнение комплексного анализа всех имеющихся геологических и геомеханических материалов, в том числе по тектонике, истории развития региона и его глубинном строении, а также заверки исследований применением различных методов реконструкций. При этом общая реконструкция принимается за качественную и достоверную, если нет противоречий между результатами, полученными по различным основным, хорошо зарекомендовавшим инструментальным и аналитическим методам.

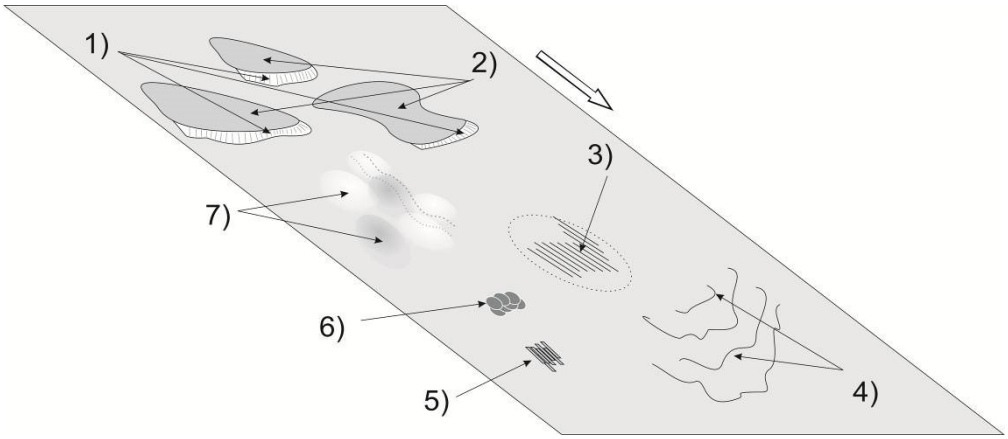


Рис. 15. Основные виды индикаторов относительной кинематики на поверхности сместителя:
1 — ориентированные уступчики («срывы»); *2* — свежесколотые «целики» с пологим наклоном в обратную строну от направления относительного смещения отсутствующего (висячего в рассматриваемом примере) блока; *3* — зеркала и борозды/гребни/штрихи скольжения; *4* — ступенчатые следы/границы последовательного прорастания трещины; *5* — синкинематические игольчатые/шестоватые кристаллы; *6* — син- и посткинемактические слоистые минералы с закономерным перекрытием; *7* — структуры вдавливания и сглаживания (обстановка транспрессии): волнистые ложбинки и покатые выступы с ассиметричным профилем, пологая часть направлена в сторону смещения висячего крыла

Fig. 15. Main types of indicators of relative kinematics on a plane of fault displacement:
1 — oriented small benches (surface displacements); *2* — freshly split pillars gently dipping in the reverse direction from a relative displacement of the missing block (hanging block in the current example) block; *3* — glide planes and furrows/ridges/striae; *4* — stepped array/front of a successively intergrown fault; *5* — synkinematic needle-shaped/ columnar crystals; *6* — syn- and postkinematic layered minerals with a regular overlap; *7* — pressing-in and flattening structures (transpression setting): wavy cleavages and gentle protrusions with an asymmetric profile, the gently dipping part is oriented on the displacement of the hanging wall

Направления относительных смещений крыльев нарушения лежат в основе одной из самых важных классификаций разрывных нарушений и назначают собственные названия дизъюнктивам (рис. 16). При этом по умолчанию установлены следующие правила определения: 1) оператор/

наблюдатель встает лицом к сместителю и идентифицирует тип изучаемого крыла нарушения (висячее, лежачее, вертикальное залегание сместителя); 2) название нарушения при относительном смещении вверх-вниз (в направлении оси **Z-Z** или в плоскости сместителя) от начальной точки О присваивается согласно направлению движения **висячего** крыла (см. *1–2* на рис. 16), а при вертикальном залегании используется название врез (вертикальный сброс); 3) название нарушения при относительном смещении вправо-влево по простиранию (по оси **X-X**) присваиваются по направлению движения дальнего от оператора крыла (на рис. 16 — лежачего крыла, см. *3–4* на рис. 16); 4) схождение/расхождение крыльев перпендикулярно плоскости сместителя или в направлении оси Y-Y (см. *5–5* расхождение и *6–6* схождение на рис. 16) определяется по характеру движения любого из крыльев; 5) названия промежуточных направлений смещения в плоскости сместителя формируются композиционно с присвоением основного значения по правилам русского языка последнему определению (например, левый взбросо-сдвиг означает относительное смещение лежачего крыла влево и вниз, а висячего — вправо и вверх, при этом направление смещения лежит под углом менее 45º к горизонту, т.е. к оси **X-X**); 6) дополнительная компонента схождения/расхождения крыльев в направлении оси **Y-Y** к сдвиговым смещениям в плоскости сместителя именуется по направлению движения любого из крыльев, при этом раздвиг/расхождение называется транстенсия, схождение/сжатие — транспрессия (например, правый сдвиго-сброс в условиях транстенсии означает относительное смещение лежачего крыла вверх и вправо, а висячего вниз и влево по направлению более 45º к горизонту с раздвигом крыльев). Кинематическая классификация может быть гораздо более дробная за счет разбиения координатных четвертей не на две области, а на три, четыре и реже более. В дополнение к этому крайние члены, близкие к координатным осям, имеют собственные наименования, например: при пологом залегании сместителя (15º–30º) взброс (2) называется надвигом, при субгоризонтальном залегании (±10º–15º) — покровом или шарьяжем [Ребецкий и др., 2017].

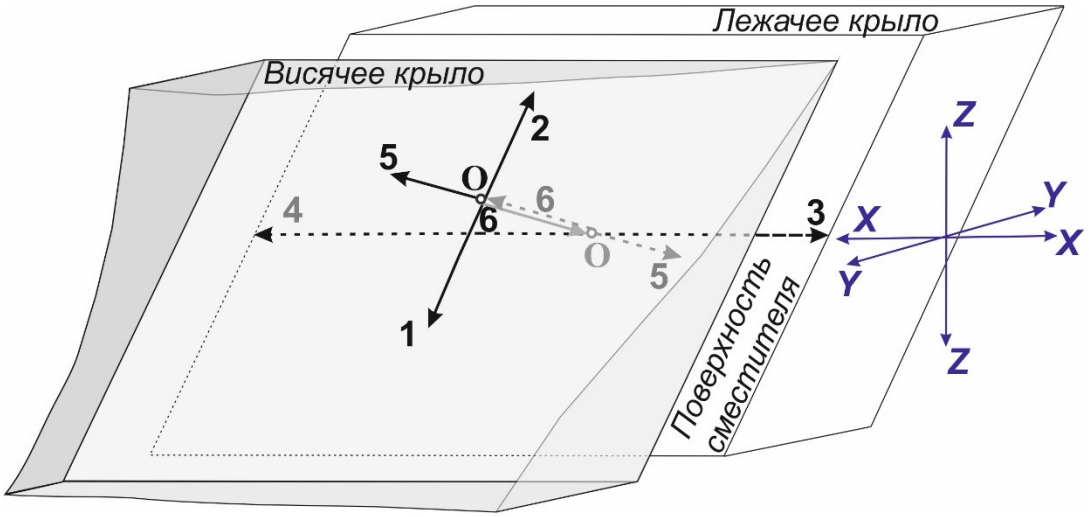


Рис. 16. Принципиальная схема классификации дизъюнктивов по кинематике смещения. **O-O** проекции единой исходной точки на поверхностях висячего и лежачего крыла. **X-X, Y-Y, Z-Z** — оси декартовой системы координат, где ось **X-X** лежат в плоскости сместителя и совпадает с простиранием нарушения. *1–6* — направления относительного смещения висячего (сплошная линия) или лежачего (пунктирная линия) крыла относительно исходной точки **O**: *1* — сброс, нормальный сброс, *2* — взброс, *3* — правый сдвиг, *4* — левый сдвиг, *5* — отрыв, раздвиг (кинематический тип рисунка), *6* — содвиг. По промежуточным направлениям смещения см. пояснения в тексте

Fig. 16. Flow diagram of fault classes according to kinematics of displacement. **O-O** projections of a single original point on surfaces of hanging and lying walls. **X-X, Y-Y, Z-Z** — axes of Cartesian coordinate system, where axes **X-X** occur in the plane of fault displacement, while axis X-X is along the fault strike. *1–6* — directions of relative displacement of the hanging wall (solid line) or lying wall (dotted line) regarding reference point **O:** *1* — fault, normal fault, *2* — reverse fault, *3* — right shift, *4* — left shift, *5* — gash, tension fault (kinematic type of pattern), *6* — shift. See explanations of intermediate directions of displacement in the text

Другой тип широко распространённых классификаций строится на масштабном признаке. Существует огромное множество подобных ранжирований и обоснований масштабных ступеней [Белоусов, 1986; Газиев, 1977; Гарбер и др., 1979; Рац, 1968, 1973; Рац, Чернышев, 1970; Ребецкий

и др., 2017; Семинский и др., 2005; СНиП 2.02.02-85, Чернышев, 1985 и др.]. Некоторые из них перекликаются по количеству классов и их границ, другие — принципиально отличаются, но в отечественной практике существует классификация, которая выступает в ранге нормативного документа. Это табл. 5 из Приложения 1 к СНиП 2.02.02-85 «Основания гидротехнических сооружений», которая приводится в табл. 1 в настоящей работе. Приведенные в ней масштабная иерархия и зависимость сейсмогенности, а также мощности зоны дробления/ширины трещин от их протяженности достаточно дискуссионные, однако в прикладной деятельности она имеет статус стандарта, поэтому все авторские построения приходится выполнять в сопоставлении с выделенными в ней таксонами.

На практике удобнее выстраивать иерархию соподчиненности, а не масштабности. Так, для большинства отдельных геологических тел и структур максимальный размер разломов не превышает IV–III порядков по табл. 1, но при этом нередко в рамках структур IV порядка выделяются до 3–4 последовательно подчинённых рангов. Восстановление рангов соподчиненности помогает общей реконструкции кинематики относительных и абсолютных смещений, а также в составлении «матрицы элементов» и ее сопоставлении с эталонными парагенезисами тектонических структур.

Таблица 1
Table 1

Классификация по характеру нарушения по [СНиП 2.02.02-85]

Classification according to the type of faulting, after [SNiP 2.02.02-85]

Характер нарушения сплошности массива	Мощность зоны дробления разломов или ширина трещин	Протяженность нарушения
Разломы I порядка — глубинные, сейсмогенные	Сотни и тысячи метров	Сотни и тысячи километров
Разломы II порядка — глубинные, несейсмогенные и частично сейсмогенные	Десятки и сотни метров	Десятки и сотни километров
Разломы III порядка	Метры и десятки метров	Километры и десятки километров
Разломы IV порядка	Десятки и сотни сантиметров	Сотни и тысячи метров
Крупные трещины V порядка	Свыше 20 мм	Свыше 10 м
Средние трещины VI порядка	10–20 мм	1–10 м
Мелкие трещины VII порядка	2–10 мм	0,1–1 м
Тонкие трещины. VIII порядка	Менее 2 мм	Менее 0,1 мм

Из других многочисленных классификаций следует отметить широко распространенные западные системы рейтинговых оценок массивов пород, имеющие высокое прикладное значение в горном деле: система З.Т. Бенявски **Rock Mass Rating — RMR** [Bieniawski, 1973, 1976, 1979, 1989; Read & Stacey, 2009]; схемы Д.Х. Лобшера **In-situ Rock Mass Rating — IRMR** и **Mining Rock Mass Rating — MRMR** [Jakubec & Laubscher, 2000; Laubscher& Jakubec, 2001; Laubscher, 1977, 1990; Read & Stacey, 2009]; индекс геологической прочности Э. Хука — Э.Т. Брауна **Geological Strength Index GSI** [Hoek et al, 1995, 2000, 2019; Hoek, 2007; Read & Stacey, 2009]. Далее наименования систем оценок и индексов приводятся только по фамилиям авторов. Эти системы классифицируют и индексируют в числе прочих ряд параметров трещиноватости, которые вносят весомый вклад и ощутимо влияют на итоговую оценку устойчивости или прочности пород в массиве. Рейтинговая система Бенявски оценивает следующие параметры трещиноватости: показатель нарушенности пород (**rock quality designation — RQD**)[Deere & Deere, 1988], который соответствует процентному выходу керна в кусках длиной ≥ 100 мм (отношение суммы длин таких кусков к общей длине керна); расстояние между трещинами (по линии наблюдения); обобщённый показатель состояния трещин в крайних категориях «непрерывные открытые структуры с глинкой трения 5 мм "…" прерывистые структуры с невыветрелыми породами, залеченными или очень шероховатыми поверхностями», учитывающий величину раскрытия стенок, качество поверхностей (в ряду гладкие ÷ грубо шероховатые); а также благоприятность или опасность положения трещины относительно выработки.

Система Лобшера существенно детализирует критерии RMR и оценивает массив пород последовательно в два этапа: сначала техногенно нетронутый по схеме IRMR, а затем в ходе разработки месторождений по схеме MRMR, при этом вводит поправочные коэффициенты к RMR, учитывающие следующие показатели трещиноватости: количество основных систем открытых трещин; наличие второстепенных систем трещин; удельное количество жил / сцементированных трещин и твердость / прочность заполнителя; качество поверхности, состояние трещин системы (joint conditions — **JC**) с оценкой грубых/крупномасштабных и мелких/мелкомасштабных неровностей, степени выветривания и изменения минерального выполнения и пород крыльев; наличие глинки трения и ее мощность в сравнении с размером неровностей; взаимную ориентацию действующих напряжений в окрестностях выработки, элементов выработки и трещин системы; количество трещин, формирующих природную отдельность/блок, и их отклонение от вертикали; эффект масштаба при переходе измеренных показателей в образце / локальном месте к блоку пород / участку выработки. Геологический индекс прочности **GSI** Хука — Брауна классифицирует массивы пород в зависимости от блочного строения (формы, размера, структуры и взаимного расположения блоков / природных отдельностей) и качества поверхности трещин. Эта система предпочтительна своей универсальностью, когда только по полевым наблюдениям удаётся ранжировать потенциал устойчивости массива пород к разрушению, а с незначительным количеством дополнительных вводных данных можно, используя обобщённый критерий разрушения массивов пород Хука — Брауна, в первом приближении определить параметры критических напряжений для блока/участка с конкретными условиями структурной нарушенности [Hoek & Brown, 2019; Read & Stacey, 2009]. Во всех рассмотренных системах и особенно в IRMR, MRMR и GSI большое внимание уделяется показателям качества поверхности, которые оцениваются по системе Н. Бартона и коэффициенту неровности поверхностей (**joint roughness coefficient — JRC**) [Barton, 1982, 1987, 1988] (табл. 2, рис. 17).

Таблица 2
Table 2

Классификация мелкомасштабных неровностей поверхностей трещин, индекс Jr по [Barton, 1987]
Classification of small-scale uneven fragments on a crack surface, index Jr after [Barton, 1987]

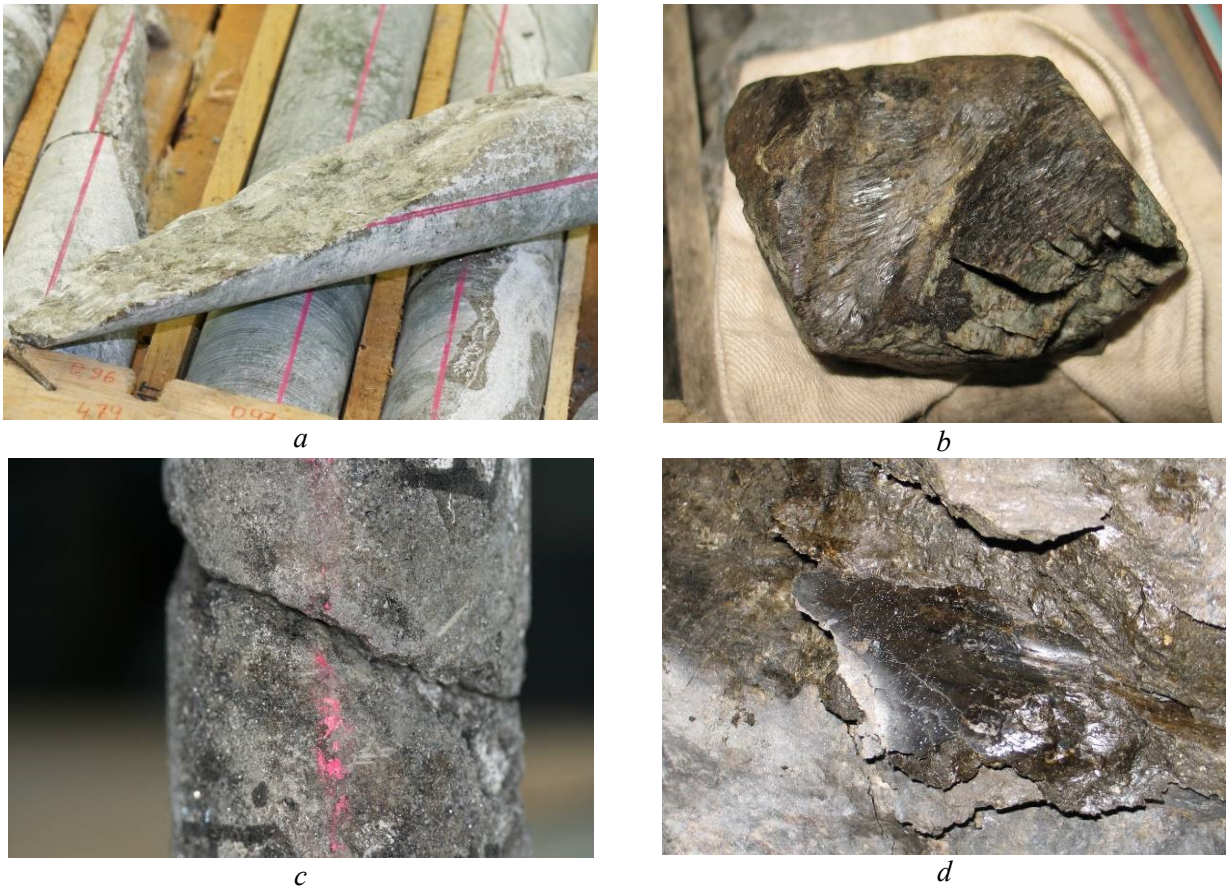
Описание	Образец поперечного профиля	J_r	JRC 200 mm	JRC 1 m
	Ступенчатый/угловатый тип			
Грубо шероховатый		4	20	11
Сглаженные неровности		3	14	9
Зеркала скольжения		2	11	8
	Волнистый тип			
Грубо шероховатый		3	14	9
Сглаженные неровности		2	11	8
Зеркала скольжения		1,5	7	6
	Плоский тип			
Грубо шероховатый		1,5	2,5	2,3
Сглаженные неровности		1,0	1,5	0,9
Зеркала скольжения		0,5	0,5	0,4

Примечание. **J_r** — индекс шероховатости по Бартону [Barton, 1987], JRC 200 mm — коэффициент шероховатости поверхности трещин, нормированный (эквивалентный, подобный эталону) на отрезок 200 мм длиной; JRC 1 m — то же с нормированием на 1 м.

Where **J_r** — joint roughness coefficient, according to Barton [Barton, 1987], JRC 200 mm — joint roughness coefficient of a crack surface, normalized (equivalent to the standard) on a section 200 mm in length; JRC 1 m — same, normalized on 1 m.

Коэффициент JRC пропорционален углу шероховатости, который увеличивает базовый/исходный угол трения до пикового/максимального и уменьшается по мере снижения шероховатости в результате срезания неровностей в ходе тектонических и/или техногенных воздействий. Он используется для оценки мелкомасштабных неровностей поверхностей с длиной волны, как правило, менее 0,5 м (не более 1 м). Присвоение значения рейтинга происходит по результатам сопоставления профиля изучаемой трещины с эталоном из табл. 2 или по максимальной амплитуде неровностей с использованием номограммы, предложенной автором метода [Barton, 1982].

В целом системы рейтинговых оценок за период 1960–2010 гг. были детально проработаны, стали мощным и гибким оперативным инструментом. Большинство использующихся в них параметров и констант хорошо увязаны между собой эмпирическими зависимостями и номограммами, с которыми можно ознакомиться в многочисленных авторских публикациях и обобщающих справочниках по геомеханике и проектированию горных работ [Barton, 1982, 1987, 1988; Bieniawski, 1973, 1976, 1979, 1989; Deere & Deere, 1988; Hoek et al, 1995, 2000, 2019; Hoek, 2007; Jakubec & Laubscher, 2000; Laubscher& Jakubec, 2001; Laubscher, 1977, 1990; Read & Stacey, 2009 и др.]. Весьма ценным является сопоставление рейтингов с многолетним опытом эксплуатации целого ряда рудников. Дальнейшее совершенствование этой системы оценок возможно за счет ввода поправочных коэффициентов, учитывающих геометрию (ориентацию) и соотношение длин осей нарушений, долю ненарушенной сплошности на поверхностях, а также времени, необходимого на частичное и полное разрушение останцов и перемычек.



a *b* *c* *d*

Рис. 17. Примеры различных поверхностей трещин и разрывных нарушений с различными типами мелкомасштабных неровностей:
a — грубо шероховатая трещина волнистого типа; *b* — зеркала скольжения ступенчатого типа; *c* — грубо шероховатая трещина плоского типа; *d* — зеркало скольжения волнистого типа

Fig. 17. Examples of various surfaces of cracks and faulting with different types of small-scale uneven fragments:
a — coarsely rough wavy crack; *b* — stepped glide plane; *c* — coarsely rough flat crack; d – wavy glide plane

Весь комплекс рассмотренных параметров трещиноватости в первую очередь характеризует отдельные трещины и реже — соотношения между индивидами из одной системы. В то же время не менее информативными являются закономерные пространственные взаимоотношения групп

различно ориентированных, но генетически связанных трещин, дающих в совокупности узнаваемую матрицу/трафарет структур той или иной тектонической обстановки или тектонофизических условий образования. Наиболее известным примером является комплекс сколов Риделя [Riedel, 1929] для сдвиговых зон, который в современной интерпретации представляет собой увязанную группу закономерно ориентированных трещин сдвига и отрыва, а также других индикаторов (рис. 18) [Coe Angela, 2010]. Более простым примером из тектонофизики служат сопряжённые сколы Е.М. Андерсона — М.В. Гзовского [Anderson, 1905; Гзовский, 1954, 1975], позволяющие восстановить положение главных осей в локальном однородно нагруженном объеме. Принцип выделения эталонных, устойчивых трафаретов / матриц с совокупностью закономерно ориентированных трещин/нарушений лег в основу парагенетического метода Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1987] и метода тройственного парагенезиса трещин К.Ж. Семинского [Семинский и др., 2003]. Применение эталонных парагенезисов позволяет реконструировать в первую очередь главные оси палео стресса на момент образования соответствующего комплекса элементов разрывной тектоники как в локальном, так и в региональном масштабе, а также восстановить размер/масштаб, положение и кинематику всей тектонической структуры в целом по ряду частных наблюдений.

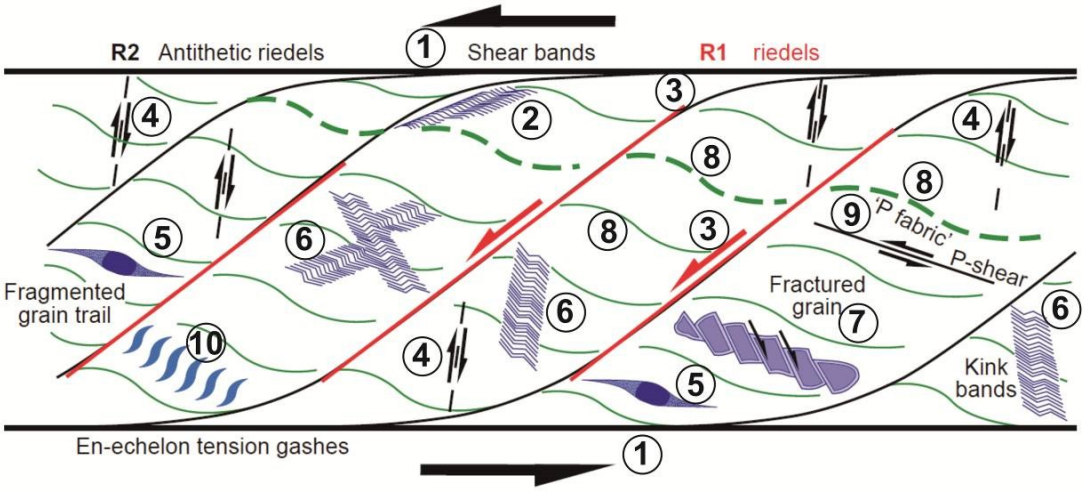


Рис. 18. Сводная схема строения сдвиговой зоны с возможными индикаторами, по [Coe Angela, 2010]. Показано положение возможных индикаторов относительно поверхностей:
1 — сместителей главного сдвигового нарушения. Индикаторы: *2* — полосы сдвига (в кристаллической решетке минералов или в сланцеватости); *3* — сколы Риделя R1/R (синтетические — смещения сонаправлены по отношению к смещению по 1); *4* — сколы Риделя R2/R' (антитетические – смещения в противоположную сторону относительно смещения по 1); *5* — фрагментированные зерна с теневыми структурами вращения; *6* — полосы перегиба/излома (в кристаллической решетке минералов или в сланцеватости); *7* — разбитые со смещением зерна / отдельности; *8* — структура деформирования пород; *9* — обратные косые сколы (Р-тип); *10* — эшелонированные трещины отрыва/растяжения

Fig. 18. Consolidated scheme of strike-slip faulting with possible indicators, after [Coe Angela, 2010]. Shown is the location of possible indicators regarding surfaces:
1 — planes of fault displacement of the main shear fracture. Indicators: *2* — lines of strike-slip fault (in crystalline lattices of minerals or in schistosity); *3* — Riedel shears R1/R (synthetic — displacements are codirected with the displacement 1); *4* — Riedel shears R2/R' (antithelic — reverse displacements regarding displacement 1); *5* — fragment grains with shadow rotation structures; *6* — flexure bands/fractures (in crystalline lattices of minerals or in schistosity); *7* — broken with shifted grain / jointing; *8* — structure of rock deformation; *9* — reverse slanting shears (P-type); *10* — en échelon tension / extension faults

Для дальнейшего изложения материала необходим новый термин, характеризующий общность и соотношения совокупности систем трещиноватости. По аналогии с эталонными структурами, состоящими из популяций различно ориентированных разрывов с закономерными пространственными и азимутальными соотношениями, для таких групп вводится определение парагенезиса систем трещиноватости.

Парагенезис (парагенез) систем трещиноватости **—** совокупность генетически связанных систем трещиноватости, закономерно расположенных друг по отношению к другу и согласованно изменяющих пространственные и азимутальные характеристики в геологическом теле/структуре.

Эта формулировка подразумевает:

- образование нескольких систем в рамках одного тектонического этапа;
- закономерную связь пространственных (распределение, частота, линейные и морфологические параметры) и азимутальных характеристик трещин и систем одного парагенезиса;
- возможность нахождения в массиве пород нескольких парагенезисов систем трещиноватости, отличающихся пространственными и морфологическими показателями, условиями и временем образования;
- возможность пространственного совмещения систем трещиноватости нескольких тектонических этапов с одинаковыми или различными параметрами стресса;
- возможность расхождения (несовпадения) матриц трещиноватости (полюсов плотности на стереограммах и диаграммах, сеток трещиноватости и т.п.) при переходе от локального масштаба ко всему геологическому телу;
- возможность дивергенции азимутальных параметров элементов одной системы (разброс в разные полюса плотности на стереограмме обработки массовых замеров) и, наоборот, — конвергенции у разных систем (совмещение в один полюс плотности).

Следствием предложенного смыслового наполнения становится необходимость отхода от практики точечных замеров плоскостных элементов и переход к методике непрерывного их прослеживания и увязки как по простиранию, так и по падению. Это на порядок более сложный и трудозатратный подход, но он позволяет избегать «замыливания» полезной информации в общем шуме. Концепция парагенезисов систем трещиноватости предполагает построение модельной структуры трещиноватости в целом, в масштабе всего объекта.

Парагенезисы систем трещиноватости интрузивных и метаморфогенных кристаллических пород имеют универсальный характер, они одни и те же для геологических тел и структур различного масштаба, состава и морфологии, но различаются по количеству, интенсивности проявления и азимутальным соотношениям внутри и между парагенезисами. Выделяются три основных парагенезиса систем трещиноватости (от древних к молодым) [Жиров и др., 2014c; Жиров и др., 2016a; Козырев и др., 2019]:

- прототектонический;
- наложенной тектоники;
- разгрузки и выветривания.

Техногенная (наведенная взрывными работами) трещиноватость не принимается в расчет, так как её интенсивность и изменчивость определяется и контролируется через параметры буровзрывных и очистных работ, а также в меньшей степени — через геометрию горных работ. При этом результатом взрыва является раскрытие и прорастание преимущественно уже имеющихся трещин, жил, контактов, плоскостей неоднородности и др. Новообразованные (в момент взрыва) трещины, как правило, формируются в ближней зоне законтурного массива пород — до 8–10 м от взрываемого блока и не несут системный характер по своим азимутальным и морфологическим параметрам.

Каждый из выделенных парагенезисов характеризуется различными факторами контроля, многочисленными параметрами систем в целом и отдельных составных элементов/трещин, их изменчивостью латерально и на глубину, что в совокупности и позволяет их идентифицировать и дифференцировать. Эти закономерности изучены на многих типах интрузивных тел, однако наиболее детальная и высококачественная база данных и наглядные результаты имеются по массивам центрального типа (Ковдорский, Хибинский и др. интрузивы), при этом наиболее удобным для рассмотрения является Ковдорское месторождение магнетитовых и апатитовых руд (**КММАР**) [Жиров и др., 2014c; Жиров и др., 2016a,b]. Под массивами центрального (кольцевого) типа подразумеваются геологические тела осесимметричного и полифазного строения, квазикольцевой структуры в плане и конической или веретенообразной в разрезе.

Наиболее представительным и системным (закономерным) является **прототектонический парагенезис систем трещиноватости**, который по отношению к геологическому телу/структуре характеризуется как «внутриформационный», т.е. контролируемый размером и морфологией массива, а также положением относительно элементов его симметрии или строения. Эта трещиноватость образована за счет поздних эндогенных процессов и соответствующих механизмов (поздние магматические фазы, сопровождаемые «гидроразрывом», дроблением и разнообразными смещениями, гидротермальная активность, контрастные изменения температурного режима, контракция и проч.). Она сформирована не одноактно, но в достаточно узкий по геологическим меркам интервал времени

(сотни тысяч — первые миллионы лет), представлена большим разнообразием трещин отрыва, скола, транспресии и транстенсии (с существенным преобладанием последней группы), имеет общие системные черты и закономерные соотношения между отдельными разрывами и их системами. Для массивов центрального типа принципиальной закономерностью является осесимметричное строение, т.е. изменение азимутальных характеристик большинства систем трещиноватости посредством поворота всех элементов разрывной тектоники относительно виртуальной вертикальной оси, проведенной через геометрический центр массива [Жиров, 2012].

В общем виде прототектонический парагенезис включает следующие системы/подсистемы [Жиров и др., 2014с; Козырев и др., 2019].

Система R — продольных (радиальных) трещин с углами падения 65–90º. Образует от 1-й до 3-х подсистем (красный пунктир на стереограмме), проявленных в различных комбинациях (рис. 19). Наиболее распространенная и информативная система выдержана по всей площади массивов. Образует протяжённые трещины и дизъюнктивы со смещением чистого сдвига и реже — сдвига с незначительной взбросовой составляющей. Морфология слабоволнистая, протяжённость от 10–20 м до нескольких сот метров (за счет прорастания смежных). Максимальная длина первичных трещин оценивается в 90–120 м. Прерывисто (пунктирно) прослеживается на значительные расстояния как по простиранию, так и по падению. К этой системе часто приурочены дайки и гидротермальные жилы. На КММАР практически все трещины этой системы залечены карбонатным материалом и часто вдоль них устанавливается зональная метасоматическая проработка.

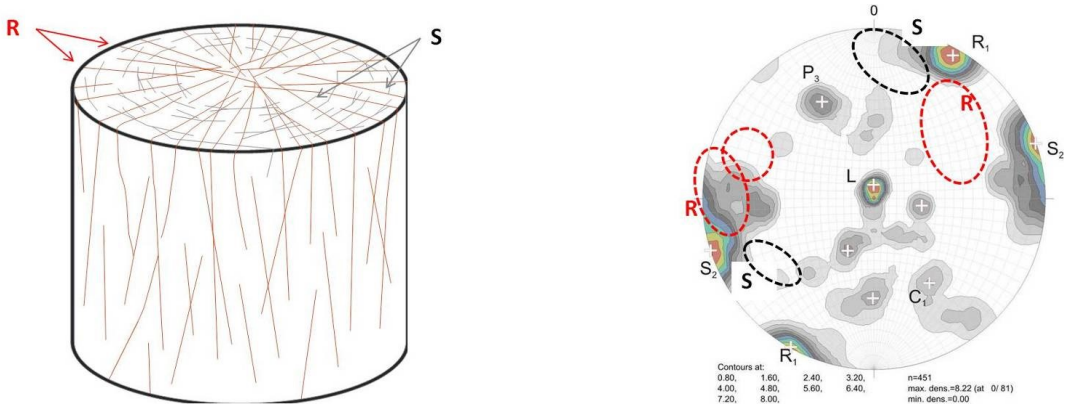


Рис. 19. Схема соотношения **R** — продольной (радиальной) — красный цвет и S — поперечной (концентрической) — черный цвет систем. Слева — схематический цилиндрический срез массива центрального типа, справа — стереограмма обработки массовых замеров на ЮВ участке рудника Железный (Ковдорский массив), нижняя полусфера

Fig. 19. Ratio scheme of **R** — longitudinal (radial) system (colored red) and S — transversal (concentric) system (colored black). Left — schematic cylindrical section of the central type massif, stereogram of processed measurements at the south-eastern section of the Zhelezny mine (Kovdor massif), bottom semi-sphere

Система S — поперечных (концентрических) трещин с углами падения 70–90º. Образует 1–2 подсистемы — полюса плотности (черный пунктир на стереограмме), выдержанные на всей площади массивов (см. рис. 19). Трещины представлены ровными или слабо волнистыми плоскостями, как правило, без следов смещений. Поверхность сильно волнистая с заметной изменчивостью азимутальных параметров по простиранию. Так же, как и система R, залечена жильной гидротермальной минерализацией. Протяженность отдельных элементов, как правило, не превышает 80–100 м, в среднем составляя 50–70 м.

Система C — конических трещин центриклинального залегания, падающих к центру массива под углами 25–60º (рис. 20). Как правило, такие трещины образуют 1, реже 2 подсистемы (красный пунктир на стереограмме). Представлены протяженными волнистыми плоскостями, простирающимися прерывисто (пунктирно) на значительные расстояния (сотни метров). Длина первичных трещин варьирует в пределах от 10–12 м до 100–150 м, а реактивированные нарушения за счет прорастания прослеживаются не менее чем на 500–700 м. Морфология и азимутальные параметры этих элементов самые изменчивые из всех рассматриваемых систем. Трещины имеют сильно волнистую поверхность 1-го ранга, часто происходит расщепление по типу структуры «конского хвоста». По ним развиваются интенсивные проявления постмагматических процессов (гидротермальная жильная минерализация,

метасоматоз, окисление/гипергенез и др.). Часто элементы этой системы реактивированы (в результате «наложенной тектоники»), образуя дизъюнктивы с кинематикой относительных смещений по типам взброс/сброс с многократной инверсией.

Система P — конических трещин периклинального залегания, падающих от центра массива под углами 10–45º (см. рис. 20). Как правило, элементы этой системы образуют 1, реже 2 подсистемы с полюсами средней-низкой плотности на стереограмме. Трещины представлены сильно волнистыми плоскостями с большой вариацией морфологических и азимутальных параметров. Протяженность элементов – до первых сотен метров. Развитие дизъюнктивов для этой системы не характерно.

Системы/подсистемы диагонального залегания D проявлены в резко подчиненном количестве (рис. 21). Их простирание чаще всего близко к радиальным элементам, а углы падения варьируются в пределах 30–55º. Протяженность — от десятков до первых сотен метров. Чаще всего образуют тела выполнения (дайки, жилы) сложной морфологии с грубой волнистостью, изгибами и флексурами.

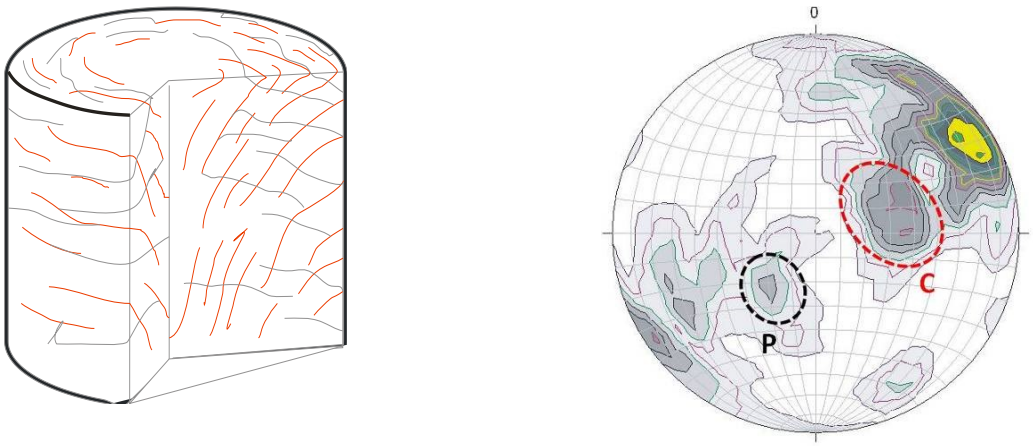


Рис. 20. Схема соотношения систем C — конической центриклинального залегания (красный цвет) и P — конической периклинального залегания (черный цвет). Слева — схематический срез массива центрального типа, справа — стереограмма обработки массовых замеров на СВ участке рудника Железный (Ковдорский массив), нижняя полусфера

Fig. 20. Ratio scheme of a cone-like system C with a centriclinal mode of occurrence (red color), and a cone-like system P with a periclinal mode of occurrence (black color). Left — schematic section of the central-type massif, right — stereogram of processed measurements at the north-eastern section of the Zhelezny mine (Kovdor massif), bottom semi-sphere

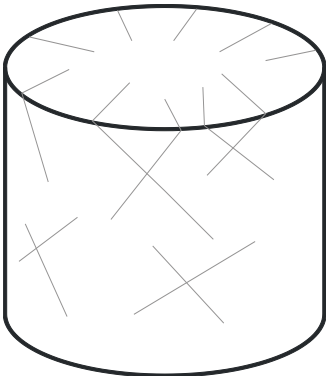


Рис. 21. Схема расположения в массиве центрального типа элементов диагонального залегания системы D

Fig. 21. Arrangement of system D elements with a diagonal mode of occurrence in the central-type massif

Система L — субгоризонтальные трещины и плитчатая отдельность (рис. 22). Образует до 2–3 пространственно совмещенных подсистем. Проявлена, главным образом, в близповерхностных условиях (верхние 50–200 м от поверхности во всех массивах центрального типа), где очень близка по условиям залегания субгоризонтальной плитчатой отдельности из парагенетической ассоциации «разгрузка и выветривание». Отличается от последней наличием «ненарушенной» гидротермальной минерализацией трещин. Характеризуется незначительной протяженностью и группировкой элементов в пакеты. Ниже определенной границы (от нескольких десятков до 150–200 м от поверхности) становится трудно различима от элементов системы **P**.

Все вышеперечисленные системы/подсистемы имеют различную интенсивность и изменчивость по латерали и на глубину, в результате чего образуется весьма сложная картина (рис. 22). Вблизи дневной поверхности количество трещин / структурных неоднородностей весьма велико (в первую очередь, за счёт роли парагенезиса «разгрузки и выветривания»), что приводит к полной или частичной дезинтеграции массива пород на обособленные отдельности, различной формы и размерности. С глубиной удельное количество трещин падает и начинает варьировать в незначительных пределах (максимум десятки процентов), т.е. становится относительно однородным. При этом необходимо

подчеркнуть, что с глубиной различные системы изменяются по-разному (рис. 23). Так, сравнительное сопоставление результатов обработки и анализа трещиноватости вмещающих пород по инженерно-геологическим секторам КММАР (рис. 24) для верхних (первые 150 м от поверхности) и глубоких (ниже 150 м от поверхности) показывает, что:

- на верхних горизонтах трещины малой протяженности имеют бóльшую представительность в общей выборке, на нижних горизонтах количество «малых» трещин существенно падает, поэтому в общей выборке их удельный вклад заметно уменьшается;
- в приповерхностной части наблюдается повышенное количество трещин с субгоризонтальной и пологонаклонной ориентировкой; вероятно, основной вклад в этот феномен вносят процессы приповерхностного физического и физико-химического выветривания;
- системы/подсистемы на верхних горизонтах выражены более отчетливо и создают контрастные полюса; при переходе на глубину они несколько размываются или пропадают, контрастность полюсов на стереограммах по отдельным системам/подсистемам заметно падает, что отражает увеличение размаха колебаний азимутальных характеристик (фактор изменчивой морфологии структурных элементов);
- при переходе к более глубоким горизонтам для различных систем диагонального (30–55º) и крутопадающего (55–85º) залегания отмечается возрастание угла падения в среднем на 3–5º и максимум на 8–12º.

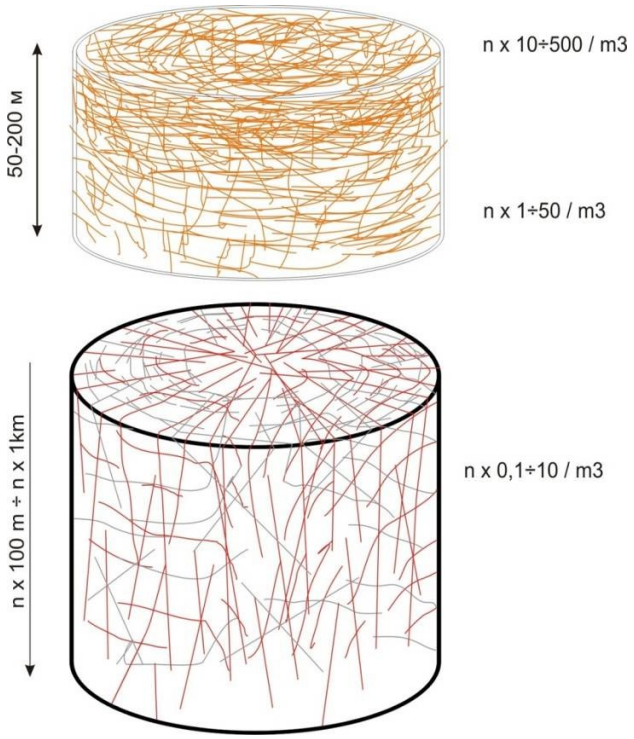


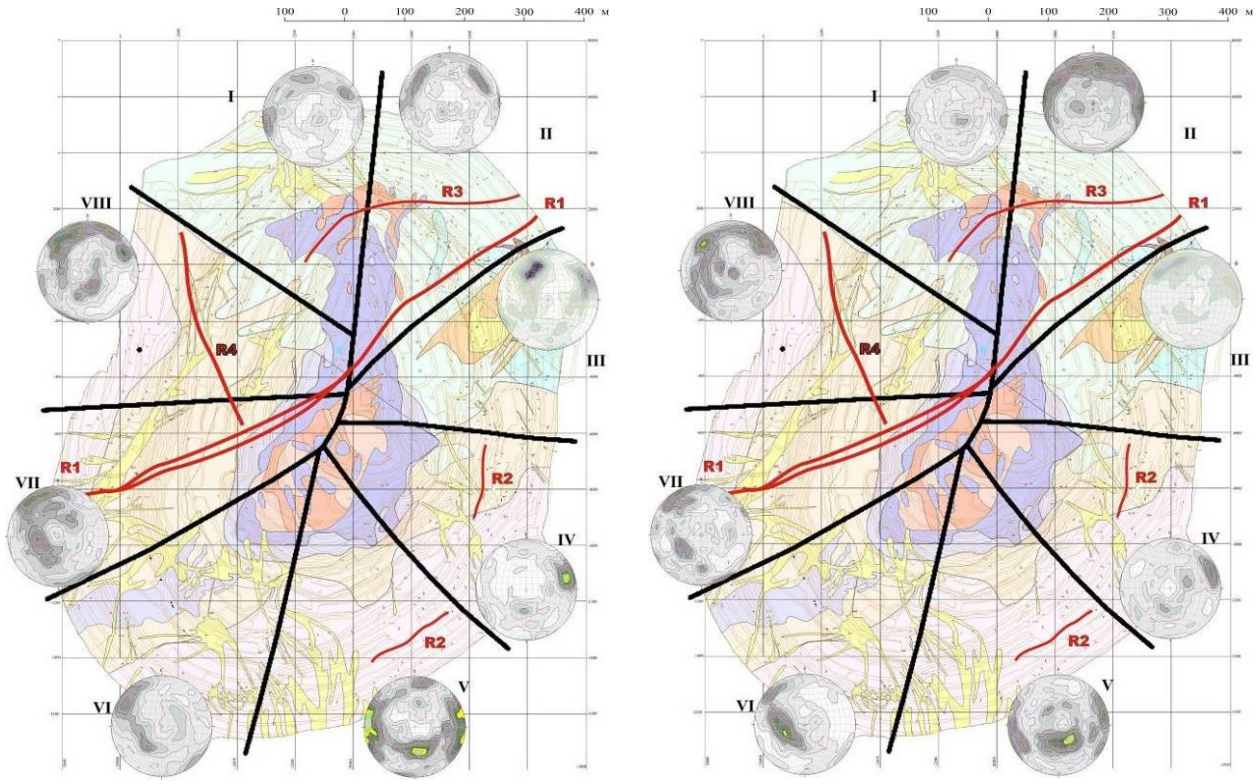
Рис. 22. Схема распространения структурных неоднородностей и закономерности изменения удельной трещиноватости в массивах центрального типа с глубиной. *n* — количество трещин

Fig. 22. Distribution scheme of structural heterogeneities and patterns of specific jointing alteration in central-type massifs with depth. *n* — number of cracks

В отношении латеральной изменчивости наблюдается следующая закономерность: интенсивность проявления структурных неоднородностей (удельная трещиноватость, количество систем/подсистем) резко падает по мере удаления от рудных тел и центров пострудной тектоно-магматической активизации.

В целом, как уже отмечалось выше, прототектонический парагенезис систем трещиноватости / структурных неоднородностей является наиболее прогнозируемым с точки зрения количества проявленных систем, их интенсивности и изменения параметров по латерали и на глубину. По представительности различных кинематических типов трещины рассматриваемой группы ранжируются следующим образом: — трещины отрыва с небольшой сдвиговой компонентой

(транстенсия) 85–90 %; — трещины отрыва без сдвиговой компоненты 10–13 %, трещины сдвига без нормальной компоненты 5–7 % и трещины сдавливания с небольшой сдвиговой компонентой (транспрессия) не более 1–2 %.



а *б*

Рис. 23. Изменение параметров трещиноватости прототектонического парагенезиса в массиве пород КММАР по секторам:
а — выше 150 м от поверхности; *б* — ниже 150 м от поверхности. Стереограммы также иллюстрируют осесимметричный принцип изменчивости азимутальных параметров основных систем

Fig. 23. Alteration of parameters of jointing with the prototectonic paragenesis in the rock massif of the Kovdor deposit of apatite and magnetite ores by sectors:
a — 150 m above the surface; *b* — 150 m below the surface. Stereograms illustrate the axisymmetric principle of variability of azimuth parameters of main systems

Парагенезис систем трещиноватости **наложенной тектоники** появляется в результате стресс-состояний, обусловленных воздействием внешних или внутренних тектонических факторов. В ходе реализации палеостресс-состояний образуются новые системы и/или реактивируются уже существующие (прототектонического парагенезиса), при этом вторая группа по представительности доминирует, что создает определенные сложности в размежевании сдвиговых трещин этапа прото- и наложенной тектоники. В случае наличия на исследуемой поверхности трещины индикаторов двух и более направлений относительных смещений за прототектонический условно принимается более древний комплекс. В случае отсутствия таких наложений критерием различия становится закономерная связь ориентировки смещений с симметрией геологического тела для сдвигов прототектонического этапа, а для наложенных тектонических этапов — с реконструированными по всему комплексу признаков главными осями палеостресс-состояний (попадание в поле допустимых значений для сколовых смещений на стереограммах). Обработка и анализ этих индикаторов с применением основных имеющихся методик [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017] позволяет реконструировать ключевые параметры палеостресс-состояния или последовательной серии таковых. По результатам реконструкции можно судить о количестве палео стрессов и их параметрах, об однородности/неоднородности поля напряжений, об его характере и иерархии источника (региональное поле — внешний источник, локальное поле — внутренний источник), о количестве и параметрах новообразованных и реактивированных систем, о геодинамическом типе напряженного

состояния и о кинематике результирующих смещений. О внутреннем или внешнем источнике поля напряжений часто свидетельствуют масштаб разрывного нарушения и его трансформационный или внутриформационный характер, определяемый по взаимоотношениям геологического тела с рамой вмещающих пород. Протяженности тектонических разрывных нарушений могут варьировать в достаточно широких пределах. Для Ковдорского массива размах составляет: десятки метров — первые километры. Практически все «зрелые» тектонические разломы имеют внутреннюю структуру — катаклазированную, милонитизированную и вещественно измененную зону дробления, ограниченную берегами магистрального разлома [Жиров и др., 2016a, b]. Внешняя зона также имеет сложную структуру оперяющих трещин.

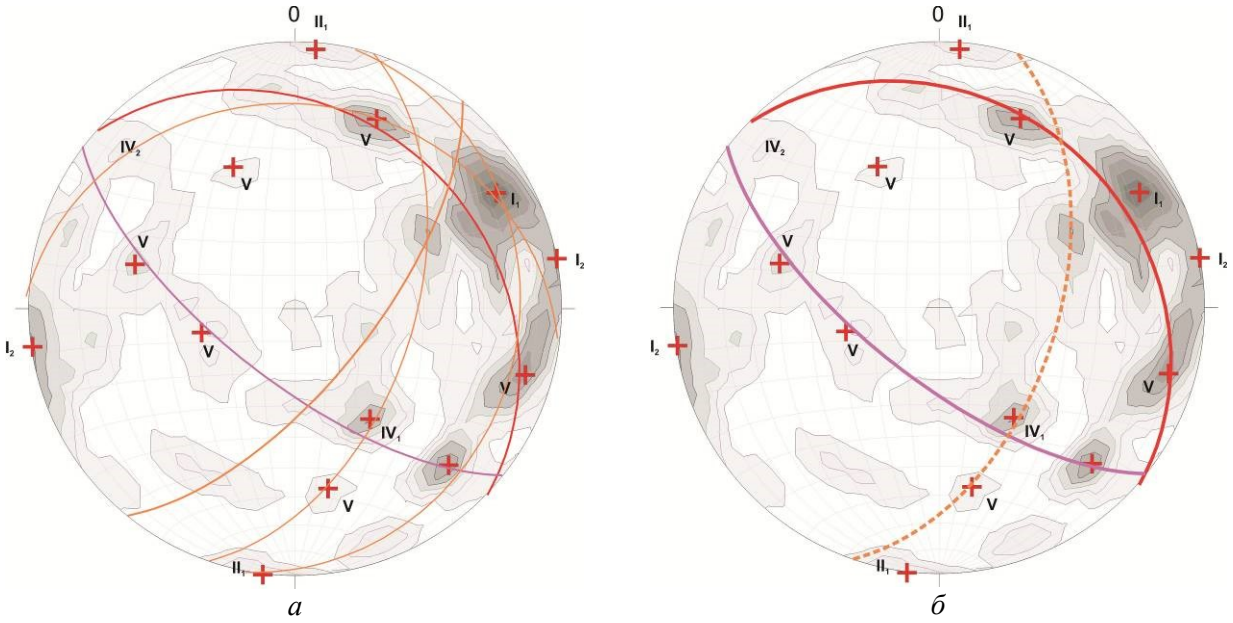


Рис. 24. Пример промежуточной обработки и анализа массовых замеров структурных неоднородностей методом поясов по сектору № 1 КММАР (Ковдорский массив):
а — проведены все потенциально возможные экваториальные плоскости — пояса систем трещиноватости (красные дуги). *б* — по результатам анализа дополнительных данных и признаков кинематического смещения разбракованы и оставлены два пояса, характеризующих разновременные стресс-состояния (фиолетовая сплошная линия — взбросовое поле, красная сплошная линия — преимущественно сдвиговое поле), и один пояс неясного генезиса и механизма (пунктирная оранжевая линия) для дальнейшего комплексного анализа. Полюс системы, являющейся общей для двух выделенных поясов, соответствовал положению оси σ2 раннего стресс-состояния и σ3 — «молодого»

Fig. 24. Example of interim processing and analysis of mass measurements of structural heterogeneities by studying belts in sector No. 1 of the Kovdor deposit of apatite and magnetite ores (Kovdor massif):
a — all possible equatorial planes (belts of jointing systems) have been constructed (red arcs); *b* — two belts characterizing stress states at different time have been selected and preserved according to results of analysis of extra data and kinematic displacement features (violet solid line — field of a reverse fault, red solid line — field of a strike-slip fault mainly), and belt 1 of an unclear genesis and mechanism (dotted orange line) for further complex analysis. The pole of the system, which is general for the two indicated belts, corresponded to the location of axis σ2 of the early stress state and axis σ3 of the “young” stress state

На стереограммах парагенезис систем наложенной тектоники выявляется в виде сопряженных сколовых систем или, чаще всего, в виде так называемых поясов систем — полюсов трещиноватости, закономерно расположенных вдоль пояса (дуги) на большом круге стереограммы (см. рис. 24) [Данилович, 1961; Шерман, Днепровский, 1989]. В экваториальной плоскости, совпадающей с этой дугой, помимо полюсов трещин лежат также оси нормального максимального (σ3) и минимального сжимающего напряжений (σ1), а полюс этой плоскости совпадает с положением промежуточного нормального напряжения (σ2). Соответственно, используя дополнительные наблюдения и данные, по такому поясу реконструируется положение главных нормальных осей напряжения, геодинамический тип напряженного состояния и кинематика результирующих смещений для стресс-состояния в локальном объеме.

Распространение в пространстве элементов парагенезиса наложенной тектоники предсказуемо в случае точно определенного геодинамического типа напряженного состояния, положения главных осей напряжений и кинематики результирующих смещений, а также однородного характера стресс-состояния. В случае неоднородно-контрастного поля напряжений и нескольких проявившихся стрессов с изменением (переиндексацией) положения главных осей предсказать распределение структурных неоднородностей этой группы в пространстве трудно. Таким образом, главным отличием парагенезиса «наложенной тектоники» от прототектонического служит новообразование и/или реактивация ранее имеющихся структурных элементов в прямой зависимости от параметров стресс-состояния. Для реактивированных разрывных нарушений морфология и размер геологического тела перестают быть основными контролирующими факторами местоположения и ориентации в пространстве, и, наоборот, ими становятся параметры стресс-состояния.

Парагенезис **систем разгрузки и выветривания** формируется под воздействием экзогенных факторов (физико-механического и химического выветривания, эоловой, гидрологической и гидрогеологической активности и др.) и в результате деформаций в ходе разгрузки накопленных напряжений. Парагенезис проявляется за счет резкого увеличения в приповерхностном слое интенсивности (частоты) всех имеющихся систем трещиноватости (см. рис. 22) и появления новых, комплементарных им (ортогональных/поперечных и продольных разрывов по отношению к существующим системам). При этом представительность субгоризонтальных элементов возрастает непропорционально больше в сравнении с другими системами, так как фактор «дневной поверхности» становится определяющим. При длительном времени экспозиции геологического тела на поверхности или при высокой интенсивности экзогенных процессов верхний слой пород становится полностью дезинтегрированным на обособленные отдельности, разрушаясь до состояния дресвы или даже пылевато-глинистых частиц. Применительно к условиям массивов центрального типа Фенноскандинавского щита глубина зоны дезинтеграции варьируется от первых до 150–200 м [Zhirov et al., 2015; Геология..., 2002; Жиров и др., 2014c; Жиров и др., 2016a, b]. Отличительными чертами элементов парагенезиса «разгрузки и выветривания» являются малые протяженности, блочно-плитчатое строение массива пород с разбиением и обособлением отдельностей за счет прорастания имеющихся и появления новых сопутствующих подсистем трещин.

На стереограммах элементы парагенезиса систем разгрузки и выветривания вносят сильный уровень информационного шума — размывают полюса систем других парагенезисов, тем самым искажая и уменьшая их информативность. Свои контрастные полюса образуют только субгоризонтальные группы элементов.

Сложность соотношений вышеперечисленных парагенезисов позволяет говорить о комбинаторно-наложенном характере распределения структурных неоднородностей в пространстве, когда интенсивность проявления и спектр хорошо прогнозируемых и менее надежно прогнозируемых систем различных парагенезисов для конкретных участков массива пород трудно предсказуемы. Прогноз параметров (количество систем, размерность, частота, морфометрия и т.д.) в случае дифференцированной обработки возможен в большей мере в отношении прототетонического парагенезиса и в меньшей мере — в отношении парагенезисов «наложенной тектоники» и «разгрузки и выветривания».

Представительность разных парагенезисов систем трещиноватости изменяется по латерали и на глубину по индивидуальным закономерностям. Весовой вклад элементов категории «разгрузки и выветривания» вблизи поверхности составляет не менее 70–80 %, но быстро снижается до 0 % на глубинах свыше 180–220 м. Количество новообразованных элементов парагенезиса «наложенной тектоники» (без учета реактивированных) варьирует примерно в одном интервале значений вне зависимости от глубины, а их доля за пределами зоны выветривания составляет в среднем 5–12 % от общего количества трещин. Относительная доля элементов прототектонического парагенезиса возрастает с 10–15 % у поверхности до 50–55 % на глубинах более 250–300 м или с учетом реактивированных элементов практически до моновыборки с 90–95 %. При этом количество реактивированных элементов значительно варьирует по глубине и латерали — от 30–35 до 50–55 % от общей выборки. Элементы прототектонического парагенезиса (включая реактивированные), которые обеспечивают наибольшую информативность и точность прогноза, имеют представительность до 70–90 %, начиная с глубин 180–200 м от поверхности [Жиров и др., 2014c; Жиров и др., 2016a]. Таким образом, в отношении этих систем мы можем обеспечить достаточно уверенную экстраполяцию выявленных закономерностей на еще неисследованные участки. В отношении крупных новообразованных и реактивированных тектонических разрывных нарушений

требуется прослеживание и точная привязка. Проявление парагенезиса «разгрузки и выветривания» необходимо учитывать при проектировании и осуществлении горных работ только в приповерхностных участках, глубже 150–200 м ими можно пренебречь [Zhirov et al, 2015; Жиров и др., 2016b].

Концепция парагенетических ассоциаций систем трещиноватости позволяет использовать морфоструктурные критерии контроля в геологических исследованиях [Жиров, 2012]. В соответствии с изложенными принципами и характерными закономерностями, известными по результатам изучения эталонных объектов, строится исходная вводная модель систем трещиноватости геологического тела с фиксацией на стереограммах для разных участков ожидаемого количества систем/подсистем и их азимутальных параметров. Любые значимые отклонения от этой модели служат основанием для детализации исследований на участках с отклонениями. Как правило, причины отклонений быстро устанавливаются и объясняются прежде всего изменением морфологии геологического тела (сужение/расширение, поворот, выклинивание и т.п.), строения (появление новых / исчезновение имеющихся геологических тел соответствующего масштаба даек, слоев и др.) или появлением новых тектонических структур (наложенной тектоники). Важно, что эти изменения фиксируются по трещиноватости дистанционно и определяются статистически, без непосредственного контакта с объектом. По опыту полевых наблюдений изменения трещиноватости регистрируются на расстоянии в 1–3 диаметра от структурной неоднородности изометрического облика и до 4–5 истинных мощностей вытянутых объектов.

Заключение

Сложность, многостадийность и многообразие форм и проявлений трещинной тектоники обуславливают сложность и неоднозначность геометризации, увязки и интерпретации структурных элементов и их соподчиненности. Традиционный путь посредством построения многочисленных разрезов, к сожалению, не обеспечивает точности локализации структурных неоднородностей и их положения в пространстве, а также наглядности представления. В то же время достоверные данные о трещинной структуре массива пород являются сегодня залогом надежного проектирования, а также безопасной и эффективной эксплуатации горно-капитальных сооружений [Козырев и др., 2009; Жиров и др., 2014a; Жиров и др., 2014c; Zhirov et al., 2015; Жиров и др., 2016b]. Учитывая усложняющиеся год от года горнотехнические и геологические условия разработки месторождений твердых полезных ископаемых (увеличение абсолютных значений напряжений и их контрастности в прибортовом массиве пород, изменение соотношения гравитационной и тектонической составляющей при субгоризонтальном положении превалирующей тектонической компоненты, наличие многочисленных систем трещиноватости, в том числе с опасным для устойчивости уступов/борта залеганием, возрастание проявлений динамических явлений – необратимых деформаций и т.п.), необходима надежная методология оперативной оценки инженерно-структурных и геомеханических условий, интерпретации их результатов и принятия управленческих решений.

Выполненный в настоящей работе обзор и анализ строения трещин, разрывных нарушений, систем трещиноватости и парагенезисов систем трещиноватости далеко не полный, однако даже в таком состоянии он предоставляет весьма гибкий многоцелевой инструмент и информационный источник, с помощью которых можно получить исходные данные, необходимые для решения ряда задач структурной и инженерной геологии, геомеханики и тектонофизики, а также горного дела. Каждая из задач требует акцентирования внимания на соответствующем комплексе параметров и признаков, что наряду с трудоемкостью документации и анализа ограничивает практику использования всего перечня параметров. Поэтому одной из перспективных задач на ближайшее будущее является автоматизация процессов сбора высококачественной пространственно распределенной фактографии, в т.ч. фотодокументации всех объектов и вещественных препаратов, регистрации геофизических полей, фотограмметрических моделей и планов уступов и склонов, комплексной документации ориентированного керна. Создание таких баз данных позволит расширять спектр используемых параметров постфактум, в случае возникновения необходимости, а также выявить и формализовать явные и скрытые связи между ними.

Настоящей работой еще раз показано, что все составные элементы трещиноватости (трещина — система трещин — парагенезис систем трещин) являются весьма информативными и позволяют при выстраивании соответствующей методики документации и обработки извлечь необходимые, полезные данные для описания, как эволюции тектонических преобразований и полей напряжений

массива пород, так и его современного состояния с позиций запросов горного дела и строительства. Кажущаяся хаотичной картина трещиноватости скрывает бездну полезной информации, которую можно извлечь при системном подходе.

Исследования выполняются в рамках раздела «Инновационные технологии и методы сбора, обработки и анализа геолого-геофизических данных в целях эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений стратегических полезных ископаемы» по теме плановой НИР *№ 0226-2019-0053*. Изучение закономерностей распространения трещиноватости и тел выполнения в массивах центрально типа поддержано грантом *РФФИ 18-05-00590А*.

Литература

Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 256 с.

Белоусов В.В. Структурная геология. Изд. 3-е. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.

Газиев Э.Г. Устойчивость скальных массивов и методы их закрепления. М.: Стройиздат, 1977. 160 с.

Газиев Э.Г., Речицкий В.И. Вероятностная оценка надежности скальных массивов. М.: Стройиздат, 1985. 105 с.

Гарбер И.С., Григорьев В.Е., Дупак Ю.Н., Любич Г.А., Мишин Н.И. Разрывные нарушения угольных пластов (по материалам шахтной геологии). Л.: Недра, 1979. 190 с.

Геологический словарь. 2-е изд., испр. / ред. *К.Н. Паффенгольц, Л.И. Боровиков, А.И. Жамойда и др*. М.: Недра, 1978. Т.1: А-М. 488 с.; Т.2: Н-Я. 458 с.

Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В.Жиров, С.В. Жабин ; под ред. Ф.П. Митрофанова, Н. И. Бичука. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геоф. 1954. № 3. С. 390–410.

Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследованиях трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркутский политехн. ин-т, 1961. 47 с.

Джегер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. Паука о земле. М.: Мир, 1975.

Жиров Д.В. Морфоструктурные критерии контроля трещиноватости // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докл. III конф., 8–12 октября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 368–372.

Жиров Д.В., Лащук В.В. Облицовочный камень Мурманской области: справ.-метод. пособие. Апатиты, 1998. 109 с.

Жиров Д. В., Мелихова Г. С., Рыбин В. В., Сохарев В. А., Климов С. А. Особенности инженерно-геологического изучения массивов скальных пород в целях проектирования глубоких карьеров на примере Ковдорского месторождения магнетитовых и апатитовых руд. Ч. 1 // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016a. № 1. С. 15–25.

Жиров Д.В., Мелихова Г.С., Рыбин В.В., Сохарев В.А., Климов С.А. Особенности инженерно-геологического изучения массивов скальных пород в целях проектирования глубоких карьеров на примере Ковдорского месторождения магнетитовых и апатитовых руд. Ч. 2. // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016b. № 2. С. 19–29.

Жиров Д.В., Рыбин В.В., Климов С.А., Мелихова Г.С., Завьялов А.А. Проведение комплексного инженерно-геологического районирования для обоснования объектов и видов работ по закреплению/стабилизации уступов карьера с целью обеспечения безопасности горных работ в руднике «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК». Ч. 1. Инженерная защита 02 (02). СПб.: Типография ЛапинЪ, 2014a. С. 22–31.

Жиров Д.В., Рыбин В.В., Климов С.А., Мелихова Г.С., Завьялов А.А. Проведение комплексного инженерно-геологического районирования для обоснования объектов и видов работ по закреплению/ стабилизации уступов карьера с целью обеспечения безопасности горных работ в руднике «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК». Ч. 2. Инженерная Защита 03 (03). СПб.: Типография ЛапинЪ, 2014b. С. 16–25.

Жиров Д.В., Мелихова Г.С., Климов С.А. Инженерно-структурное районирование массива пород Ковдорского месторождения бадделеит-апатит-магнетитовых и маложелезистых апатитовых руд, как основа для проектирования крутых бортов карьера // Экологическая стратегия развития горнодобывающей отрасли — формирование нового мировоззрения в освоении природных ресурсов: материалы всеросс. науч.-тех. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2014с. Т. 1. С. 92–103.

Жиров Д.В., Сим Л.А. Мультикинематические дизъюнктивы как регуляторы транспозициональных полей напряжений на примере массива пород Ковдорского апатит-магнетитового месторождения // Триггерные эффекты в геосистемах: тезисы семинара-совещания по проблеме, 22–24 июня 2010 г. Институт динамики геосфер РАН. М.: ИГД РАН, 2010. С. 31–32.

Забродин А.С. Геометризация сместителей для прогноза протяженности и амплитуды разрывных нарушений // Маркшейдерское дело в социалистических странах. Острава, 1972. Т. 5. С. 409–416.

Забродин А.С. Указания по решению шахтно-геологических задач с помощью азимутальный сеток. Л.: ВНИМИ, 1978. 170 с.

Забродин А.С. Элементы геометрического и геомеханического анализа дизъюнктивов // Маркшейдерское дело в социалистических странах. Катовице, 1974. Т. 6. С. 317–324.

Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В., Билин А.Л., Виноградов А.Н., Каспарьян Э.В., Виноградов Ю.А., Семёнова И.Э., Жирова А.М. Методические основы технологии эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений полезных ископаемых открытым способом // Вестник МГТУ, 2009. Т. 12, № 4, С. 644–653.

Козырев А.А., Жиров Д.В., Климов С.А., Семенова И.Э, Аветисян И.М., Савченко С.Н. 3D-моделирование структурных неоднородностей породных массивов центрального типа Фенноскандинавского кристаллического щита // Геомеханические поля и процессы: экспериментально-аналитические исследования формирования и развития очаговых зон катастрофических событий в горно-технических и природных системах Т. 2 / [В. Н. Опарин, В. В. Адушкин, А. А. Барях, М. А.Журавков и др.]; отв. ред. Н. Н. Мельников, Рос. акад. наук Сиб. отд-ние, Ин-т горного дела [и др.] Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2019. С. 117–145.

Методические рекомендации по изучению инъективных структур при инженерно-геологических изысканиях для гидротехнического строительства. М.: Энергоатомиздат, 1982.

Мишин Н.И., Степина З.А., Панфилов А.Л. Структурная организация рудных полей. СПб.: Автор, 2007. 232 с.

Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов/ пер. с нем. Р. И. Тедер; под ред. М. М. Протодъяконова. М.: Изд. Мир, 1971. 255 с.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.

Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 62–93.

П 55-90. Методика составления геоструктурных схем (моделей) скальных массивов в основаниях гидросооружений: пособие к СНиП 2.02.02-85. Л.:ВНИИГ, 1991. 95 с.

Партон В. З., Морозов Е. М. Механика упругопластического разрушения. 2-е изд. М.: Наука, Гл. редакция физико-математической литературы, 1985. 504 с.

Партон В. З., Борисовский В. Г. Динамика хрупкого разрушения. М.: Машиностроение, 1988. 240 с.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. II М.: ГИН, 1987. С. 173–235.

Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968. 110 с.

Рац М.В. Структурные модели в инженерной геологии. М.: Недра, 1973. 216 с.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 164 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О масштабируемости трещин сдвига в геологической среде // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Третьего Всерос. семинара-совещания, 16–19 июня 2015 г., Москва / ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2015. С. 174–181.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / отв. ред. Ю.Г. Леонов; Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 291 с.
СНиП 2.02.02-85. Основания гидротехнических сооружений. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1986. 57 с.
Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.
Шемякин Е.И. (ред.). Методические рекомендации по изучению напряженно-деформированного состояния горных пород на различных стадиях геологоразведочного процесса. МР 41-06-079-86 / сост.: Н. И. Белов, Ю. И. Горбунов, В. И. Иванов и др. М.: ВНИИгеоинформсистем, 1987. 118 с.
Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
Шерман С.И., Семинский С.А., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
Anderson E.M. (1905) The dynamics of faulting. Edinburgh Geological Society, 8:387–402 // Facsimile reproduction in Faulting, Fracturing and Igneous Intrusion in the Earth's Crust / D. Healy, R.W. H. Butler, Z.K. Shipton & R.H. Sibson (eds); Geological Society. London, Special Publications, *2*012. V. 367. P. 231–246.
Atkinson, B.K. Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. Fracture Mechanics of Rock. London: Academic Press, 1987. P. 1–26.
Barton N. Shear strength investigations for surface mining. In Stability in Surface Mining: Proc. 3rd International Conference / ed. CO Brawner, Vancouver, British Columbia. Society of Mining Engineers. AIME. New York, 1982. P. 171–196.
Barton N Discontinuities. In Ground Engineers' Reference Book / ed. F.G. Bell. Butterworths, London, 1987. V. 5 (5.1–5.15).
Barton N. Rock mass classification and tunnel reinforcement using the Q-system // ASTM, STP. 1988. V. 984.
Bieniawski Z.T. Engineering classification of jointed rock masses // Trans South African Institute of Civil Engineering. 1973. 15 (12). P. 335–344.
Bieniawski Z.T. Rock mass classification in rock engineering // Exploration for Rock Engineering / ed. ZT Bieniawski. Balkema, Cape Town, 1976. V. 1. P. 97–106.
Bieniawski Z.T. The geomechanics classification in rock engineering applications // Proc. 4th Congress of International Society of Rock Mechanics, Montreux. Balkema, Rotterdam, 1979. V. 2. P. 41–48.
Bieniawski Z.T. Engineering Rock Mass Classifications. New York: John Wiley & Sons, 1989.
Broberg K.B. Cracks and Fracture. Academic Press, 1999. 754 p.
Coe Angela L. Geological Field Techniques. Wiley-Blackwell, 2010. 337 p.
Dale T. Nelson. The granites of Maine (Eng.) // USGS. Sp. Report. 1907. V. 313. 206 p.
Dawers, N. H., Anders, M. H., and Scholz, C. H.. Growth of normal faults — displacement — length scaling // Geology. 1993. V. 21. P. 1107–1110.
Deere DU & Deere DW. The rock quality designation (RQD) index in practice // Rock Classification Systems for Engineering Purposes / ed. L Kirkaldie; American Society for Testing and Materials, Ann Arbor, Michigan, 1988. V. 471. P. 91–101.
Hoek E. Practical Rock Engineering. 2007. 341 p. URL: http://www.rocscience.com.
Hoek E, Kaiser P.K. & Bawden W.F.. Support of Underground Excavations in Hard Rock. Balkema, Rotterdam, 1995.
Hoek E, Read J, Karzulovic A & Chen ZY. Rock slopes in civil and mining engineering, Invited Lecture // Proc. GeoEng 2000 Conference / ed. M C Erwin. Melbourne: Technomic, Lancaster, PA. 2000. V. 1, P. 643–658.
Hoek E., Brown E.T. The Hoeke-Brown failure criterion and GSI-2018 edition // J. Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2019. V. 11 (3). June. P. 445–463.
Irwin G.R. Analysis of stresses and strain near the end of a crack traversing a plate // J. Appl. Mech. 1957. V. 24 (3). P. 361–364.
Irwin, G.R. In Structural Mechanics: Proceedings of the 1st Symposium on Naval Structural Mechanics / ed. by J. N. Goodier and N.J. Hoff. New York: Pergamon Press, 1960. P. 557–591.
Jakubec J & Laubscher D.H. The MRMR rock mass rating classification system in mining practice: Proc. MASSMIN 2000 / ed. G Chitombo. Brisbane. AIMM, Melbourne, 2000. P. 413–422.

Laubscher D.H. & Jakubec J. The MRMR rock mass classification for jointed rock masses. Underground Mining Methods: Engineering Fundamentals and International Case Studies / eds WA Hustrulid & RL Bullock; Society of Mining Engineers, AIME. New York, 2001. P. 474–481.

Laubscher D.H. Geomechanics classification of jointed rock masses — mining applications // Transactions of Institute of Mining and Metallurgy, Section A: Mining Industry 86. 1977. A1–A8.

Laubscher DH. A geomechanics classification system for the rating of rock mass in mine design // J. South African Institute of Mining and Metallurgy. 1990. V. 90 (10). P. 279–293.

Read J., Stacey P. eds. Guidelines for Open pit slope design. CSIRO 2009, Printed in China by 1010 Printing International Ltd. 2009. 496 p.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol. 1929. Abt. B. 30. P. 354-368.

Schlische, R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V., and Gupta, A. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults // Geology. 1996. V. 24. P. 683–686.

Scholz Christopher H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd ed. Cambridge: University press, 2002. 502 p.

Tectonic Faults Agents of Change on a Dynamic Earth / Edited by Mark R. Handy, Greg Hirth, and Niels Hovius // Report of the 95th Dahlem Workshop on the Dynamics of Fault Zones Berlin, January 16–21, 2005. The MIT Press Cambridge, Massachusetts, London, U.K. 2007. 458 p.

Zhirov D.V., Soharev V.A., Rybin V.V., Klimov S.A. Geotechnical zoning of the Zhelezny mine (Joint Stock Company Kovdor GOK) for management of slopes stabilization // Conference Proceedings SGEM-2015, Albena (Bulgaria. 2015. Book 1. V. 2: Hydrogeology, Engineering Geology and Geotechnics. 2015. P. 367–374.

В. А. Петров, В. А. Минаев, С. А. Устинов, В. В. Полуэктов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва. vlad243@igem.ru, minaev2403@mail.ru, stevesa@mail.ru, vapol-52@mail.ru

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ-ДЕФОРМАЦИЙ НА РАЗЛИЧНЫХ МАСШТАБНЫХ УРОВНЯХ В СВЯЗИ С ЗАДАЧАМИ РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Аннотация

Реконструкция параметров палеотектонических полей напряжений в массивах, вмещающих рудные месторождения, необходима как с точки зрения изучения природы геологических процессов, так и для поиска невскрытых рудных тел. В работе приводятся результаты тектонофизических исследований по восстановлению палеонапряжений в массиве молибден-уранового месторождения Антей, локализованного в гранитоидном фундаменте Стрельцовской кальдеры (ЮВ Забайкалье). В ходе проведения исследований авторами применялся комплекс разномасштабных методик, что дало возможность восстановить как ориентировки осей, так и значения палеонапряжений.

Ключевые слова:

палеонапряжения, поле напряжений-деформаций, месторождение Антей, специальная методика микроструктурного анализа, планарные системы флюидных включений, круги Мора.

V. A. Petrov, V. A. Minaev, S. A. Ustinov, V. V. Poluektov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow. vlad243@igem.ru, minaev2403@mail.ru, stevesa@mail.ru, vapol-52@mail.ru

RECONSTRUCTION OF PALEOTECTONIC STRESS-STRAIN FIELDS PARAMETERS AT VARIOUS SCALE LEVELS

Abstract

Reconstruction of parameters of the paleotectonic stress fields in rock massifs containing ore deposits is necessary both for studying the nature of geological processes and for hidden ore bodies exploration. Paper presents the results of tectonophysical studies on the reconstruction of paleostresses in the massif of the Antey molybdenum-uranium deposit, localized in granitic basement of the Streltsovsky caldera (SE Transbaikalia). In the course of research the authors used a complex of different-scale techniques, which allowed restoring both the orientation of the paleostress axes orientation and its values.

Keywords:

paleostress, stress-strain field, Antey deposit, special technique of microstructural analysis, fluid inclusion planes, Mohr's circles.

Введение

В контексте тектонофизических исследований одной из важнейших задач является реконструкция параметров полей напряжений-деформаций (ПНД) [Гзовский, 1975; Николаев, 1992]. Информация о действующих современных ПНД позволяет исследовать деформационные процессы, происходящие в тектоносфере Земли. Для восстановления параметров современных ПНД разработано множество методов, которые условно можно разделить на группу методов структурного анализа и группу методов кинематического анализа [Ребецкий, 2002]. Также в последнее время получил активное развитие структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим, основанный на выявлении линеаментов на космосниках и интерпретации их взаимного положения [Сим, 1991; Ребецкий и др., 2017]. При этом данные методы позволяют реконструировать параметры ПНД масштабных уровней от одного до десятков и сотен километров, в результате чего могут быть созданы модели деформационных процессов крупных тектонических структур земной коры.

Для восстановления тектонической истории развития конкретного геологического объекта (массив горных пород, рудное поле, месторождение) часто необходимо реконструировать последовательность смены параметров ПНД. В этом случае речь идет не о современных полях напряжений, а действовавших в геологическом прошлом (палеоусловиях). Ориентировки осей ПНД, проявившихся на различных этапах деформаций, в зависимости от решаемых задач могут устанавливаться на макро- и микромасштабном уровнях. Для восстановления осей палеонапряжений

на макроуровне применяются методы стресс-анализа [Гущенко, 1981; Николаев, 1992]. Для реконструкции параметров ПНД отдельных структур рудных полей и месторождений в советский период отечественной геологической науки были разработаны и активно применялись микроскопические исследования, которые получили название микроструктурного анализа [Лукин и др., 1965]. В зависимости от структурных и структурно-литологических факторов данный анализ позволяет устанавливать закономерности пространственного распределения минералов на базе построения диаграмм ориентировок, обрабатываемых статистически на стереографических проекциях. В результате могут быть реконструированы неоднородности параметров ПНД даже для отдельных частей структур (например, для осевых частей и крыльев складок). Однако использование рассматриваемого анализа из-за крайней сложности его проведения с технической точки зрения, необходимости сбора и обработки большого объема информации, а также отсутствия иных независимых методов верификации полученных результатов практически прекратилось.

В настоящее время в тектонофизике, особенно в зарубежной литературе, для решения задачи реконструкции параметров неоднородного ПНД все чаще делается акцент на изучении микроструктур в ориентированных образцах горных пород, измерении их геометрических параметров и анализе минерального выполнения [Passchier, Trouw, 2005]. Микроструктуры рассматриваются в качестве индикаторов неоднородности ПНД. Полученные результаты позволяют делать выводы о последовательности образования структур, выявлять этапы тектонических движений, восстанавливать пути миграции флюидов в трещинном пространстве горной породы, реконструировать параметры ПНД, связанные с конкретным эпизодом тектонического развития объекта исследований. На основе накопленного опыта комплексного изучения микроструктур применительно к реконструкции параметров ПНД, учитывая, что существует классическая методика микроструктурного анализа, авторами создана специальная методика микроструктурного анализа (СММА), сформулированы теоретические основы и представлены возможности ее применения [Устинов, Петров, 2018]. Новый подход позволяет не только выявить ориентировку внешних усилий, приложенную к объемам около первых кубических сантиметров и долей кубических сантиметров, но в ряде случаев оценить неравномерное поле напряжений в пределах одного минерального зерна. Разработаная методика также позволяет выявлять структуру поля напряжений на площади и(или) в объеме массива пород в случае получения статистически значимой информационной базы.

Помимо ориентировок осей ПНД различных этапов деформаций, практический интерес представляет расчет конкретных значений и величин палеонапряжений. Информация о приблизительных значениях палеонапряжений дает представления о масштабах древних деформаций, которые создавали необходимые структурные условия и тектонодинамические обстановки для формирования месторождений полезных ископаемых. Полученная информация позволяет осуществлять прогноз размещения полезных ископаемых на основе определения динамики фильтрации рудоносных растворов. Среди всех методов расчета значений палеонапряжений наиболее разработанным и обоснованным является метод построения кругов О. Мора.

На основе комплексного применения макроструктурных и микроструктурных методов реконструкции ориентировок осей палеонапряжений, а также расчета их значений, появляется возможность реконструкции истории развития конкретной геологической структуры на ее различных масштабных уровнях.

Объект исследований

Работы по реконструкции параметров ПНД проводились в пределах гранитоидного массива, вмещающего молибден-урановое месторождение Антей. Оно является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля (ЮВ Забайкалье) и уникальным по запасу и качеству урановых руд [Ищукова и др., 2007]. Это жильно-штокверковое месторождение расположено в восточной части Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение Антей локализуется в фундаменте кальдеры под Стрельцовским месторождением на глубине 400–1400 м от дневной поверхности (рис. 1). Вмещающие оруденение породы представлены позднепалеозойскими (~ 250 млн лет) гранитоидами. Среди гранитоидов выделяются две фациальные разновидности: крупнозернистые порфировидные и равномерно-, среднезернистые, реже порфировидные биотитовые и лейкократовые граниты. Гранитоиды подверглись многостадийным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, среди которых выделены [Андреева и др., 1996] высокотемпературная калишпатизация, низкотемпературная гидрослюдизация, рудосопровождающие гематит-альбитизация и окварцевание, а также пострудные метасоматические преобразования.

Основная роль в локализации уранового оруденения принадлежит разломам север-северо-восточного (25–30º) простирания, которые секут субширотные элементы прототектоники [Петров и др., 2015]. Данные структуры наиболее развиты в восточной части месторождения и представлены крупными разломами 13, 161, 160 и 160 г. Последние три, в совокупности с многочисленными мелкими швами и трещинами, оперяют разлом 13 со стороны висячего бока и вместе с ним образуют «рудоносную зону» мощностью 20–60 метров, что соответствует расстоянию между основными сместителями разломов 13 и 160. Важнейшим рудоконтролирующим структурным элементом этой зоны является разлом 13, который имеет протяженность 2,5 км и прослеживается на глубину более 1800 м от дневной поверхности. Разлом является сквозным и в процессе рудообразования служил дренирующим каналом для рудоносных растворов. На верхних уровнях месторождения (в гранитах) разлом 13 имеет падение на северо-запад под углом 70–80º, с глубиной падение изменяется на близвертикальное [Ищукова и др., 2007].

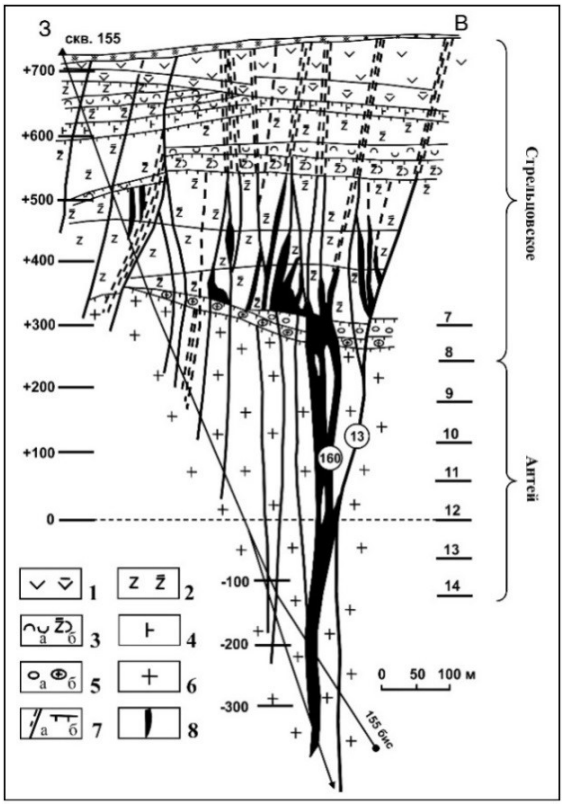


Рис. 1. Разрез по месторождениям Стрельцовское и Антей [Петров и др., 2015].
Условные обозначения: *1* — фельзиты, *2* — трахидациты, *3* — туфы (*а*) и туфолавы (*б*) трахидацитов, *4* — базальты, *5* — конгломераты (*а*) и структурный элювий гранитов (*б*), *6* — гранитоиды, *7* — крутопадающие разломы (*а*) и пологие срывы (*б*), *8* — рудные зоны и отдельные тела. Слева указана шкала высот над уровнем моря, справа — положение в разрезе и номера горизонтов горных выработок

Fig. 1. Cross-section through Streltsovskoye and Antey deposits [Petrov et al., 2015]:
1 — felsites, *2* — trachydacites, *3* — tuffs (*a*) and welded tuffs of trachydacites (*b*), *4* — basalts, *5* — conglomerates (*a*) and structural eluvium of granites (*b*), *6* — granites, *7* — high-angle faults (*a*) and low-angle faults (*b*), *8* — ore zones and separate ore bodies. The scale of heights above sea level is indicated on the left; the position in the section and numbers of the mine horizons are indicated on the right

Фактическим материалом для макроструктурных исследований послужили планы 9-го, 10-го и 11-го горизонтов (~550, 610, 670 м от поверхности, соответственно) месторождения Антей с вынесенными на них данными по трещиноватости и минеральному выполнению трещин. По возможности данные были заверены натурными наблюдениями. Для данного исследования были выбраны трещины, выполненные кварцем. Отметим, что на месторождении Антей образование кварцевых жил происходило в несколько стадий. Не исключено, что некоторая часть кварцевых жил и прожилков является синрудной, т.е. сформированной практически одновременно с основным объемом урановой минерализации. Ориентированные образцы для СММА отбирались как по всей

площади месторождения, так и по профилям. Профили располагались друг над другом на гипсометрических уровнях 9-го, 11-го и 14-го горизонтов месторождения, на глубинах от поверхности ~550, 670 и 850 м, соответственно, по мере удаления от разлома 13. Всего было отобрано 60 ориентированных образцов, представляющих все разновидности пород и их метасоматических преобразований, наблюдаемых на месторождении.

Реконструкция этапов тектогенеза и ориентировки осей палеонапряжений макроструктурными методами

В процессе изучения месторождения Антей была проведена реконструкция динамики изменения ПНД в горном массиве [Петров и др., 2009], которая показала, что каркас разрывных нарушений формировался в течение четырех этапов тектогенеза, три из которых протекали в геологическом прошлом (рис. 2), а четвертый — современный. Выявленные этапы характеризовались переориентировкой осей главных нормальных и скалывающих напряжений, изменением характера напряженно-деформированного состояния пород, сменой направлений перемещений вдоль разрывов и изменением обстановок минералообразования. Так как представляемая работа посвящена реконструкции палеонапряжений, ниже рассмотрены только три первые этапа тектогенеза.

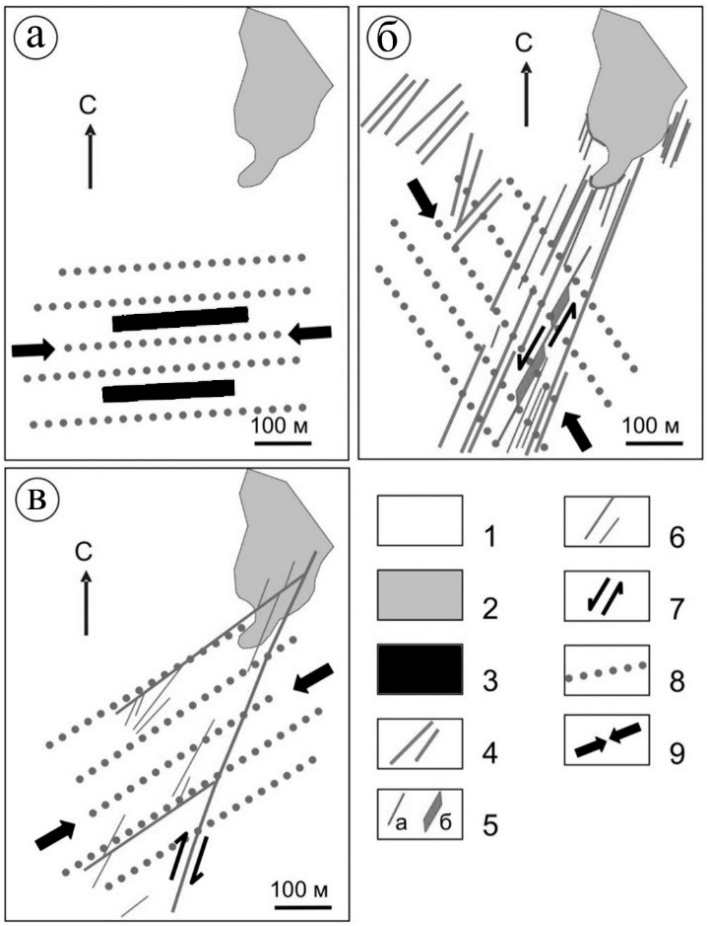


Рис. 2. Изменение ориентировки оси главных напряжений наибольшего сжатия (σ_1) для первого (*а*), второго (*б*) и третьего (*в*) этапов тектогенеза [Петров и др., 2009].
Условные обозначения: *1* — гранитоиды; *2* — конгломераты и структурный эллювий; *3* — жилообразные тела калишпатитов и альбититов; *4* — предрудная гидрослюдизация и рудосопровождающие гематит-альбитовые изменения; *5* — рудные тела; *6* — пострудная аргиллизация (каолинит, смектит); *7* — направления смещений вдоль плоскостей разрывов; *8* — траектории главных сжимающих усилий; *9* — вектор сжатия

Fig. 2. Changing the orientation of the main compressive stresses axis (σ_1) for the first (a), second (b) and third (c) stages of tectogenesis [Petrov et al., 2009]:
1 — granites; *2* — conglomerates and structural eluvium; *3* — vein-shaped bodies of K-feldspathizated and albitizated rocks; *4* — pre-ore hydromication and ore-accompanying hematite-albite changes; *5* — ore bodies; *6* — post-ore argillization (kaolinite, smectite); *7* — directions of displacements along the planes of fractures; *8* — directions of the main compressive stresses; *9* — vector of compression

Первый этап восстанавливался по линейности дорудных высокотемпературных калишпатит-альбититов, сформированных при субширотной ориентировке оси максимального сжатия (σ_1) (рис. 2, *а*).

Второй этап объединяет по времени процессы предрудной гидрослюдизации, рудосопровождающих альбит-гематитовых изменений и рудообразования. Исходя из морфологии рудных тел, на этом этапе при северо-запад-юго-восточной ориентировке оси σ_1 (рис. 2, *б*) по зоне разлома 160 происходили левосторонние сдвиги с последовательным заполнением урановорудным веществом полостей разрывов, расположенных в плоскости $\sigma_1\sigma_2$. Тектонические напряжения были сосредоточены в зоне разлома 160, а разлом 13 находился в его «деформационной тени», т.е. был механически пассивным.

Третий этап тектогенеза связан с перестройкой тектонического поля напряжений, когда ориентировка оси σ_1 изменилась на 90º и траектории сжимающих усилий протянулись в северо-восток-юго-западном направлении (рис. 2, *в*). Этот этап ассоциируется с концентрацией основных напряжений в зоне разлома 13, выходом его из «деформационной тени» разлома 160 к концу гидротермального процесса и максимальным развитием жил и прожилков минералов (каолинит, смектит) пострудной стадии. Учитывая факт смещения разломом 13 контакта фундамента и вулканогенного чехла, а также ориентировку оперяющих разрывов, выполненных пострудной минерализацией, тип перемещений вдоль зоны разлома интерпретируется как правосторонний сдвиг или сдвиго-сброс.

Реконструкция структурных эпизодов формирования месторождения Антей на основе специальной методики микроструктурного анализа

Специальная методика микроструктурного анализа (СММА) основана на многочисленных замерах геометрических параметров микроструктур (разрывов, контактов минеральных зерен, включений, шлиров) в ориентированных образцах (шлифах) горных пород. Среди микроструктур в горных породах обычно выделяют открытые, они не заполнены минеральным веществом, а также минерализованные — выполнены вторичной минерализацией. Минерализованные и частично минерализованные микроструктуры являются важными индикаторами протекания процессов миграции флюидов в прошедшие геологические эпохи [Петров, 2011]. Их геометрические параметры изучаются и анализируются средствами СММА. При этом они не всегда чётко позволяют реконструировать параметры неоднородного ПНД.

Наиболее достоверными индикаторами неоднородности ПНД являются микротрещины, которые были сформированы на определённом эпизоде деформаций и в результате действия позднего процесса (например, гидротермального) захватили вторичные флюидные включения (ФВ), выполняя до этого функцию флюидопроводящих каналов. Данные системы микротрещин, сформировавшиеся на фоне ориентированного стресса и вследствие этого имеющие закономерные ориентировки, получили название «планарные системы флюидных включений» (ПСФВ) [Tuttle, 1949; Lespinasse, 1999] (рис. 3).

Так как ориентировка ПСФВ определяется вариациями параметров ПНД, становится возможным использовать их для реконструкции осей напряжений, воссоздания хронологии проницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных эпизодах деформации геологических тел [Boullier, 1999; Петров и др., 2013]. ПСФВ представляют собой преимущественно микротрещины отрыва, плоскость которых совпадает с общей плоскостью промежуточной оси σ_2 и оси максимального сжатия σ_1 и ориентирована перпендикулярно к оси наименьшего сжатия σ_3. Каждая генерация ПСФВ обычно отражает отдельный эпизод деформаций и смены параметров ПНД. При этом бывают случаи, когда одновременно формируется несколько генераций ПСФВ вследствие крайне неоднородного ПНД и объёмной дезинтеграции (например, гидроразрыва) массива горных пород, проявляющейся обычно на завершающих этапах гидротермального процесса.

Ориентировка ПСФВ зависит исключительно от параметров действовавшего ПНД и на нее не влияют кристаллографические особенности минералов [Smith, Evans, 1984]. При этом наилучшую сохранность ПСФВ обеспечивает кварц. Геометрические параметры ПСФВ могут быть установлены с помощью столика Фёдорова. При этом процесс замера микроструктур, количество которых в ориентированных шлифах может достигать 3–5 тысяч, занимает достаточно длительное время. Поэтому авторами был разработан ГИС модуль — специализированный инструмент для реализации СММА, который значительно ускоряет сбор, обработку и анализ пространственных микроструктурных данных [Устинов, Петров, 2015]. Это позволяет изучать структурные неоднородности горных пород, восстанавливать геометрию трещинно-порового пространства различных типов и систем микроструктур, устанавливать их пространственные взаимоотношения, реконструировать последовательность их активизации и проводить расчёт фильтрационных характеристик для различных эпизодов деформаций.

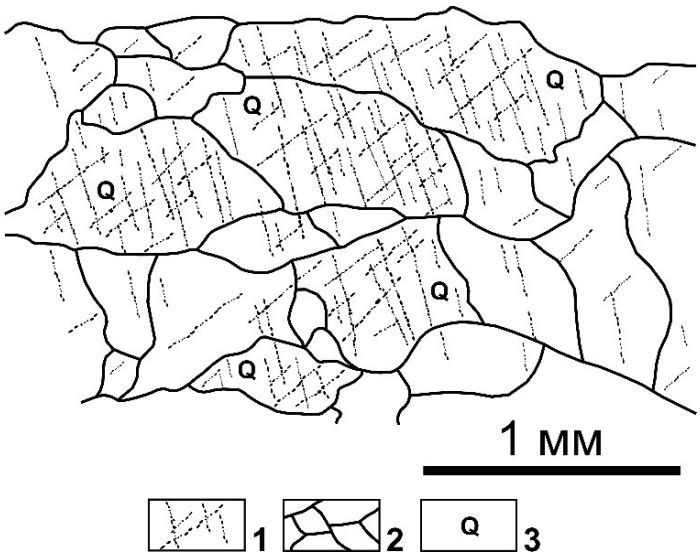


Рис. 3. Планарные системы флюидных включений (ПСФВ) в шлифе:
1 — ПСФВ; *2* — границы зёрен; *3* — зерна кварца

Fig. 3. Fluid inclusion planes (FIP) in thin section:
1 — FIP; *2* — grain boundaries; *3* — quartz grains

Сравнительный анализ ориентировок ПСФВ осуществлялся за счёт инструмента построения роз-диаграмм, встроенного в разработанный авторами программный модуль для автоматизации СММА. В результате появляется возможность визуально оценить характер распределения простираний выбранных линейных объектов и их протяженность. Это позволяет определить значимость и выраженность на площади каждой генерации микротрещин, а также визуально сравнить интенсивность деформаций, приведших к образованию той или иной системы микротрещин на различных этапах тектогенеза.

На рассматриваемых горизонтах месторождения Антей среди наиболее отчетливо проявленных генераций ПСФВ следует выделить три основные, имеющие северо-восток-юго-западные, северо-запад–юго-восточные и субмеридиональные простирания (рис. 4).

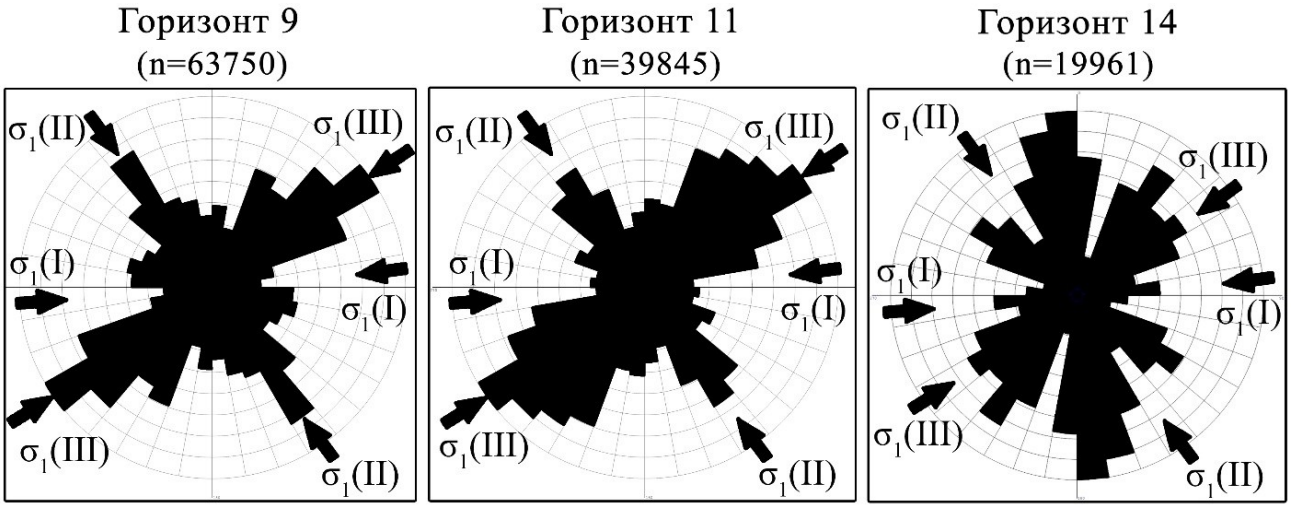


Рис. 4. Сводные розы-диаграммы ориентировки ПСФВ по горизонтам месторождения Антей. *n* — количество объектов, использованное для построения. Стрелками показано положение оси максимального сжатия σ1 на различных этапах тектогенеза (первом — σ_1 (I), втором — σ_1 (II) и третьем σ_1 (III)), выявленных ранее [Петров и др., 2009] на основе макроструктурных методов

Fig. 4. Generalized roses-diagrams of the FIPs orientation at horizons of the Antey deposit. *n* — the number of objects used for construction. Arrows show the position of the maximum compression axis σ_1 at various stages of tectogenesis (the first — σ_1 (I), the second — σ_1 (II) and the third σ_1 (III)), identified previously by macrostructural methods [Petrov et al., 2009]

Полученные результаты сравнивались с результатами раннее проведенных [Петров и др., 2009] исследований (см. рис. 2) по реконструкции динамики изменения ПНД в горном массиве месторождения на основе макроструктурных методов. Для этого были построены сводные розы-диаграммы по горизонтам месторождения с использованием ориентировок ПСФВ всех отобранных образцов и показано положение осей максимального сжатия для трех выявленных ранее этапов тектогенеза (см рис. 4).

Как видно из рисунка, на 9-м и 11-м горизонтах месторождения направление действия выявленных осей максимального сжатия σ1 второго и третьего этапов тектогенеза абсолютно совпадают с ориентировкой выявленных генераций ПСФВ. Такие результаты подтверждают возможность использования ПСФВ для восстановления осей напряжений определённых этапов тектогенеза. Для 14-го горизонта макроструктурных замеров и интерпретаций не проводилось, но из рис. 4 видно, что выявленные для верхних горизонтов ориентировки осей максимального сжатия не совпадают с ориентировками ПСФВ. Отсюда следует вывод о различных тектонодинамических условиях миграции флюидов в верхних и нижних частях месторождения.

Также выявлены некоторые противоречия, выражающиеся в отсутствии на диаграммах 9-го и 11-го горизонтов ярко выраженной генерации ПСФВ субширотного простирания, которая отражала бы первый этап тектогенеза. Данное противоречие может быть объяснено тем, что при построении роз-диаграмм использовался огромный объём данных. Такой подход затушевывает нюансы и подчеркивает только самые значимые индикативные признаки неоднородности ПНД. Первый этап тектогенеза мог быть проявлен гораздо слабее, чем последующие, или «затушеван» ими, что на микроуровне выразилось в образовании гораздо меньшего количества микротрещин и, соответственно, ПСФВ.

ПСФВ каждой последующей генерации секут ПСФВ предыдущих генераций, что иногда приводит к микротектоническим смещениям. В том случае, если имеется возможность данные микросмещения обнаружить, не составляет труда восстановить последовательность образования рассматриваемых генераций ПСФВ. Если такие микротектонические индикаторы отсутствуют, последовательность формирования ПСФВ различных генераций может быть восстановлена за счет привлечения дополнительных методов анализа минерального вещества. Так как ПСФВ представляют собой микротрещины, отражающие конкретный эпизод деформаций и захватившие на определённом этапе гидротермальной активности вторичные ФВ, то дополнительно возможно применить микротермометрический анализ [Петров и др., 2013].

В процессе исследований с помощью микротермометрии были изучены 128 индивидуальных ФВ в кварце. Полученные результаты микротермометрических исследований ФВ, формирующих ПСФВ, вполне согласуются с частотой встречаемости значений солености и температур гомогенизации ФВ, изученных на гидротермальных месторождениях и занесенных в базу данных, включающую более 18 500 публикаций по флюидным и расплавным включениям в минералах [Наумов и др., 1987].

По результатам микротермометрических исследований ФВ для рассматриваемых горизонтов месторождения Антей были построены стандартные диаграммы «температура гомогенизации — соленость», но, что важно, на данных диаграммах также был отражен структурный параметр — ориентировка ПСФВ, к которым относятся исследуемые ФВ. Полученные значения температур гомогенизации также сопоставлялись с изученными в отобранных образцах процессами метасоматического преобразования пород, широко проявленными на месторождении [Полуэктов и др., 2013].

По результатам проведённых микротермометрических измерений ФВ, формирующих ПСФВ различных генераций, на месторождении Антей в пределах рассматриваемых горизонтов воссоздана последовательность активизации микроструктур, участвовавших в процессе миграции флюидов. В верхних (9-й и 11-й горизонты) и нижних (14-й горизонт) частях месторождения выявлены различия в ориентировке микротрещин, которые являлись отражением действия различных ПНД. Скорее всего, на вертикальном промежутке между 11-м и 14-м горизонтами месторождения существовала граница «структурного несогласия», разделяющая горизонты с различной динамикой изменения напряженно-деформированного состояния пород. Все полученные результаты позволили создать модель формирования и развития месторождения Антей. Условно в истории формирования месторождения по результатам проведенных исследований были установлены три основных наиболее важных эпизода структурных преобразований, связанных с различными параметрами неоднородного ПНД (табл. 1).

Было установлено, что гидротермальный процесс на урановом месторождении Антей протекал в крайне неоднородном ПНД, о чем свидетельствует большое количество разновременных систем микротрещин, выполненных вторичными ФВ с различным составом и свойствами, отражающих три эпизода структурных преобразований при смене параметров ПНД.

Таблица 1
Table 1

Эпизоды структурных преобразований пород на 9-м, 11-м и 14-м горизонтах месторождения Антей по данным СММА и микротермометрических исследований вторичных флюидных включений (ФВ), формирующих ПСФВ

Episodes of structural transformations of rocks at 9th, 11th and 14th horizons of the Antey deposit according to the special technic of microstructural analysis and microthermometric studies of secondary fluid inclusions (FI) forming FIPs

Параметр	Эпизод I	Эпизод II	Эпизод III
9-й и 11-й горизонты (550 и 670 м)			
Ориентировки ПСФВ	Субширотные	Северо-западные (I генерация), северо-восточные	Субширотные, северо-западные (II генерация), субмеридиональные
Температуры гомогенизации ФВ, °С	380–300	300–220	220–150
Тип деформаций	Упруго-пластичные	Хрупкие	
Гидротермально-метасоматические преобразования	Калишпатизация, альбитизация	Грейзенизация	Аргилизация, хлоритизация, гематитизация
14-й горизонт (850 м)			
Ориентировки ПСФВ	ФВ не обнаружены	Субмеридиональные	Северо-западные, северо-восточные
Температуры гомогенизации ФВ, °С	–	290–205	205–150
Тип деформаций	Упруго-пластичные	Хрупкие	
Гидротермально-метасоматические преобразования	Калишпатизация, альбитизация	Грейзенизация	Аргилизация, хлоритизация, гематитизация

Реконструкция значений палеонапряжений методом построения кругов Мора

Первые попытки определения значений главных палеонапряжений были предприняты П.Т. Делейни с соавторами [Delaney et al., 1986]. В основу данной методики было положено использование круговых диаграмм О. Мора (кругов Мора).

Теоретические аспекты применения кругов Мора для определения значений палеонапряжений ($\sigma_3 \geq \sigma_2 \geq \sigma_1$) описаны в целом ряде работ [Войтенко, Задорожный, 2015; Angelier, 1979, 1984, 1989; Baer et al., 1994; Jolly, Sanderson, 1997; Mondal, Mamtani, 2013 и др.]. Приступим к описанию практического использования данной методики применительно к месторождению Антей.

Элементы залегания трещин были вынесены на равноплощадные стереограммы. По результатам статистического анализа построены изолинии. Для построения кругов Мора необходимо иметь следующие данные:

- величины углов ориентировок нормалей к трещинам (θ_1; θ_2; θ_3);
- величина порового давления (P_f);
- величины максимальных касательных напряжений (τ_{max1}; τ_{max2}) (рис. 5).

Величины углов ориентировок нормалей к трещинам (θ_1; θ_2; θ_3) определены графически по азимутальной проекции (рис. 6). При этом для случая $P_f < \sigma_2$ необходимо знать углы θ_1 и θ_2 в соответствующих плоскостях (σ_2-σ_1 и σ_3-σ_1) (рис. 6, *а*), а для случая $P_f > \sigma_2$ необходимы углы θ_3 и θ_2 (плоскости σ_2-σ_3 и σ_1-σ_3) (рис. 6, *б*).

Величины порового давления (P_f) были взяты из литературных данных [Ищукова и др., 1998; Наумов, 1978]. По данным Г. Б. Наумова [Наумов, 1978] поровое давление для настуран-сульфидных гидротермальных месторождений средних глубин, к которым относится месторождение Антей,

превышает 50 МПа. По данным, которые приводит Л.П. Ищукова и соавторы [Ищукова и др., 1998], флюидное давление для месторождений Стрельцовского рудного поля, определенное по перистому кварцу кварц-настурановой парагенетической ассоциации, находится в интервале от 70 до 25 МПа.

Таким образом, авторы выделяют пределы возможных значений флюидного давления для месторождения Антей от 50 МПа до 70 МПа.

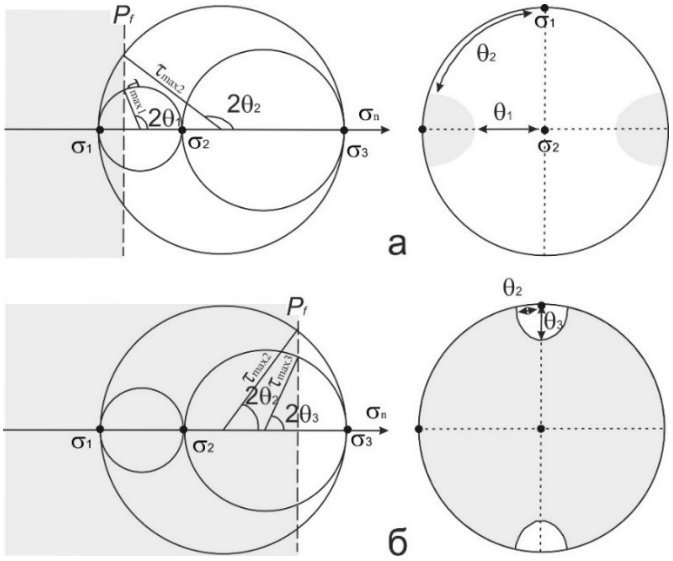


Рис. 5. Графическое представление напряженно-деформированного состояния массива и величины флюидного давления (P_f) на круговой диаграмме Мора для основных случаев:
а — P_f меньше величины промежуточного напряжения (σ_2); *б* — P_f больше величины промежуточного напряжения (σ_2)

Fig. 5. A graphical representation of the stress-strain state of the massif and the fluid pressure value (P_f) on the Mohr's circles for the main cases:
a — P_f is less than the value of intermediate stress (σ_2); *b* — P_f is greater than the value of intermediate stress (σ_2)

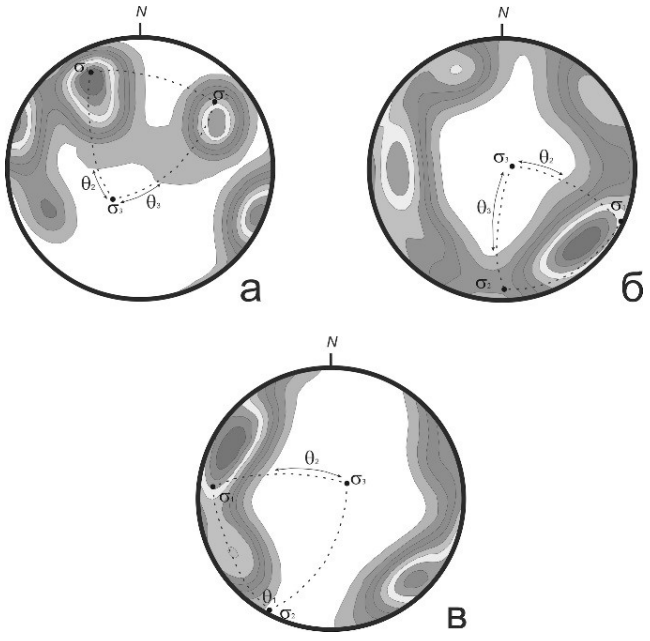


Рис. 6. Стереограммы трещиноватости с кварцевым выполнением (равноплощадная проекция, нижняя полусфера) с вынесенными на них нормалями ($\sigma_{1\text{-}3}$) и вычислением углов $\theta_{1\text{–}3}$:
а — горизонт 9; *б* — горизонт 10; *в* — горизонт 11

Fig. 6. Stereograms of fractures with quartz filling (equal-area projection, lower hemisphere) with surface normals ($\sigma_{1\text{-}3}$) and results of $\theta_{1\text{-}3}$ angles calculation:
a — 9th horizon; *b* — 10th horizon; *c* — 11th horizon

Величины максимальных касательных напряжений (τ_{max1}; τ_{max2}) были оценены по эмпирическим критериям качества породы, предложенным Е. Хоком и И.Т. Брауном [Hoek, Brown, 1980, 1997]. Согласно этим критериям вмещающие гранитоиды месторождения Антей относятся к породам удовлетворительного качества. Используя диаграмму, описывающую отношение величины максимальных касательных напряжений и минимальных напряжений одноосного сжатия к качеству гранитов (рис. 7), делаем вывод, что для нашего случая величины максимальных касательных напряжений изменяются в интервале от ~3 МПа (для случая σ_{min} = 0) до ~30 МПа (для случая σ_{min} = 200 МПа).

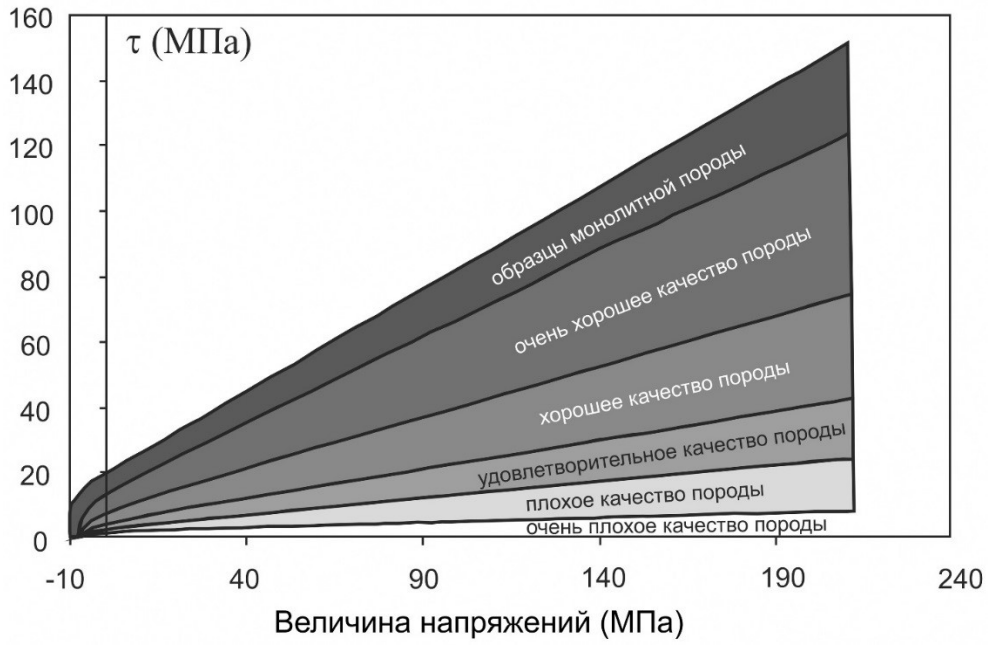


Рис. 7. Диаграмма зависимости качества гранитных пород от величины касательных напряжений и минимальных напряжений одноосного сжатия, по [Hoek, Brown, 1980]

Fig. 7. Diagram of the relations between the granite rocks quality, the value of shear stresses and minimum uniaxial compression stresses [Hoek, Brown, 1980]

Однако, как видно из модели современного напряженно-деформированного состояние массива месторождения Антей [Минаев и др., 2016], максимальные напряжения, действующие в массиве месторождения, на данный момент σ_H достигают приблизительно 24 МПа. Напряжения, действовавшие в ходе процесса рудообразования, были заведомо выше современных. Кроме того, напряжение σ_1, которое можно представить как минимальное напряжение, согласно формуле относительного расширяющего давления (R') не может превышать поровое давление [Войтенко, Задорожный, 2015]:

$$R' = \frac{Pf - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1}. \quad (1)$$

Значение R' может изменяться в интервале от –1 до 1. При этом, если $R' < 0$, то раскрытия трещин не происходит в отличие от варианта $R' > 0$ (который уместен в нашем случае). Исходя из этого, $\sigma_1 \leq 70$ МПа. Таким образом, значения максимальных касательных напряжений (τ_{max1}; τ_{max2}) в нашем случае могут колебаться от ~5 до ~15 МПа. Для удобства расчетов возьмем среднее арифметическое этих значений τ_{max2} = 10 МПа.

Значения τ_{max1} (для случая $P_f < \sigma_2$) и τ_{max3} (для случая $P_f > \sigma_2$) вычислялись по формулам, приведенным в [Войтенко, Задорожный, 2015]:

$$\frac{\tau_{max1}}{\tau_{max2}} = \frac{1+\cos 2\theta_2}{1+\cos 2\theta_1}, \qquad \frac{\tau_{max3}}{\tau_{max2}} = \frac{1-\cos 2\theta_2}{1-\cos 2\theta_3}. \quad (2)$$

Таким образом, были получены все исходные данные (табл. 2), необходимые для построения диаграмм О. Мора.

Таблица 2
Table 2

Исходные данные для построения круговых диаграмм Мора
для горизонтов 9, 10 и 11 месторождения Антей

The initial data for constructing Mohr's circles for 9th, 10th and 11th horizons of the Antei deposit

Горизонт	θ_1 °	θ_2 °	θ_3 °	$P_{f\,min}$ (МПа)	$P_{f\,max}$ (МПа)	τ_{max1} (МПа)	τ_{max2} (МПа)	τ_{max3} (МПа)
9	–	25	30	50	70	–	10	7,2
10	–	30	60	50	70	–	10	3,3
11	5	60	–	50	70	2,5	10	–

Результаты построений собственно диаграмм Мора отражены на рис. 8.

Можно заметить, что на 9 и 10 горизонтах $P_f > \sigma_2$, в то время как на 11 горизонте значение флюидного давления незначительно ниже значения промежуточного палеонапряжения (разница составляет 0,2 МПа). Это может служить указанием на начало смены палеодинамической обстановки на гипсометрическом уровне 11 горизонта. Для заверки данной гипотезы необходимо провести анализ палеонапряжений более глубоких горизонтов, а именно горизонтов 12, 13 и 14 месторождения Антей (730, 790 и 850 м от поверхности, соответственно).

Однако, в фондах ПАО «ППГХО» не было обнаружено пригодных для статистического анализа данных по трещиноватости пород для названных горизонтов. Самостоятельная съемка трещиноватости с вынесением информации по минеральному выполнению трещин (что необходимо для анализа палеонапряжений) усложняется тем, что стенки горных выработок обработаны торкретом. В то же время, задача восстановления палеонапряжений для всех гипсометрических отметок массива месторождения Антей, несомненно, стоит в дальнейших планах научных исследований.

Для наглядности, значения главных палеонапряжений были представлены в табл. 3.

Таблица 3
Table 3

Значения палеонапряжений $\sigma_{1\text{-}3min}$ для случая P_f = 50 МПа и $\sigma_{1\text{-}3max}$ для случая P_f = 70 МПа

The values of paleostresses $\sigma_{1\text{-}3min}$ for the case of P_f = 50 MPa and $\sigma_{1\text{-}3max}$ for the case of P_f = 70 MPa

Горизонт	σ_{1min} (МПа)	σ_{1max} (МПа)	σ_{2min} (МПа)	σ_{2max} (МПа)	σ_{3min} (МПа)	σ_{3max} (МПа)
9	34,8	54,8	42	62	53,5	73,5
10	36	56	43,5	63,5	55	75
11	45,5	65,5	50,2	70,2	64	84

Владея данными по значениям главных палеонапряжений, авторы получили возможность сравнения главных напряжений, действующих в объеме горного массива месторождения Антей на данный момент [Минаев и др., 2016] и имевших место в период образования кварцевых жил (рис. 9, *а*). Кроме того, приводится сравнение результатов восстановления значений палеонапряжений в массиве месторождения Антей и в рассеченном многочисленными жильными телами гранитном массиве Сульс (Франция) (рис. 9, *б*).

Как можно заметить, на построенных графиках разница значений между палеонапряжениями и современными напряжениями на месторождении Антей превышает этот параметр в гранитном массиве Сульс. Для месторождения Антей эта разница составляет, как минимум, около 25 МПа (при условии P_f = 50 МПа), в то время как для массива Сульс фиксируется различие от 5 до 8 МПа. В то же время на рис. 9, *а*, можно заметить тренд к смене тектонического режима ниже гипсометрических отметок 10–11 горизонтов. Однако по имеющимся на настоящий момент данным о смене тектонического режима сложно утверждать однозначно. Необходимо провести восстановление значений палеонапряжений для горизонтов 12, 13 и 14.

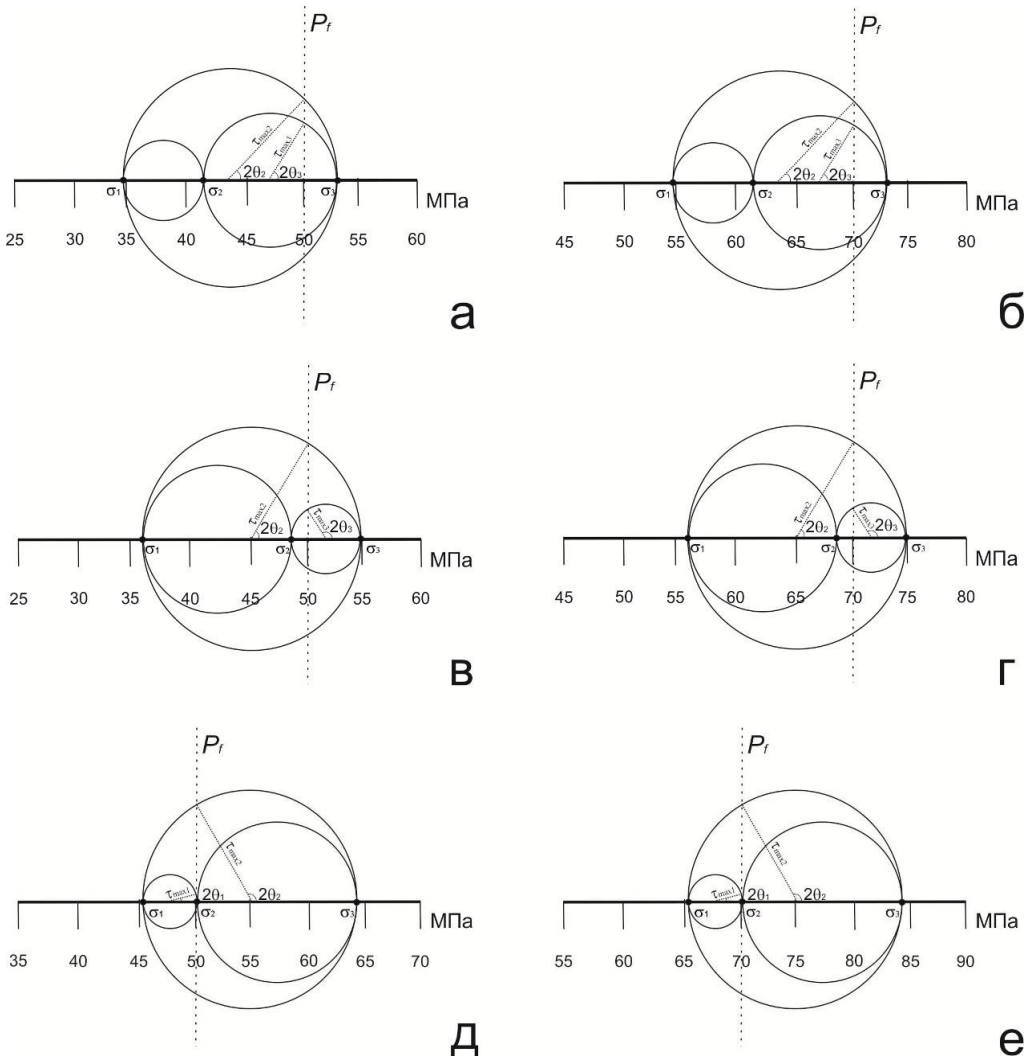


Рис. 8. Результаты анализа палеонапряжений для горизонтов 9 (*а, б*), 10 (*в, г*) и 11 (*д, е*) месторождения Антей для случаев P_f = 50 МПа (*а, в, д*) и P_f = 70 МПа (*б, г, е*)

Fig. 8. The results of the analysis of paleostress for 9th (*a, b*), 10th (*c, d*) and 11th (*e, f*) horizons of the Antey deposit for the cases if P_f = 50 MPa (*a, c, e*) and P_f = 70 MPa (*b, g, e*)

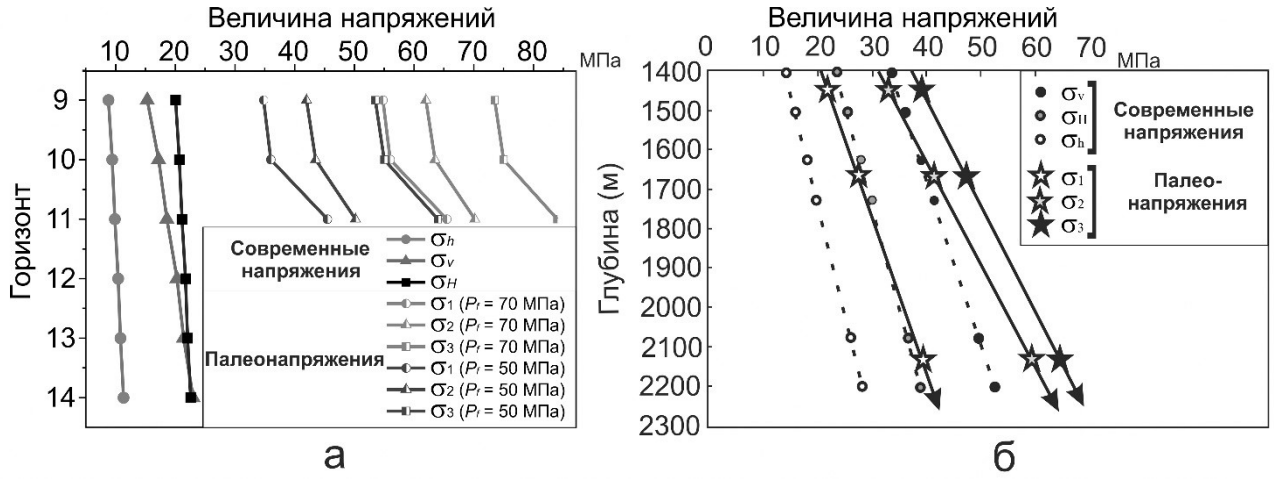


Рис. 9. Сравнение современных и палеонапряжений для гранитных массивов месторождения Антей (*а*) и Сульс, Франция (*б*). Данные для массива Сульс получены по [Andre et al., 2001]

Fig. 9. Comparison of modern and paleostresses for granite massif of the Antey deposit (*a*) and Soultz massif, France (*b*) [Andre et al., 2001]

Выводы

1. По результатам проведённых макро- и микроструктурных исследований массива гранитоидов, вмещающих уникальное по запасам молибден-уранового месторождения Антей, установлено три основных эпизода структурных преобразований, характеризующихся различными параметрами и ориентировками осей поля напряжений и деформаций.

2. Гидротермальный рудообразующий процесс протекал в крайне неоднородном поле напряжений и деформаций, что фиксируется большим количеством разновременных систем микротрещин (планарных систем флюидных включений), выполненных вторичными флюидными включениями с различным составом и свойствами.

3. Расчет значений палеонапряжений с помощью метода построения кругов Мора выявил, что напряжения на период образования кварцевых жил, в том числе синрудных, значительно превышали современные напряжения, действующие в массиве месторождения Антей.

4. Обнаруживается тенденция к изменению палеотектонического режима с глубиной по аналогии с современным напряженно-деформированным состоянием пород. Однако для подтверждения этих предположений необходимо провести реконструкцию значений палеонапряжений для глубоких горизонтов 12, 13 и 14 месторождения.

Работа выполнена в рамках темы 0136-2018-0016 государственного задания ИГЕМ РАН «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного моделирования рудообразующих систем месторождений стратегических металлов на основе ГИС технологий», а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта *№ 18-35-00109.*

Литература

Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др. Эволюция магматизма и рудно-метасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 2. С. 115–130.

Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2015. С. 42–51.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гущенко О.И. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. С. 21.

Ищукова Л.П., Авдеев Б.В., Губкин Г.Н. и др. Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. 526 с.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск, 2007. 260 с.

Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 124 с.

Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Напряженно-деформированное состояние и вариации значений упругих параметров вмещающих гранитоидов молибден-уранового месторождения Антей (Восточное Забайкалье) на разных глубинах // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 2. С. 19–31.

Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 216 с.

Наумов Г.Б., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф. и др. Ореолы флюидных включений и методы их изучения при поиске гидротермальных руд // Геохимия. 1987. № 2. С. 250–259.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 294 с.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика. Методы и результаты. В 2 т. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 94–108.

Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Щукин С.И., Хаммер Й. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли. 2009. № 11. С. 86–93.

Петров В.А., Устинов С.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю. Реконструкция путей и условий миграции рудоносных гидротермальных растворов: структурно-геологический и термобарогеохимический подход // Вестник РФФИ. 2013. № 1. С. 27–33.

Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А. Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример молибден-уранового месторождения Антей, Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 4. С. 327–350.

Полуэктов В.В., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Устинов С.А., Андреева О.В., Щукин С.И. Этапы метаморфических, метасоматических и деформационных преобразований флюидопроводящих пород Стрельцовской кальдеры, ЮВ Забайкалье // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: материалы XIV Междунар. конф. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 222–225.

Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ, 2002. С. 227–243.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: Изд-во ГЕОС, 2017. 234 с.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33–46.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125–131.

Andre A.S., Sausse J., Lespinasse M. New approach for the quantification of paleostress magnitudes: application to the Soultz vein system (Rhine graben, France) // Tectonophysics. 2001. V. 336. P. 215–231.

Angelier J. Determination of the mean principal stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. V. 56. P. 17–26.

Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89 (B7). P. 5835–5848.

Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data // J. Structural Geology. 1989. V. 11. P. 37–50.

Baer G., Beyth M., Reches Z. Dikes emplaced into fractured basement, Timma Igneous Complex, Israel // J. Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 24039–24051.

Boullier A.M. Fluid inclusions: tectonic indicators // J. Structural Geology. 1999. No. 21. P. 1229–1235.

Delaney P.T., Pollard D.D., Zioney J L., McKee E.H. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis // J. Geophysical Research. 1986. V. 91 (B5). P. 4920–4938.

Hoek E., Brown E.T. Underground Excavations in Rock. Institution of Mining and Metallurgy. London. 1980. 527 p.

Hoek E., Brown E.T. Practical estimates of rock mass strength // International J. Rock Mechanics Mining Sciences. 1997. V. 34 (8). P. 1165–1186.

Jolly R.J.H., Sanderson D.J. A Mohr Circle reconstruction for the opening of a pre-existing fracture // J. Structural Geology. 1997. V. 19. P. 887–892.

Lespinasse M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // J. Structural Geology. 1999. No. 21. P. 1237–1243.

Mondal T.K., Mamtani M.A 3-D Mohr circle construction using vein orientation data from Gadag (Southern India) — Implications for recognize fluid pressure fluctuation // J. Structural Geology. 2013. V. 65. P. 45–65.

Passchier C.W., Trouw R.A. Microtectonics. 2nd Ed. Springer, 2005. 371 p.

Smith D.L., Evans B. Diffusional crack healing in quartz // J. Geophysical Research. 1984. No. 89. P. 4125–4135.

Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions // J. Geology. 1949. No. 57. P. 331–356.

А. Ф. Читалин

ООО «Институт геотехнологий», Москва

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАИМСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Аннотация

Баимская зона сдвига была сформирована в два этапа в позднеюрское – раннемеловое время (144–137 млн лет). На первом этапе это была региональная зона левого сдвига, в которой образовались левые сдвиги и сдвиго-взбросы СЗ простирания. На втором этапе Баимская зона являлась зоной правого сдвига. Были сформированы вторичные структуры растяжения (меридиональные разломы растяжения, сбросы, трещины отрыва). Структуры сдвига и растяжения контролировали формирование раннемеловых магматических интрузивных тел и полихронных линейных штокверков медно-порфировых месторождений.

В конце второго этапа медно-порфировые месторождения были частично размыты. Вдоль меридиональных правых сдвигов и сопряженных широтных левых сдвигов образовались локальные структуры растяжения с эпитермальными низкотемпературными золотоносными кварцевыми жилами и линейными штокверками. Сдвиги и ассоциирующие с ними надвиги были активны по крайней мере до начала альбского века раннего мела. В кайнозое (?) также формировались надвиги.

Двухфазная структурная эволюция Баимской сдвиговой зоны была смоделирована на аналоговой тектонофизической модели. Эксперименты показали, что разрывы растяжения второй фазы сформировались в основном благодаря наличию разрывов первой фазы.

Моделирование выявило происхождение и распределение потенциально проницаемых для флюидов зон декомпрессии на этой территории. Структуры растяжения на модели хорошо согласуются с известными месторождениями и рудопроявлениями меди и золота, а также с перспективными областями, перекрытыми аллювиальными отложениями в крупных долинах.

A. F. Chitalin

Institute of Geotechnology LLC, Moscow

STRUCTURAL PARAGENESIS AND ORE MINERALIZATION OF THE BAIMSKAYA SHEAR ZONE, WESTERN CHUKOTKA

Abstract

The Baimskaya shear zone was formed in two stages in the Late Jurassic — Early Cretaceous time (144–137 Ma). At the first stage, this was the regional left-lateral shear zone were the sinistral strike-slip and reverse faults trending NW were formed. At the second stage, the Baimskaya zone was reactivated as the right-lateral shear zone. The secondary extensional structures (meridional extensional faults, normal faults and strike-slip faults and extensional fractures) were formed. The shear and extension structures controlled the formation of the Early Cretaceous magmatic intrusion bodies and polychronic linear stockworks of porphyry-copper deposits.

At the end of the second stage, porphyry copper deposits were partially eroded. Along the meridional dextral strike-slip faults and conjugated latitudinal sinistral strike-slip faults the local extensional structures with epithermal low-temperature gold-bearing quartz veins and linear stockworks were formed. The strike-slip faults and associated thrust faults were active at least until the beginning of the Albanian time of the early Cretaceous. Some thrusts were formed in the Cenozoic (?).

The two-stage structural evolution of the Baimskaya shear zone was modeled on an analog tectonophysical model. The experiments showed that the extensional fractures of the second stage were formed largely due to the presence of fractures of the first stage.

Modeling revealed the origin and distribution of potentially fluid-permeable decompression zones on the area. The extensional structures on the model are well consistent with the known copper and gold deposits and occurrences, as well as promising areas covered by the alluvial cover in large valleys.

Тектоническое положение и геология Баимской сдвиговой зоны

Баимская зона глубинного сдвига (которая включает одноименную рудную зону), впервые была выделена автором на основании анализа региональных геологических и геофизических карт и детального изучения ее структуры при поисках, оценке и разведке рудных объектов [Chitalin et al., 2012; Читалин и др., 2013].

Баимская сдвиговая зона принадлежит Алазейско-Олойской складчатой системе и ассоциирует с позднеюрским — раннемеловым островодужным вулкано-плутоническим комплексом (рис. 1). Сдвиговая зона протягивается параллельно Южно-Анюйской сутуре покровно-складчато-надвигового

строения с наложенными правосдвиговыми деформациями. Эта коллизионно-офиолитовая сутура маркирует зону субдукции позднеюрского-раннемелового океанического бассейна и раннемеловой коллизии Колымо-Омолонского и Анюйско-Чукотского террейнов [Соколов и др., 2001].

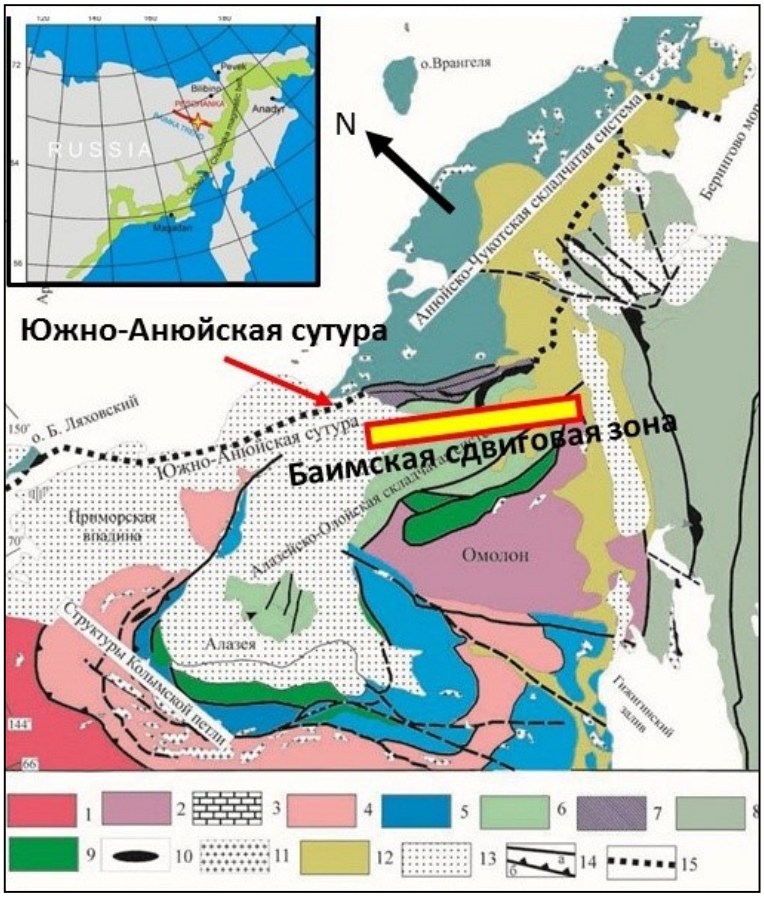


Рис. 1. Положение Баимской сдвиговой зоны на тектонической схеме Северо-восточной Азии [Nokleberg et al., 1994]. Основные тектонические элементы:
1 — Сибирская платформа; *2* — блоки с древней докембрийской континентальной корой; *3* — деформированный палеозойско-мезозойский чехол Новосибирско-Чукотской складчатой области; *4* — верхоянский комплекс и его эквиваленты; *5* — деформированный палеозойско-мезозойский чехол Верхояно-Колымской складчатой области; *6* — Алазейско-Олойская складчатая система; *7* — Южно-Анюйская сутура; *8* — Корякско-Камчатская складчатая область; *9* — палеозойско-мезозойские островодужные комплексы; *10* — офиолиты; *11* — граниты; *12* — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; *13* — кайнозойский чехол; *14* — тектонические границы: *а* — сдвиги, *б* — надвиги; *15* — Южно-Анюйская сутура

Fig. 1. The position of the Baimskaya shear zone on the tectonic map of the Northeast Asia [Nokleberg et al., 1994].
The main tectonic elements:
1 — Siberian platform; *2* — blocks with the ancient Precambrian continental crust; *3* — deformed Paleozoic-Mesozoic cover of the Novosibirsk-Chukotka folded region; *4* — Verkhoyansk complex and its equivalents; *5* — deformed Paleozoic-Mesozoic cover of the Verkhoyansk-Kolyma folded region; *6* — Alazey-Oloi folded system; *7* — South Anyui suture; *8* — Koryak-Kamchatka folded region; *9* — Paleozoic-Mesozoic island arc complexes; *10* — ophiolites; *11* — granites; *12* — Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt; *13* — Cenozoic cover; *14* — tectonic boundaries: *a* — shears, *b* – thrusts; *15* — South Anyui Suture

Баимская сдвиговая зона вытянута более чем на 170 км в северо-западном направлении. Ширина зоны около 20 км. На юго-востоке она перекрывается верхнемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского магматического пояса. На северо-западе в пределах сдвиговой зоны расположена раннемеловая Мангазейская вулканоструктура, к которой приурочены рудопроявления медно-порфирового типа и эпитермальные золотосеребряные проявления (рис. 2).

Контролируемые сдвиговой зоной раннемеловые рудоносные гипабиссальные интрузии диоритового весеннинского и монцонитоидного егдыгкычского комплексов прорывают смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения верхней юры-нижнего мела.

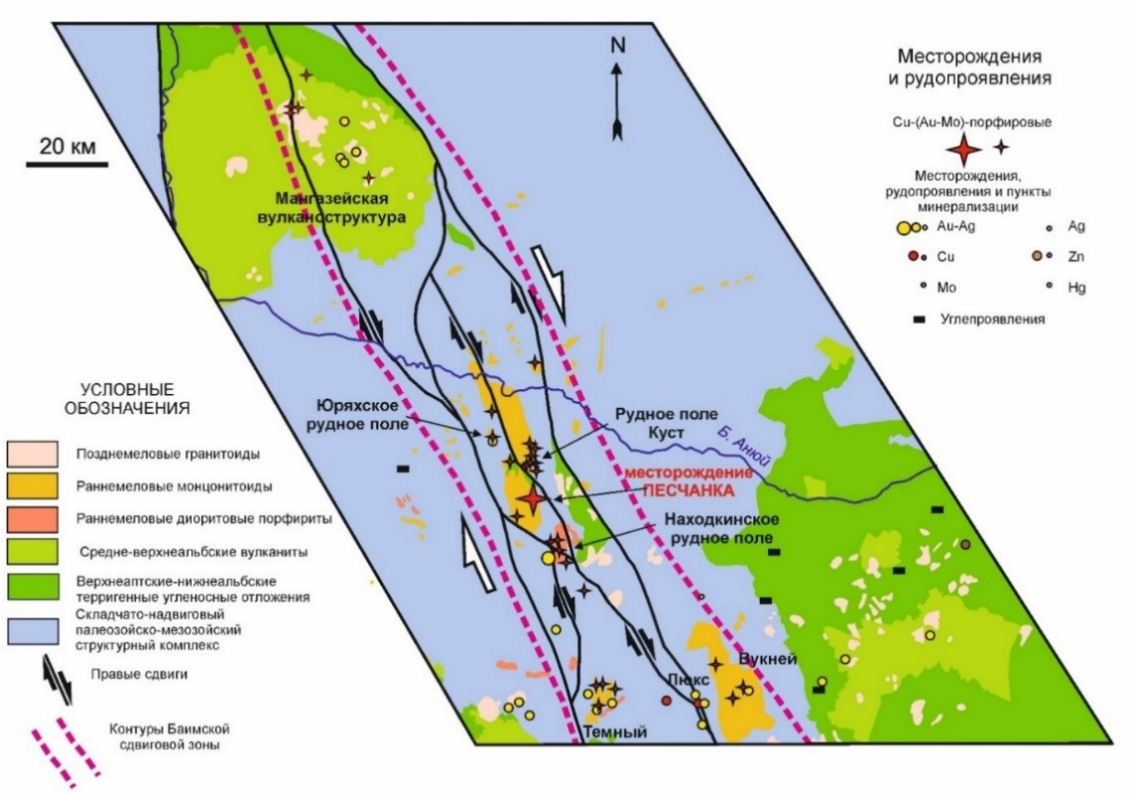


Рис. 2. Структура и минерализация Баимской сдвиговой зоны [Читалин и др., 2013].

Fig. 2. The structure and mineralization of the Baimskaya shear zone [Читалин и др., 2013]

Верхнеаптская терригенная угленосная айнахкургенская свита на северном фланге месторождения Песчанка несогласно, с размывом залегает на метасоматически измененных и оруденелых монцодиоритах и монцодиорит-порфирах Егдыгкычского плутона. Севернее месторождения на участке Егдыгкыч бурением выявлен пологий надвиг (с востока на запад) минерализованных монцодиоритов на угленосные песчаники и алевролиты айнахкургенской свиты.

Структурные парагенезы Баимской сдвиговой зоны

Автором выявлены разномаштабные структурные парагенезы позднеюрско-раннемелового возраста, отражающие структурную эволюцию Баимской сдвиговой зоны. Выделяются следующие структурные парагенезы, от ранних к поздним: дорудные: соскладчатые, интрузивные; синрудные: золото-кварцевой минерализации, медно-порфировой минерализации, эпитермальной золото-серебряной минерализации; пострудные.

Позднеюрский соскладчатый структурный парагенез. Структурный парагенез позднеюрского возраста представлен разномасштабными складками СЗ простирания, взбросами, сдвиго-взбросами, сдвигами. В верхнеюрских песчаниках и алевролитах отмечен крутопадающий осевой кливаж. Перпендикулярно кливажу развиты горизонтальные трещины отрыва с кварцевыми прожилками.

Позднескладчатый левый сдвиг по региональному Егдыгкыч-Алучинскому разлому СЗ простирания был впервые выделен автором на основе анализа современных региональных геологических и аэромагнитных карт [Читалин, 2019] Это главный продольный разлом Баимской сдвиговой зоны. По разлому смещена в плане по типу левого сдвига линейная интенсивная положительная магнитная аномалия и вызвавшая аномалию линейная интрузия, сложенная магнитными габброидами позднеюрского баимского комплекса. Амплитуда левого сдвига 5.5 км (рис. 3, А).

Левый сдвиг пересекается линейным интрузивом монцондиоритов раннемелового егдыгкычского комплекса, который прорывает смещенные габброиды и, в свою очередь, смещается Егдыгкычским разломом уже по типу правого сдвига с амплитудой 0.7–1 км (рис. 3, Б). Таким образом, левостороннее смещение по разлому определяется как позднеюрское, а правостороннее как раннемеловое: разлом смещает раннемеловые рудоносные интрузии, а также несогласно перекрывающие их угленосные отложения верхнеаптской айнахкургенской свиты.

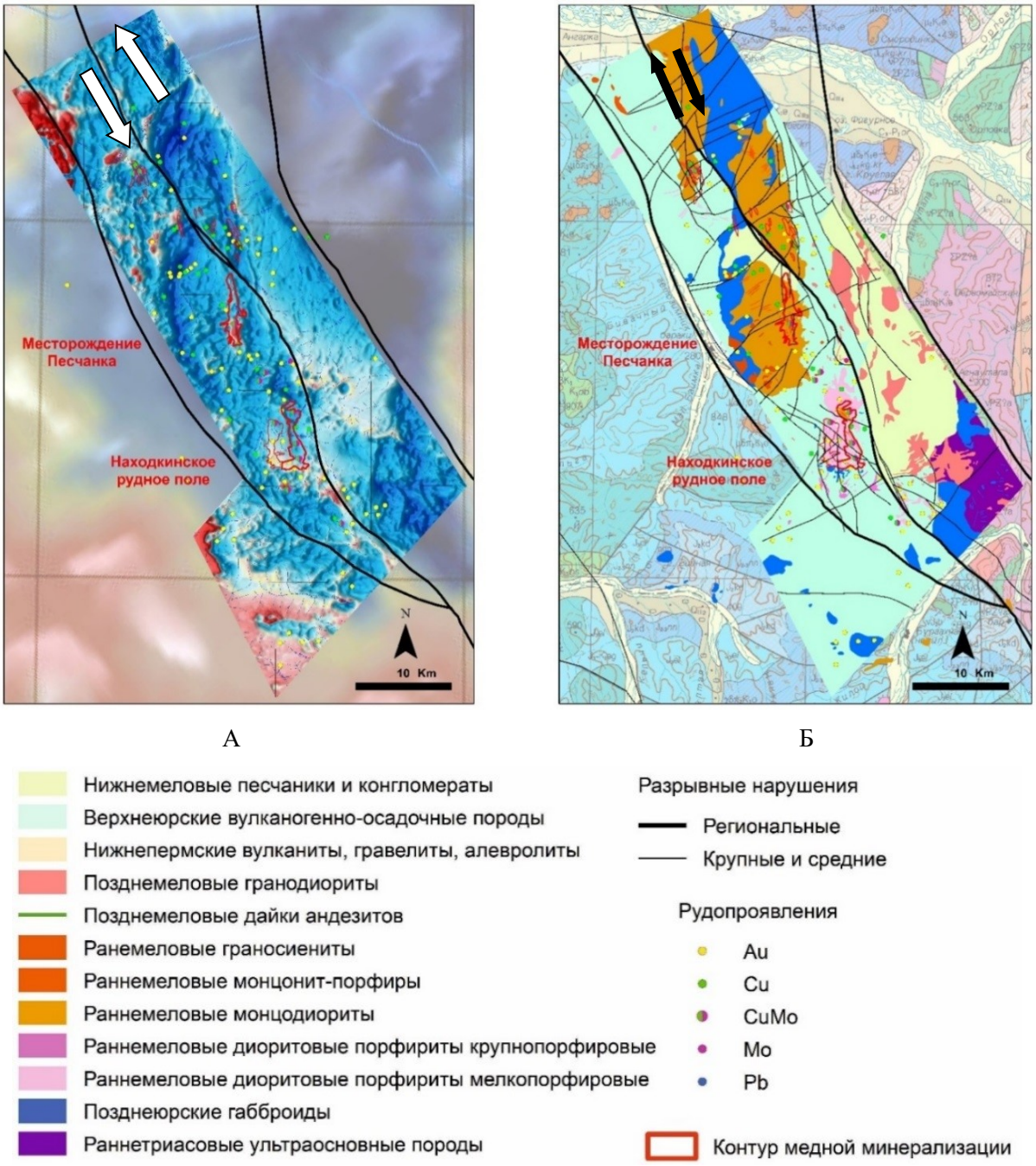
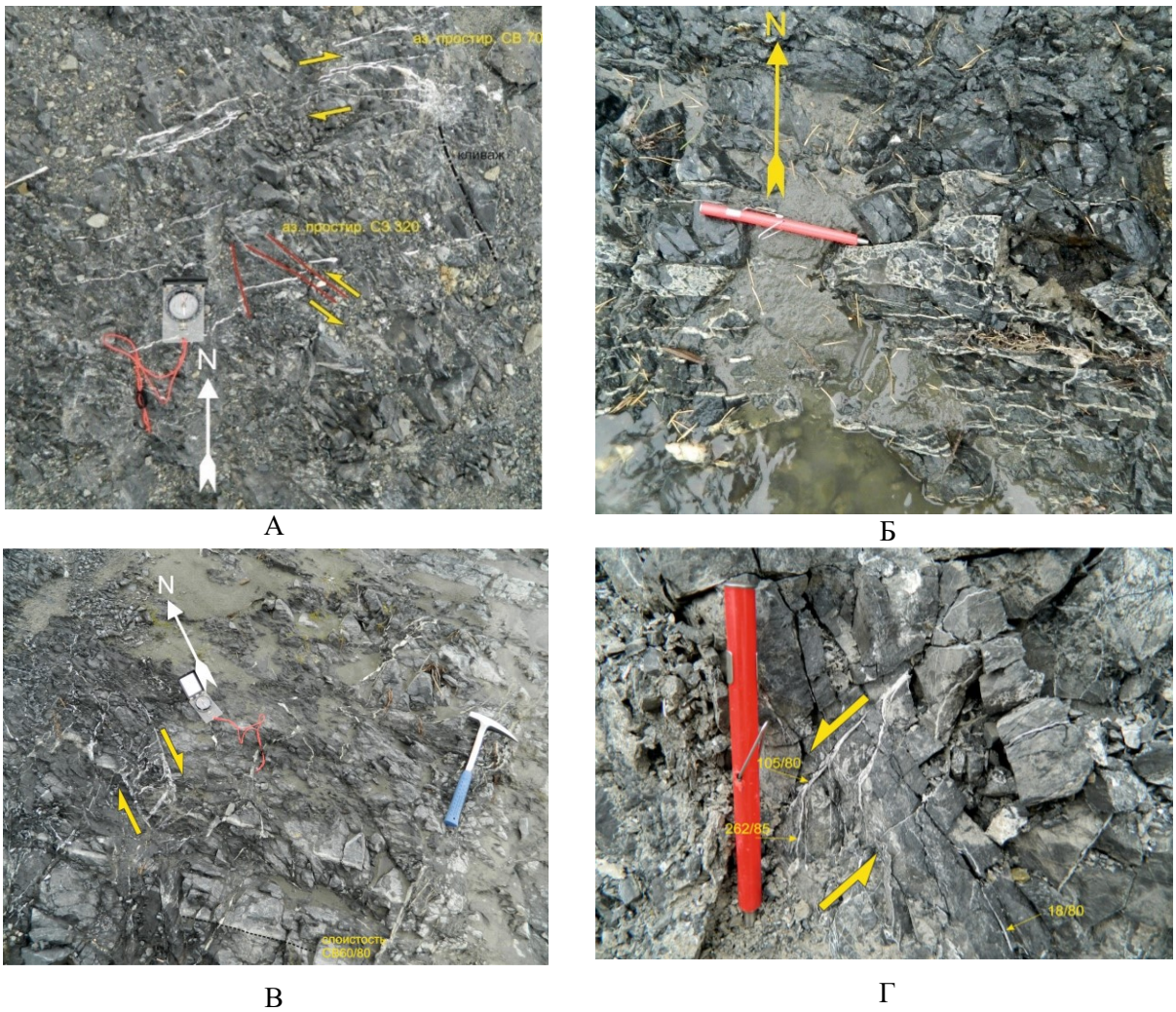


Рис. 3. Главные продольные сдвиги Баимской сдвиговой зоны. По главному Егдыгкыч — Алучинскому разлому фиксируется левостороннее смещение положительной магнитной аномалии и интрузива позднеюрских габброидов (А) и реверсивное правостороннее смещение интрузива раннемеловых монцодиоритов (Б)

Fig. 3. The main longitudinal strike-slip faults of the Baimskaya shear zone.
The left-lateral displacement of the positive magnetic anomaly and the Late Jurassic gabbroid intrusion (A) and the reverse right-lateral displacement of the Early Cretaceous monzodiorite intrusion (Б) by the main Yegdygkych — Aluchinsky fault are recorded

Мезоструктурный левосдвиговый парагенез отрывов и сопряженных сколов-сдвигов, выполненных кварц-кальцитовыми прожилками, установлен в кливажированных верхнеюрских алевролитах в южной части Баимской зоны, на золоторудном участке Люкс. Там же выделен более поздний правосдвиговый парагенез отрывов и сколов (рис. 4). Разновозрастные сдвиговые структурные парагенезы сформировались на разных этапах деформации в различных полях напряжений сдвигового типа. Кварц-карбонатные прожилки пересекают дайки раннемеловых диоритовых порфиритов и андезитов.



А Б В Г

Рис. 4. Мезоструктурные парагенезы в зоне Егдыгкыч-Алучинского разлома СЗ простирания. Участок Люкс. Левосдвиговый структурный парагенез (дорудный):
А — кварцевый штокверк в кливажированных алевролитах. Левосдвиговый структурный парагенез трещин отрыва и двух сопряженных сколов (правые и левые сдвиги) образовался в обстановке широтного сжатия и меридионального растяжения в зоне регионального левого сдвига СЗ простирания. Б — линейный штокверк широтного простирания. Одна система крутопадающих кварцевых прожилков по трещинам отрыва в кливажированных алевролитах. Кварцевая жила-брекчия. Штокверк образовался в обстановке меридионального горизонтального растяжения и широтного сжатия. Правосдвиговый золоторудный структурный парагенез: В — крутопадающие кварц-карбонатные прожилки в слоистых алевролитах. Меридиональный правосдвиговый дуплекс растяжения. Г — строение зоны прожилкования в алевролитах. Парагенез двух сколов и отрыва, заполненных кварц-карбонатными прожилками

Fig. 4. Mesostructural paragenesises within the zone of the Yegdygkych-Aluchinsky fault of the northwestern strike. The Lux prospect. Left-shear structural paragenesis (pre-ore):
A — quartz stockwork in cleaved siltstones. Left-shear structural paragenesis of extension fractures and two conjugated shear fractures (dextral and sinistral) was formed under conditions of latitudinal compression and meridional extension in the zone of regional left-lateral shear of NW strike. Б — linear stockwork of latitudinal strike. One system of steeply dipping quartz veins along extension fractures in cleaved siltstones. Quartz breccia-like vein. The stockwork was formed in the setting of meridional horizontal extension and latitudinal compression. Dextral-shear gold controlling structural paragenesis: B — steeply dipping quartz-carbonate veins in layered siltstones. Meridional right-shift extensional duplex. Г — the structure of the veining zone in siltstones. Paragenesis of two shear fractures and extension fracture filled by quartz-carbonate veins

Смена полей напряжений сопровождалась изменением знака сдвигового смещения по глубинному Егдыгкыч-Алучинскому разлому в раннемеловое время. Вначале это был левый сдвиг, а затем — правый. Этап правого сдвига соответствует образованию золотоносных кварц-карбонатных

жильно-прожилковых зон. Пострудные меридиональные правые сдвиги, также образовавшиеся в обстановке правого сдвига по глубинному Баимскому разлому, смещают кварцевые прожилки.

Предрудный интрузивный структурный парагенез. Раннемеловые линейные интрузии и штоки сформировались в меридиональных зонах проницаемости и растяжения, а также в узлах их пересечения с поперечными разрывами. Егдыгкычский и Вукнейский линейные интрузивы, а также прорывающие их меридиональные дайкообразные тела рудоносных монцонит-порфиров внедрялись по трещинам растяжения в зоне правостороннего Баимского сдвига.

При документации рудного керна на участке Прямой Находкинского рудного поля в мелкопорфировых диоритовых порфиритах первой фазы весеннинского интрузивного комплекса были выявлены тектонические зоны бластомилонитов со сланцеватой текстурой и с новообразованиями (бластами) кварца, серицита, хлорита и эпидота. Эти стресс-метаморфиты относятся к низким ступеням фации зеленых сланцев. Бластомилониты образовалась в горячих, но уже раскристаллизовавшихся породах. Отмечено постепенное увеличение интенсивности деформации от краев зоны к ее осевой части, где фенокристаллы плагиоклаза и кварца сильно сплющены, раздавлены, перекристаллизованы и будинированы, порода становится отчетливо полосчатой и напоминает флюидальные риолиты (рис. 5). Мощность зон бластомилонитов составляет первые сантиметры — первые метры. Бластомилониты контролируют распространение рудной сульфидной вкрапленности.



Рис. 5. Бластомилонит по кварцевым диорит-порфиритам с прожилками и линзами кварца, и тонкой вкрапленностью сульфидов. Участок Прямой. Скважина СН11-616/104.0 м

Fig. 5. Blastomilonite in quartz diorite porphyry with quartz veins and lenses and fine impregnation of sulfides. Pryamoy deposite. Drill hole SN11-616 / 104.0 m

В монцодиоритах Егдыгкычского и Вукнейского плутонов отмечены три системы контракционных трещин Клооса. Наиболее густой является пологая трещиноватость — L, параллельно которой в породах локально отмечается слабо выраженная магматическая полосчатость. Кроме того, отмечены две системы крутопадающих сопряженных диагональных трещин скалывания сдвигового типа, указывающих на незначительное широтное горизонтальное раздавливание интрузивов после их становления.

Структурные парагенезы медно-порфировых и эпитермальных золото-серебряных руд Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны

Порфирово-эпитермальная система (ПЭС) — полихронная рудно-магматическая система с прожилково-вкрапленной минерализацией медно-порфирового типа и парагенетически связанной с ней эпитермальной золотосеребряной минерализацией. Порфирово-эпитермальные системы формируются в магматических дугах над зонами субдукции [Sillitoe, 2010].

На рудных объектах Баимской зоны в пределах ПЭС медная минерализация развивается по порфировым штокам и по вмещающим их породам. Медно-порфировая система пересекается

и обрамляется эпитермальными жилами и штокверками с полиметаллической и Au-Ag минерализацией. ПЭС обладают вертикальной и латеральной рудно-метасоматической зональностью. В истории развитии ПЭС выделяется два этапа: ранний мезотермальный и поздний эпитермальный этапы, которые состоят из нескольких стадий [Нагорная, 2013; Николаев и др. 2013; Сидорина, 2015; Читалин и др., 2016; Джеджея, 2019].

Медно-порфировые месторождения Песчанка и Находкинское рудное поле принадлежат разным ПЭС. Структурные парагенезы их во многом сходны. Отличие заключается лишь в том, что в пределах Находкинского рудного поля на медно-порфировую минерализацию наложена более поздняя эпитермальная жильно-прожилковая золото-серебряная минерализация.

Месторождение Песчанка. Золото-молибден-медно-порфировое месторождение Песчанка представляет собой линейный полихронный штокверк протяженностью 7 км и шириной до 1 км, разобщенный на три части пострудными сбросо-сдвигами. Рудный штокверк (прожилково-вкрапленная кварц-сульфидная минерализация) сформировался по метасоматически измененным монцодиорит-порфирам второй фазы, образующим линейное тело сложного строения, а также по вмещающим их монцодиоритам первой фазы, также измененным (рис. 6).

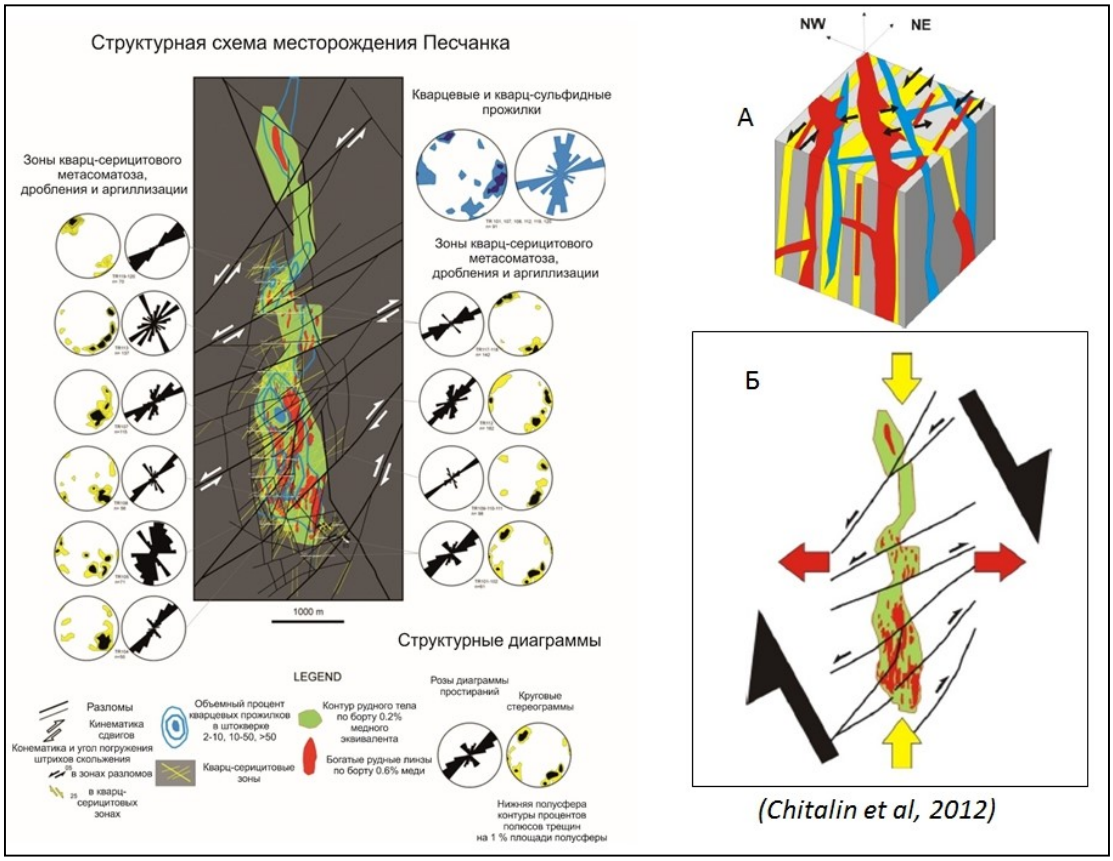


Рис. 6. Структура и структурная модель месторождения Песчанка [Chitalin et al., 2012]:
А — Принципиальная схема структуры полихронного рудного штокверка месторождения Песчанка. Желтый цвет — зоны кварц-серицитового метасоматоза, синий цвет — кварцевые прожилки, красный цвет — рудная гипогенная минерализация, черные стрелки — кинематика перемещений блоков. Б — Структурная модель месторождения Песчанка. Красным цветом показаны богатые руды, зеленым цветом —контур рудной залежи по борту 0.2 % условной меди. На структурных диаграммах показана ориентировка зон филлизитов (зоны сдвигов) преимущественно СВ простирания и кварцевых прожилков в штокверке (продольные меридиональные прожилки по трещинам отрыва и поперечно-диагональные ВСВ простирания по трещинам скалывания)

Fig. 6. The structure and structural model of the Peschanka deposit [Chitalin et al., 2012]:
A — Schematic diagram of the structure of the polychronous ore stockwork of the Peschanka deposit. Yellow color — zones of quartz-sericite alteration, blue color - quartz veins, red color — hypogen ore mineralization, black arrows — kinematics of block movements. Б — Structural model of the Peschanka deposit. Rich ores are shown in red, and the ore deposit contour on board 0.2 % of CuEq is shown in green. The structural diagrams show the orientation of the phyllic alteration shear zones mainly of NE strike and quartz veinlets in stockwork (longitudinal meridional veins filled an extensional fractures and transversely diagonal ENE trending veins filled a shear fractures)

Рудная минерализация находится в контуре биотит-калишпатовых метасоматитов, которые на флангах месторождения сменяются эпидот-хлорит-актинолитовыми пропилитами по монцодиоритам и вмещающим их ороговикованным вулканогенно-осадочным породам верхней юры.

Многочисленные разномасштабные линейные зоны (D-veins) кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов), несущих рудную минерализацию, образуют метасоматический штокверк, наложенный на калиевые метасоматиты и частично на пропилиты. В филлизитовом штокверке преобладают крутопадающие зоны СВ простирания и, в меньшем количестве, СЗ простирания, редко отмечаются пологие зоны. Зоны филлизитов обладают деформационно-метасоматической полосчатостью; они развивались как трещины скалывания сдвигового типа, которые сначала контролировали раннюю калишпатизацию, а затем более поздний кварц-серицитовый метасоматоз и рудную прожилково-вкрапленную минерализацию.

Филлизиты и калиевые метасоматиты пересекаются кварцевыми и сульфидно-кварцевыми прожилками выполнения, также образующими штокверк. Кварц в прожилках светло-серый, часто тонко полосчатый за счет пылевидных скоплений молибденита. Сульфиды (борнит, халькопирит, пирит, молибденит, блеклые руды) наложены на кварцевые прожилки, концентрируясь в их зальбандах, а также в секущих жильный кварц и вмещающие породы трещинах и микрозонках дробления, где часто ассоциируются с более поздним белым кварцем и карбонатом.

По объемному количеству жильного кварца в кварцевом штокверке выделяются линзовидные ядерные части, где мощность прожилков кварца достигает нескольких сантиметров, а суммарный объем кварцевых прожилков достигает 10 % и более. Как правило, ядерные части кварцевого штокверка не несут сульфидной минерализации или она крайне убогая. Выделяется до четырех систем кварцевых прожилков и минимум две генерации кварца. В разведочных канавах установлено, что преобладают (по количеству и мощности) меридиональные вертикальные кварцевые прожилки, заполняющие извилистые трещины отрыва.

Наиболее поздними являются крутопадающие сульфидные золотоносные жилы меридионального простирания, которые в корневой зоне штокверка (Песчанкинский разлом) выполняли трещины отрыва. Примеры соотношений метасоматитов, прожилков, гидротермальных брекчий, жил и пострудных даек показаны на рис. 11–13.

Таким образом, структурный парагенез медно-порфировой минерализации месторождения Песчанка является весьма сложным, полистадийным, отражающим длительную структурную эволюцию минерализованного штокверка в условиях широтного горизонтального растяжения и меридионального горизонтального сжатия. Это локальное поле напряжений возникло в обстановке правого сдвига вдоль Баимского глубинного разлома.

Находкинское рудное поле. Находкинское рудное поле (НРП) находится на западном фланге одноименной крупной порфирово-эпитермальной системы [Читалин и др., 2016] с эродированным золото-серебряным эпитермальным оруденением в центральной части и неэродированным на флангах [Нагорная, 2013].

Находкинское рудное поле включает южную часть слабо эродированного Верхне-Баимского гипабиссального штока диорит-порфиритов раннемелового возраста, который интрудирует вулканогенно-осадочные отложения верхней юры и позднеюрские габброиды и нарушен сдвигами и сбросо-сдвигами с амплитудами смещений до 1 км. Диорит-порфириты прорваны небольшими штоками и дайками раннемеловых монцонитоидов и позднемеловыми гранодиоритами (рис. 7 А, 8).

Прожилково-вкрапленная минерализация медно-порфирового типа в виде протяженных линейных штокверков и линз гидротермальных брекчий распространена преимущественно в эндоконтактовой зоне Верхне-Баимского штока. На участке Весенний медно-порфировая минерализация отмечена локально на дневной поверхности и в некоторых скважинах. Более поздняя наложенная эпитермальная золото-серебряная минерализация жильно-прожилкового типа отмечена на всех участках Находкинского рудного поля, но наиболее интенсивно она проявлена на его западном фланге (участок Весенний) и на южном фланге (участок Прямой). Золотоносные полосчатые кварц-карбонатные прожилки и жилы эпитермального этапа пересекают кварц-медносульфидные прожилки и гидротермальные брекчии медно-порфирового этапа (рис. 7, А, Б, В).

В пределах Находкинского рудного поля золото-молибден-медная минерализация локализуется в Восточной зоне, в краевой части штока диоритовых порфиритов (рис. 7, Г). Здесь выделяется три участка с промышленной минерализацией медно-порфирового типа. Разведочным бурением глубиной до 500 м в их пределах оконтурено несколько линзовидных кулисообразных в плане и в разрезе рудных тел субмеридионального простирания.

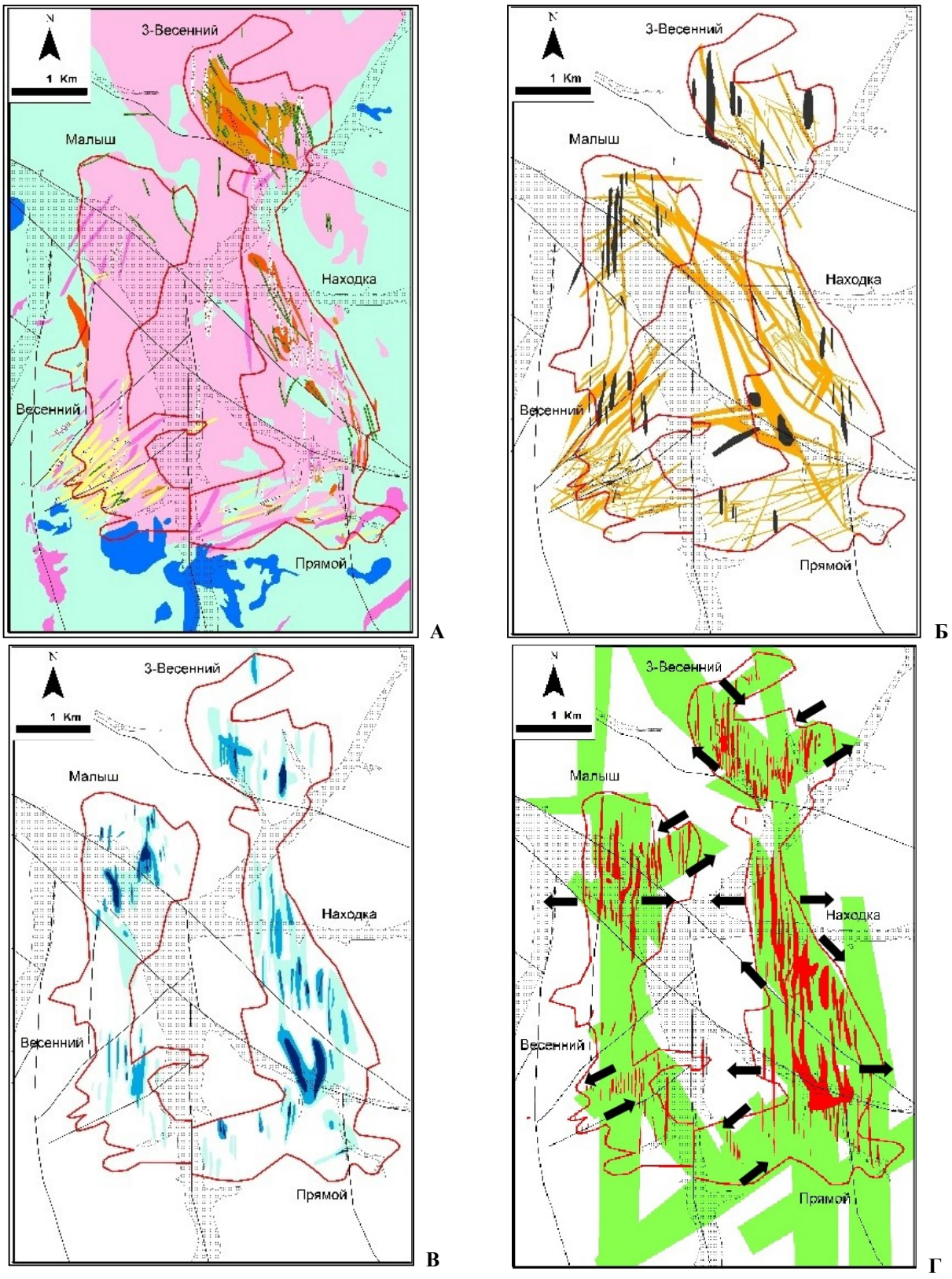


Рис. 7. Геологическая схема и рудная минерализация Находкинского рудного поля:
А — геологическая схема; Б - метасоматиты; В — кварцевые штокверки; Г — медно-сульфидные штокверки и их кинематика. Условные обозначения см. на рис. 8

Fig. 7. The geological sketch map and ore mineralization of the Nakhodka ore field.
A — geological sketch map; B — metasomatites; B — quartz stockworks; G — copper-sulfide stockworks and their kinematics. The legend is on fig. 8

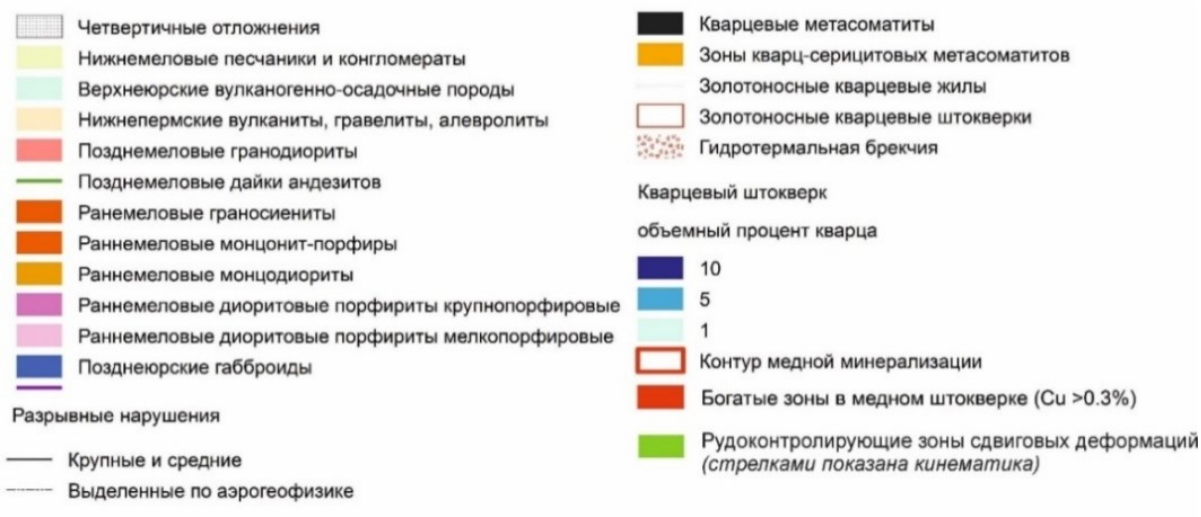


Рис. 8. Условные обозначения к рис. 7

Fig. 8. Legend to Fig. 7

Рудоносными являются зоны филлизитов и кварц-сульфидные прожилки, аналогичные выделяемым на месторождении Песчанка. Установлены и аналогичные Песчанке метасоматическая и рудная зональности. Рудные тела имеют форму мощных (до 150 м) пластин, круто падающих на восток. Установлено, что самой ранней является молибден-порфировая минерализация, предшествующая продуктивной золото-медно-порфировой минерализации.

Западная зона Находкинского рудного поля характеризуется эпитермальной золотосеребряной минерализацией жильно-прожилкового типа, наложенной на сильно метасоматически окварцованные диоритовые порфириты и вмещающие их верхнеюрские андезиты и их туфы.

Наиболее изученным является золотосеребряное месторождение Весеннее, где помимо богатых кварц-карбонатных золотосеребряных-полиметаллических жил установлено крупнообъемное штокверковое оруденение с более бедными рудами. Золотоносные кварц-карбонатные штокверки образуют сближенные рудные тела (рис. 9). Нами установлено, что эпитермальная минерализация наложена на медно-порфировый штокверк, эпитермальные полосчатые жилы пересекают и «съедают» кварц-сульфидные прожилки.

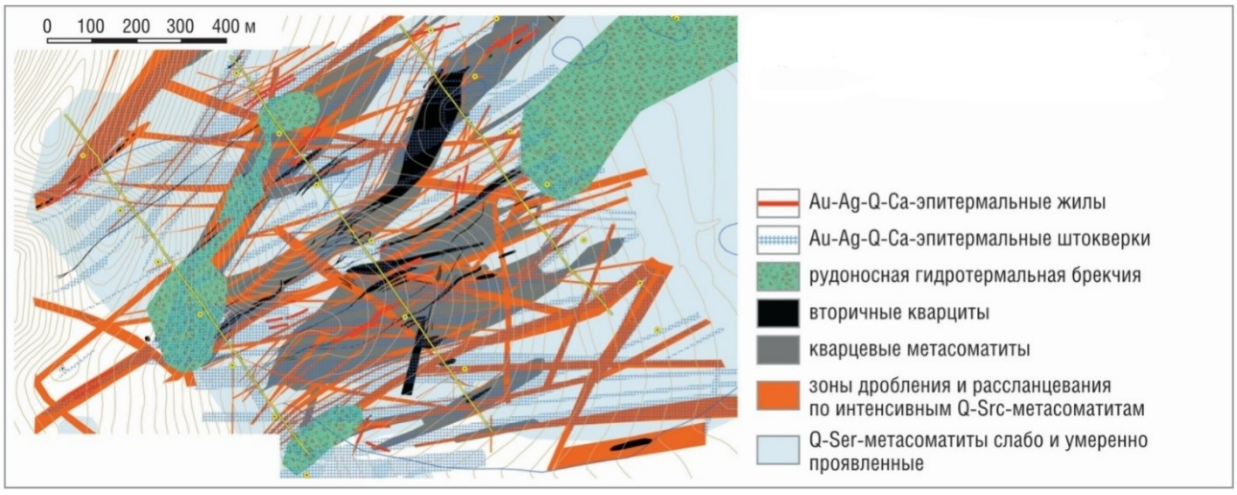


Рис. 9. Карта рудно-метасоматической зональности участка Весенний-Центр [Читалин и др., 2016]

Fig. 9. Map of ore-metasomatic zoning of the Central Vesenny deposit [Читалин и др., 2016]

В пределах НРП широко проявлены гидротермальные брекчии, часто рудоносные. Они образуют линзовидные тела и изометричные штоки, контролируемые линейными зонами филлизитов. В обломках брекчий содержатся в основном вмещающие метасоматитически измененные оруденелые породы,

реже – обломки аллохтонных пород. Цемент брекчий представлен гидротермальными минералами: кварцем, карбонатом, гематитом, магнетитом, сульфидами (халькопирит, пирит, борнит). Установлены текстуры «обломок в обломке», что свидетельствует о многоактном формировании гидротермальных брекчий. Согласно классической модели, гидротермальные брекчии характерны для верхнего уровня медно-порфировой системы, что не противоречит нашим выводам о верхнерудном эрозионном срезе Находкинского рудного поля. Гидротермальные брекчии пересекаются эпитермальными кварц-карбонатными жилами и прожилками, а также пострудными дайками андезитов.

Объемная модель рудных залежей Находкинского рудного поля показана на рис. 10, а структурная модель эпитермальной Au-Ag минерализации — на рис. 11.

Кварцевые и медно-сульфидные штокверки формировались как локальные меридиональные структуры горизонтального широтного растяжения в сопряженных сдвиговых зонах: СЗ простирания — правосторонних и СВ простирания — левосторонних.

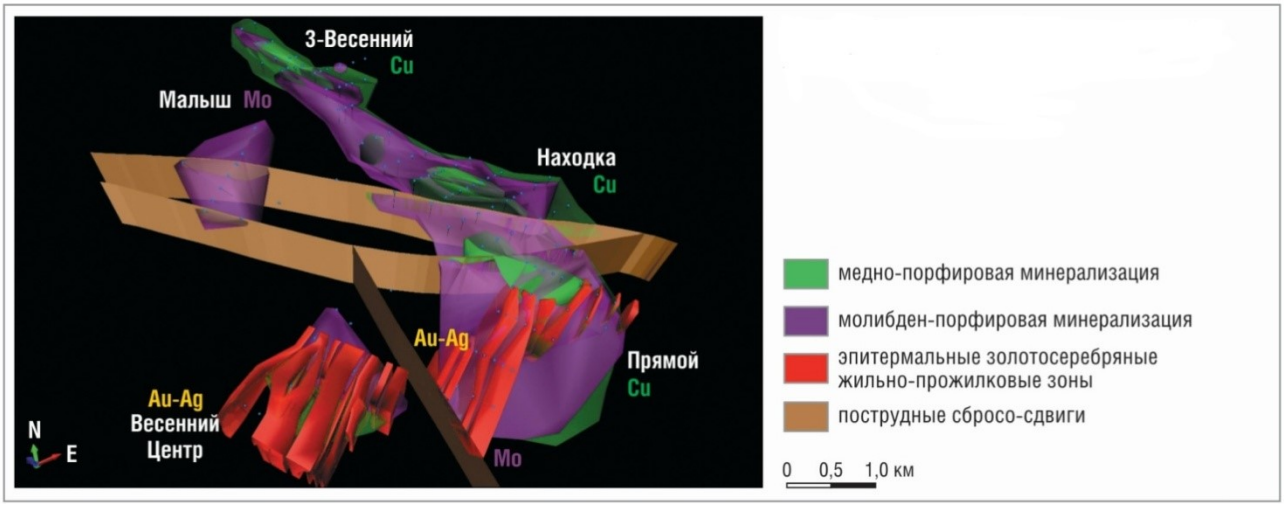


Рис. 10. Объемная модель рудных залежей Находкинского рудного поля [Читалин и др., 2016]

Fig. 10. 3D-model of ore bodies of the Nakhodka ore field [Читалин и др., 2016]

Более поздняя наложенная эпитермальная золото-серебряная мнерализация также контролируется сопряженными сдвиговыми зонами – меридиональной правосторонней и широтной левосторонней. Наиболее золотонасыщенный участок Весенний Центр локализован в узле пересечения сопряженных сдвиговых зон. Золотоносные жилы и штокверки являются кулисными структурами растяжения (трещины отрыва и раскрытые сколы) в сдвиговых зонах. Сдвиговая модель предполагает продолжение рудных тел на большую глубину, где возможно обнаружение слепых рудных тел (рис. 11).

На фотографиях (рис. 12–16) видно строение рудоконцентрирующих структур и синрудная кинематика прожилков месторождения Песчанка и Находкинского рудного поля.

Пострудные структурные парагенезы. Пострудный раннемеловой структурный парагенез представлен надвигами и сдвигами, присдвиговыми складками волочения с вертикальными шарнирами, изгибающими слоистость и кливаж в алевролитах верхней юры. На северном фланге месторождения Песчанка (участок Егдыгкыч-Куст) бурением установлен пологий надвиг рудоносных монцодиоритов на пострудные угленосные отложения айнахкургенской свиты (рис. 17). С надвигами кинематически сопряжены правые сдвиги СЗ простирания и левые сдвиги СВ простирания, которые также смещают отложения айнахкургенской свиты.

Пострудные дайки андезитов позднемелового (?) возраста наследуют трещины и разрывы предыдущих этапов деформаций. Преобладают субмеридиональные дайки. На участках 3й-Весенний и Находка Находкинского рудного поля в скважинах задокументированы также горизонтальные дайки, которые образуют с вертикальными дайками своеобразную сетчатую структуру.

Наиболее поздними являются кайнозойские (?) пологие надвиги восточного падения, выявленные бурением в пределах Находкинского рудного поля (рис. 18). Надвиги сопровождаются зонами «сухого» дробления мощностью до 100 м (приразломные тектониты представлены какиритами с размерами обломков 1 см), а также кулисными горизонтальными прожилками гипса и кальцита [Читалин и др., 2016].

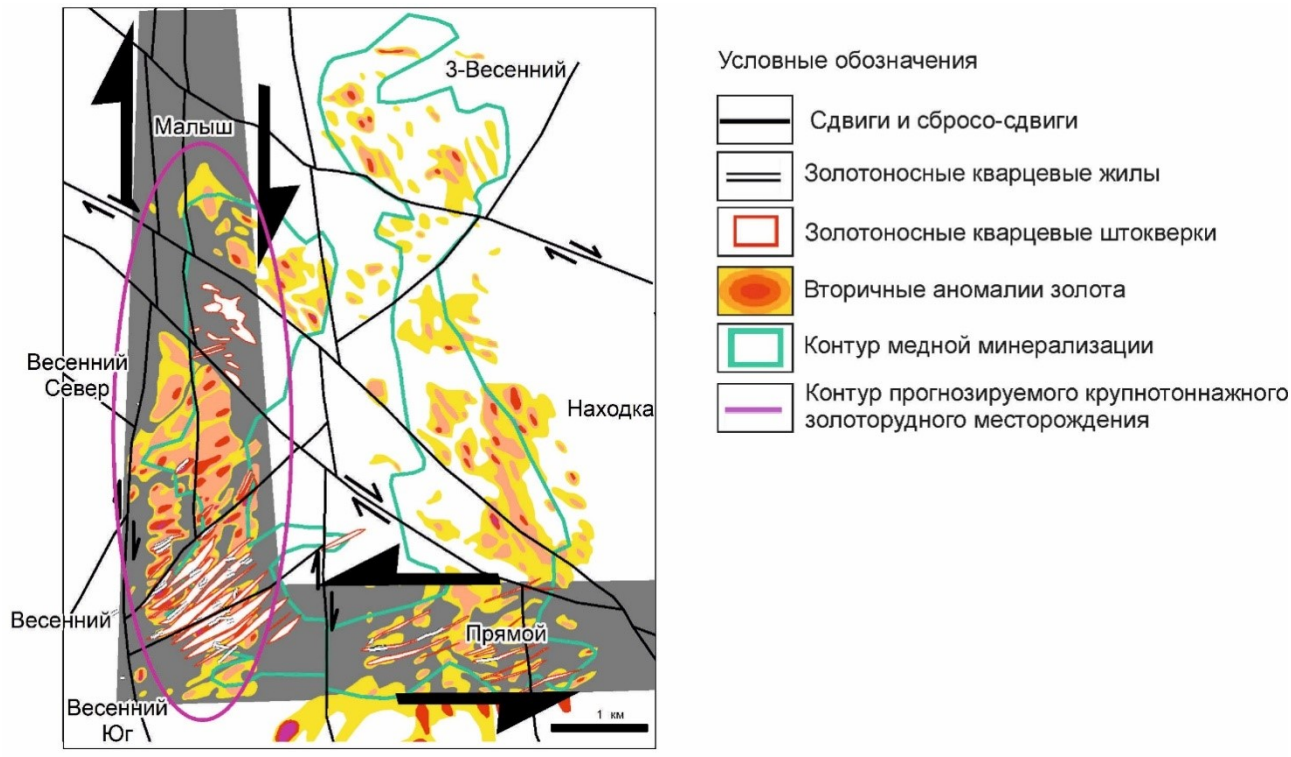


Рис. 11. Структурная модель сопряженных сдвиговых зон, контролирующих золото-серебряную эпитермальную минерализацию [Читалин и др., 2019]

Fig. 11. A structural model of the conjugate shear zones controlling the gold-silver epithermal mineralization [Читалин и др., 2019]

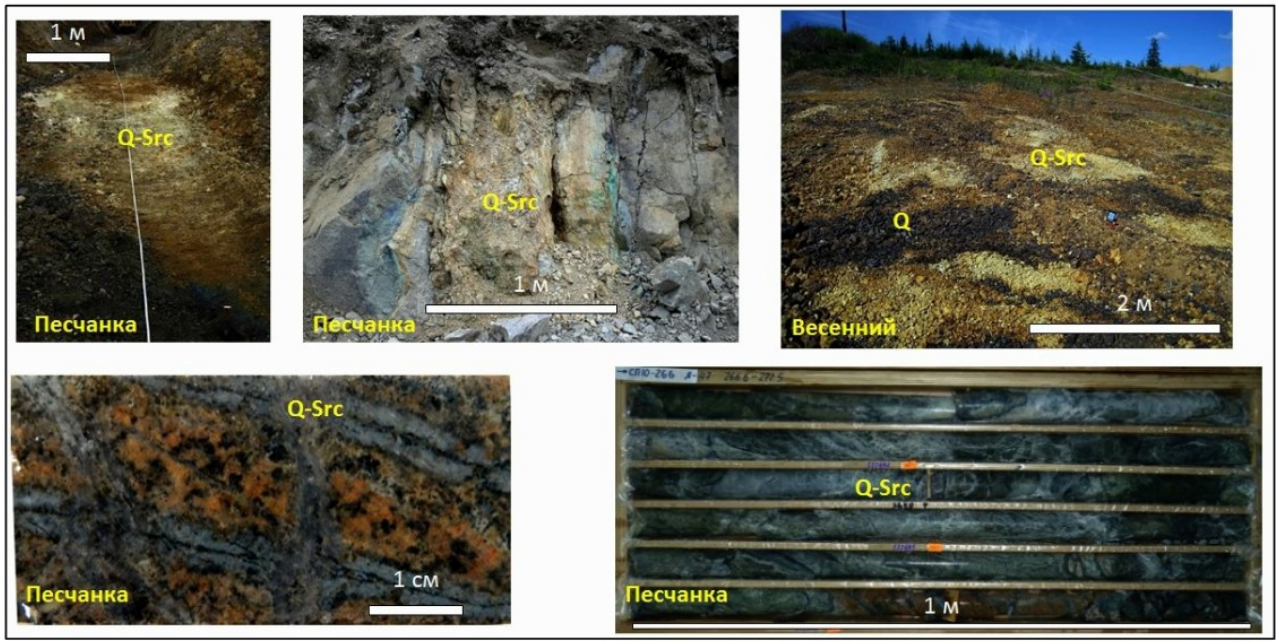


Рис. 12. Рудоносные зоны кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов), часто брекчированных и аргиллизированных.
Обозначения: Q-Src — кварц-серицитовые метасоматиты, Q — кварцевые метасоматиты

Fig. 12. Ore-bearing zones of quartz-sericite alteration, often brecciated and argillized.
Q-Src — quartz-sericite alteration, Q — quartz alteration

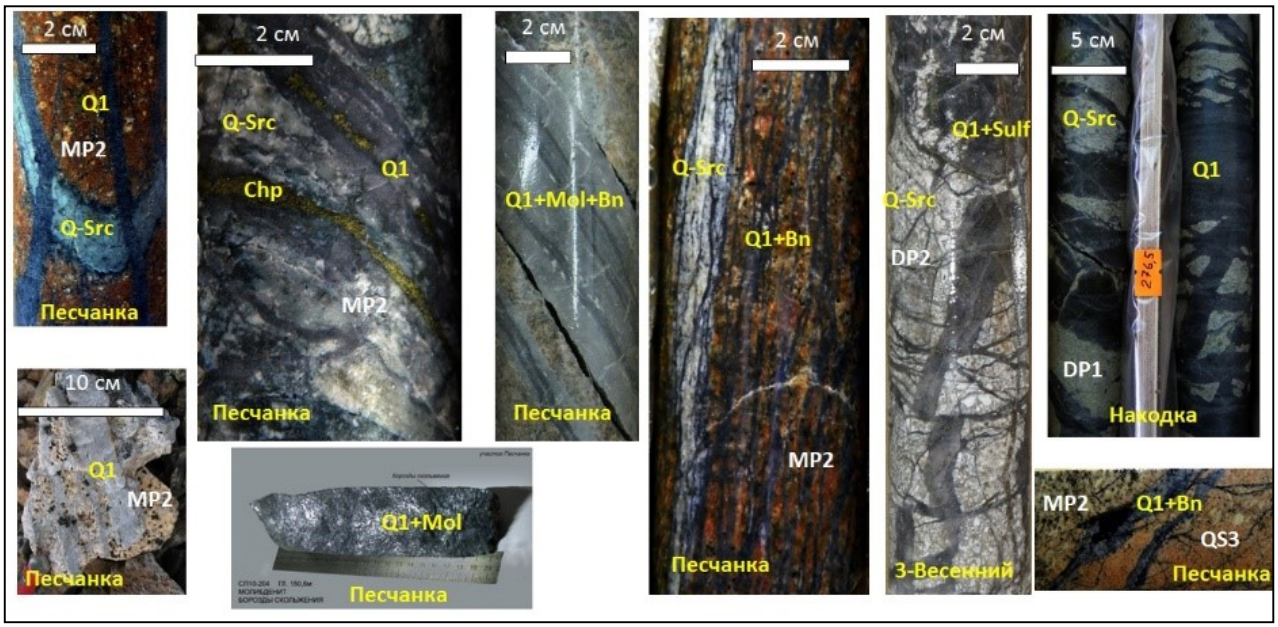


Рис. 13. Кварцевый (сульфидно-кварцевый) штокверк. Обозначения: весеннинский интрузивный комплекс: DP1, DP2 — диорит-порфириты первой и второй фаз; егдыгкычский интрузивный комплекс: MP2 — монцонит-порфиры второй фазы; Q-Src — зоны кварц-серицитового метасоматоза, Q1 — серые кварцевые прожилки первой генерации, Mol — молибденит, Bn — борнит, Chp — халькопирит, Sulf — сульфиды

Fig. 13. Quartz (sulfide-quartz) stockwork.
Designations: Veseninsky intrusive complex: DP1, DP2 — diorite-porphyry of the first and second phases; egdygkych intrusive complex: MP2 — second-phase monzonite porphyry; Q-Src zones of quartz-sericite alteration, Q1 — gray quartz veins of the first generation, Mol — molybdenite, Bn — bornite, Chp — chalcopyrite, Sulf — sulfides

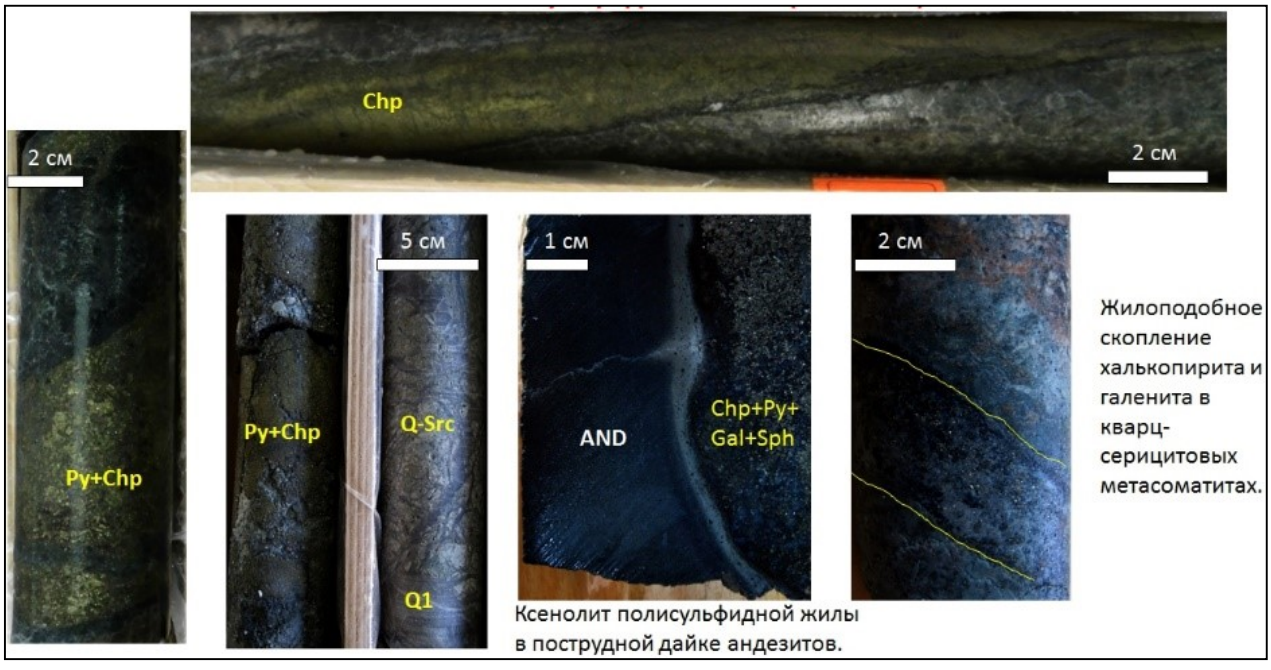


Рис. 14. Золотоносные сульфидные жилы (месторождение Песчанка).
Обозначения: Py — пирит, Gal — галенит, Sph — сфалерит. Остальные обозначения см. на рис. 13. Контакты жил бывают как четкие, так и расплывчатые-диффузные. Безрудные дайки андезитов пересекают сульфидные жилы

Fig. 14. Gold-bearing sulfide veins (Peschanka deposit).
Designations: Py — pyrite, Gal - galena, Sph — sphalerite. Other designations see in fig. 13. The vein contacts are both clear and vague-diffuse. Post-ore andesite dikes cross the sulfide veins



Рис. 15. Эпитермальные золотоносные кварц-карбонатные полисульфидные жилы и прожилки (Находкинское рудное поле — месторождение Весеннее, участок Прямой). Обозначения см. на рис. 12–14

Fig. 15. Epithermal gold-bearing quartz-carbonate polysulfide veins and veinlets (Nakhodka ore field — Vesennee deposit, Pryamoy deposit). Designations see in fig. 12–14

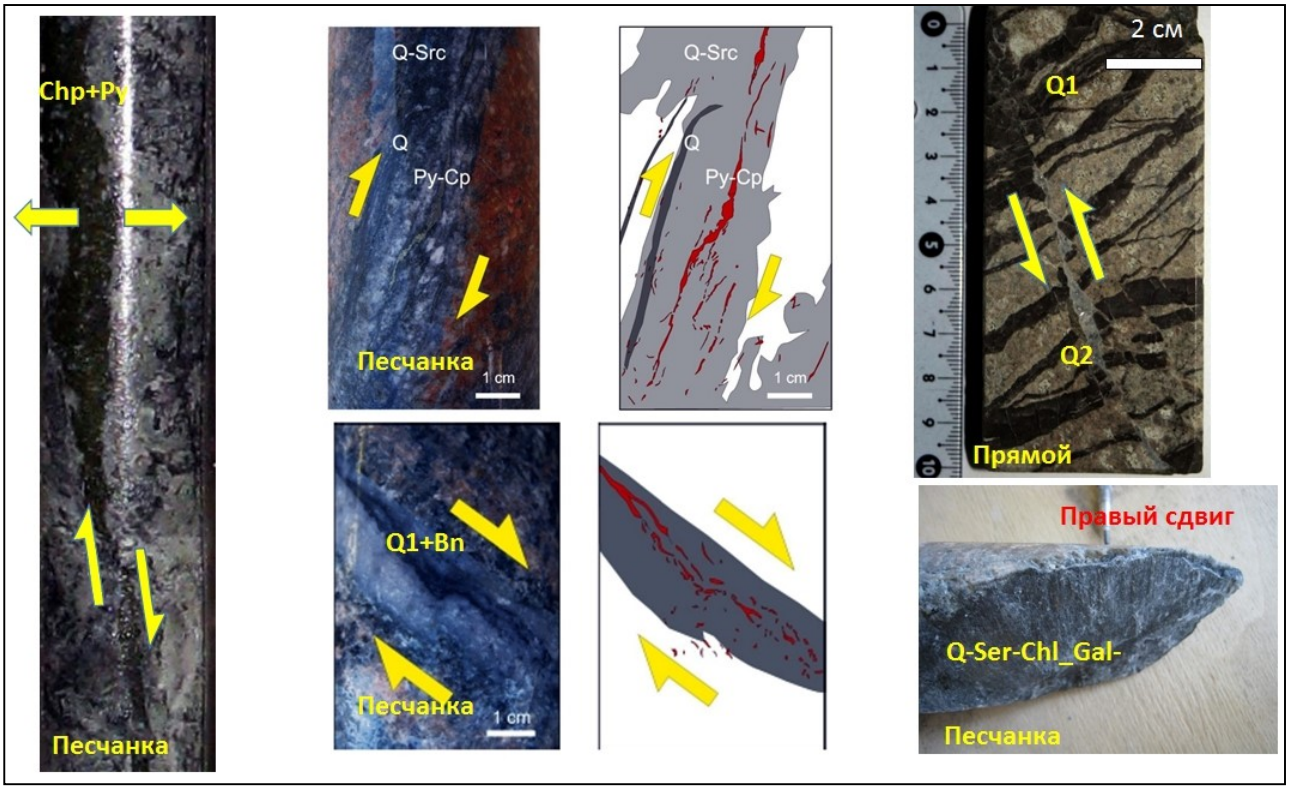


Рис. 16. Синрудная кинематика прожилков, сформировавшихся в различных тектонических условиях (надвиговые, сбросовые и сдвиговые поля напряжений).
Обозначения: Q2 — кварцевые прожилки второй генерации. Остальные обозначения см. на рис. 12–14

Fig. 16. Kinematics of mineralized veins formed in various tectonic conditions (thrust, fault and shear stress fields).
Designations: Q2 — quartz veins of the second generation. Other designations see in fig. 12–14

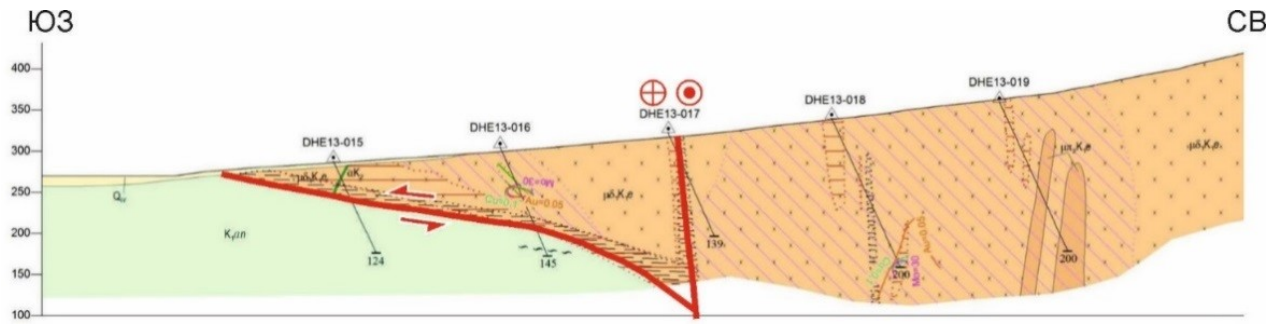


Рис. 17. Пологий надвиг рудоносных монцодиоритов на пострудные угленосные отложения айнахкургенской свиты. Участок Егдыгкыч. Надвиг сопряжен с правым сдвигом СЗ простирания

Fig. 17. The low-angle thrust fault of mineralized monzodiorites over the post-mineralisarion coal-bearing sediments of the Ainakhkurgen Formation. Yegdygkych prospect. The thrust fault is associated with the dextral strike-slip fault of NW strike

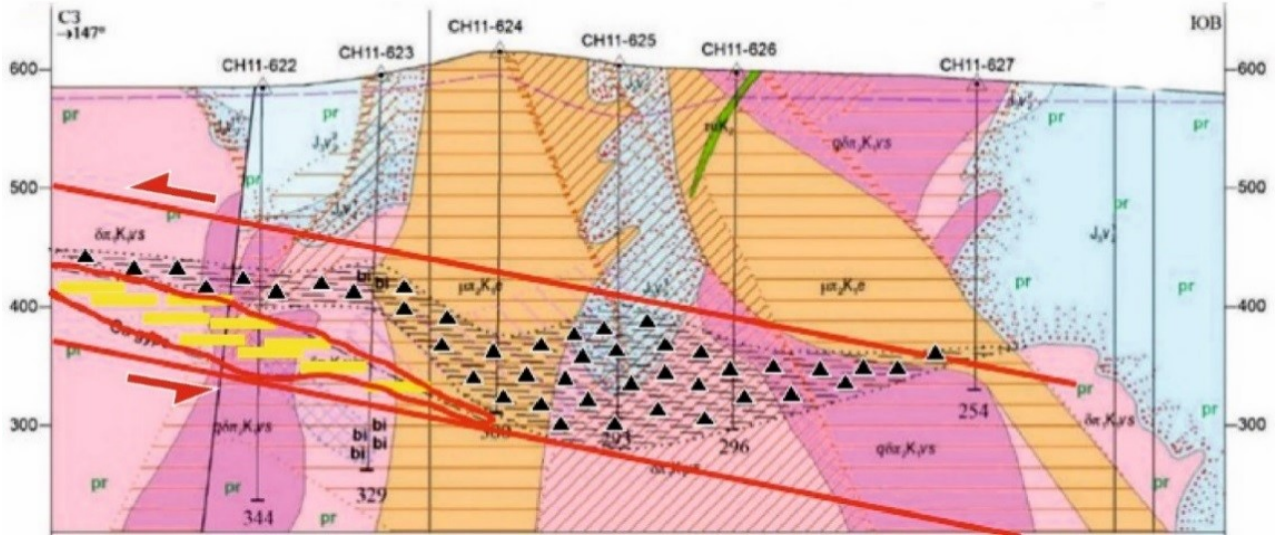


Рис. 18. Геологический разрез участка Прямой Находкинского рудного поля. Пологие зоны «сухого» дробления (какириты) и гипс-ангидритовых прожилков (желтые линии) — пострудные надвиги

Fig. 18. Geological cross-section of the Pryamoy deposit of the Nakhodka ore field. The low-angle zones of “dry” crushing (kakirite) and gypsum-anhydrite veins (yellow lines) mark the post-mineralization thrusts

Структурная эволюция Баимской сдвиговой зоны

Заложение и развитие Баимской сдвиговой зоны происходило в конце поздней юры — начале раннего мела. Датировки изотопного возраста рудоносных интрузивных пород, околорудных метасоматитов и молибденита меднопорфировых руд укладываются в возрастной интервал от позднего берриасса (144 млн лет) до раннего валанжина (137 млн лет) включительно (ссылки на публикации см. в работе [Читалин и др., 2016]). Изотопный возраст околорудных метасоматитов и молибденита в большинстве случаев моложе возраста рудовмещающих интрузивов на 2–5 млн лет. Такой временной разрыв, вероятно, является неслучайным — он характеризует длительный интервал формирования магматогенной рудной системы и указывает на запаздывание гидротермального рудного процесса по отношению ко времени становления и остывания интрузий (в научных публикациях приводятся многочисленные примеры длительного формирования эпитермально-порфировых систем). Возраст пострудной айнахкургенской свиты по споро-пыльце определен как позднеаптский.

Развитие Баимской сдвиговой зоны в конце мезозоя происходило в два этапа.

На первом этапе это была зона левого сдвига, когда сформировались позднескладчатые продольные взбросо-сдвиги Баимской зоны.

На втором этапе в обстановке правого сдвига разломы СЗ простирания были реактивированы как правые сдвиги. Заложились вторичные структуры растяжения — меридиональные сбросы и сдвиго-сбросы, трещины.

Сдвиги и структуры растяжения контролировали образование раннемеловых линейных интрузий и наложенных на них полихронных линейных штокверков медно-порфировых месторождений.

В конце второго этапа меридиональные разломы испытывали преимущественно сбросо-правосдвиговые перемещения, происходило поднятие и рудные штокверки были частично эродированы. Вдоль меридиональных правых сдвигов и сопряженных с ними широтных левых сдвигов образовались оперяющие их структуры растяжения ВСВ простирания, выполненные низкотемпературными золотоносными кварцевыми жилами и линейными штокверками.

Правосторонние смещения по сдвигам СЗ простирания и сопряженные левосторонние смещения по сдвигам СВ простирания, а также надвиговые перемещения происходили и позже, по крайней мере, до начала альбского века.

В кайнозое (?) образовались надвиги, незначительно нарушившие мезозойскую структуру.

Двухфазная структурная эволюция Баимской сдвиговой зоны была смоделирована на аналоговой тектонофизической модели, аналогичной Баимской сдвиговой зоне, с неоднородностями в виде продольных сдвигов и интрузивных тел. Моделирование позволило выявить происхождение и распределение на площади потенциально флюидопроницаемых зон декомпрессии. Эксперименты подтвердили двухфазную сдвиговую деформацию в Баимской зоне (сначала левый сдвиг, а затем правый сдвиг), показали, что раскрытая трещиноватость второй фазы формировалась в значительной мере благодаря наличию трещиноватости первой фазы. Сравнение модели с геологической картой Баимской зоны показывает, что участки растяжения на модели хорошо соответствуют известным месторождениям и рудопроявлениям меди, золота, а также перспективным участкам, перекрытым аллювиальным чехлом крупных долин [Фролова и др., 2018, 2019].

Литература

Джеджея Г.Т. Геохимическая зональность месторождения Песчанка и критерии оценки уровня эрозионного среза медно-порфировых объектов в Баимском меднорудном районе (Западная Чукотка): автореф. дис. … канд. геол-минерал. Наук. М., 2019. 27 с.

Нагорная Е.В. Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка: автореф. дис. … канд. геол-минерал. Наук. М.: РЕГЛЕТ, 2013. 27 с.

Николаев Ю.Н., Сидорина Ю.Н., Калько И.А., Аплеталин А.В., Прокофьев В.Ю., Читалин А.Ф. Геохимические поля порфирово-эпитермальных систем, их интерпретация и оценка на основе современных геологических и генетических представлений. Разведка и охрана недр. М.: Недра, 2013. № 8. С. 45–50.

Сидорина Ю.Н. Геохимическая зональность Находкинской порфирово-эпитермальной системы (Западная Чукотка) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2015. № 2. С. 77–83.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.

Фролова Н.С., Читалин А.Ф., Кара Т.В., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А. Влияние двухфазной деформации на формирование трещин растяжения в зонах сдвига: результаты аналогового моделирования на влажной глине // Инновации в геологии, геофизике и географии-2018: материалы 3-й Междунар. науч.-практ. конф., Севастополь, 4 июля 2018 г. 2018б. С. 145–147.

Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф., Чернецкий Г.А. Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баимской рудной зоны (Западная Чукотка) // Проблемы тектоники континентов и океанов: материалы LI Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 320–324.

Читалин А. Ф., Усенко В. В., Фомичев Е. В. Баимская рудная зона — кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. Т. 6. С. 68–73.

Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А. и др. Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник. М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115. URL: http://www.geol.msu.ru/news/smirnov_2016.pdf.

Читалин А.Ф. Геолого-структурная интерпретация геофизических и геохимических аномалий Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения

и освоения недр Евразии: сб. тез. Междунар. геолого-геофизической конф. и выставки. Тверь: ПолиПРЕСС, 2019. 1135 с.

Читалин А.Ф., Агапитов Д.Д., Штенгелов А.Р., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Перспективы открытия крупнотоннажного золото-серебряного месторождения на участке Весенний Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2019. № 2. С. 22–29.

Chitalin A., Fomichev E., Usenko V., Agapitov D., Shtengelov A. Structural model of Peschanka porphyry Cu-Au-Mo deposit, Western Chukotka, Russia // Structural Geology and Resources. Symposia 26–28 September 2012. KALGOORLIE WA. 2012. No. 56.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. H. et al. Circum-north Pacific tectonostratigraphic terrrane map. USGS. Open file report. 1994. 94 (714). 221 p.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems: Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.

ISBN 978-5-91137-415-0

