

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
КАФЕДРА ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА (ИФЗ РАН)
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ГИН РАН)



МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ,
ПОСВЯЩЕННОЙ 110-Й ГОДОВЩИНЕ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
Г.П. ГОРШКОВА (1909-1984)

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

26-28 СЕНТЯБРЯ 2019



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
КАФЕДРА ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА (ИФЗ РАН)
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ГИН РАН)

Материалы всероссийской научной конференции
«ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ
ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ»,
посвященной 110-й годовщине со дня рождения
Г.П. Горшкова (1909-1984)

Издательство «Перо»

2019 год

УДК 55

ББК 26.3я43

М34

- М34** Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 26-28 сентября 2019 г. – М.: Издательство «Перо», 2019. – 261 с. – 27,9 Мбайт. [Электронное издание]. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). – Систем, требования: процессор x86 с тактовой частотой 500 МГц и выше; 512 Мб ОЗУ; Windows XP/7/8; видеокарта SVGA 1280x1024 High Color (32 bit); привод CD-ROM. – Загл. с экрана.
ISBN 978-5-00150-587-7

В настоящем сборнике представлены материалы конференции, посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова – выдающегося отечественного ученого-геолога, одного из основоположников отечественной сейсмотектоники, внешнего огромный вклад в решение проблемы сейсмического прогноза. Сборник включает серию статей, посвященных вопросам изучения неотектоники, сейсмотектоники, палеосейсмологии, геодинамики, общей и региональной геологии, а также методам динамической геологии, которые могут быть использованы для решения конкретных практических задач.

*Рецензент: заведующий кафедрой динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова,
профессор, д. г.-м. н. Н.В. Короновский*

На обложке – сейсморазрыв, образовавшийся в результате Алтайского землетрясения 2003 года (фото А.Н. Овсяченко).

УДК 55

ББК 54.1

ISBN 978-5-00150-587-7

© Авторы статей, 2019

© МГУ им. М.В. Ломоносова, 2019

© Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2019

Содержание

Георгий Петрович Горшков – ученый, педагог, организатор (<i>Н.В. Короновский, Г.В. Брянцева, А.И. Гуцин</i>)	4
Возможности динамической геологии для целей поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых	
Возможности суперконтинентальной тектоники в прогнозировании коренных месторождений алмаза (<i>Н.А. Божско</i>)	13
Деформационные механизмы объемного разуплотнения горных опрод и вероятность их рудолокализирующей роли в развитии Гурбейского месторождения золота (В. Саян) (<i>Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков, В.А. Петров, Т.Ю. Тверитинова, А.Ю. Тверитинов</i>)	17
Геодинамические обстановки формирования структурно-вещественных комплексов Челюскинской зоны (северо-восток Центрально-Таймырской мегазоны) (<i>Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, В.А. Киликко, О.Н. Сироткина</i>)	41
Структурно-вещественные комплексы Челюскинской зоны: тектоно-минерагеническая модель (северо-восток Центрально-Таймырской мегазоны) (<i>Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, В.А. Киликко, О.Н. Сироткина</i>)	61
Современная геодинамика и вторичные фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) коллекторов традиционных и нетрадиционных месторождений углеводородов (<i>В.А. Зайцев, Л.В. Панина</i>)	74
Новейший структурный план и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты (<i>Е.А. Мануилова, Л.В. Панина</i>)	85
Значение моделирования для структурной интерпретации сейсмических данных: пример сдвиговых зон с чехлом большой мощности (<i>Н.С. Фролова, А.Н. Корбутяк</i>)	90
Прикладные аспекты динамической геологии, связанные с решением сейсмотектонических задач	
Дислокации в рыхлых четвертичных отложениях Приладожья как индикатор сейсмической активности территории (<i>А.О. Агibalов, Г.П. Бардышев, Н.Г. Кошевой, А.А. Сенцов, В.А. Зайцев</i>)	97
Методы выявления и изучения палеосейсмодислокаций на примере полуострова Абрау (<i>В.И. Попков, О.Ю. Крицкая, А.А. Остапенко, И.Е. Дементьева</i>)	104
Новые результаты исследований в области сейсмотектоники и палеосейсмологии (<i>Е.А. Рогожин</i>)	113
Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) (<i>А.А. Сенцов, В.А. Зайцев, А.В. Полещук, Г.П. Бардышев</i>)	129
Палеоземлетрясения в зоне Кубадринского разлома (Горный Алтай) (<i>И.В. Турова, С.Е. Деев, Н.И. Позднякова</i>)	147
Методы динамической геологии, используемые при изучении опасных природных процессов	
Новейшее поднятие интрузива г. Бештау: тектонофизические исследования (<i>Н.А. Гордеев, И.В. Бондарь</i>)	150
Динамометаморфизм пород Фиолента (Севастополь) и его связь с неотектоническими и обвально-оползневыми процессами (<i>Л.И. Демина, М.Ю. Промыслова</i>)	158
Изучение перестройки напряжённо-деформированного состояния литосферы Японской зоны субдукции после события Тохоку методами численного моделирования (<i>Д.С. Мязков, Ю.Л. Ребецкий</i>)	166

Численное моделирование формирования аномального уровня напряжений горизонтального сжатия в верхней части континентальной коры <i>(Д.С. Мягков)</i>	169
Применение методов динамической геологии для выявления активных неотектонических структур	
Выделение активных докембрийских структур Северного Приладожья по данным изучения объемной активности радона <i>(А.О. Агибалов, И.В. Мошкин, Н.Г. Кошевой, А.А. Сенцов, В.А. Зайцев)</i>	172
Апробация методики выделения зон повышенной проницаемости по аномалиям объемной активности радона с помощью прибора RADEX MR 107 <i>(А.О. Агибалов, А.И. Полетаев, А.А. Сенцов, В.А. Зайцев)</i>	183
Оценка влияния активных докембрийских разломов Северного Приладожья на характер горизонтальных перемещений пунктов GPS <i>(А.О. Агибалов, А.А. Сенцов, Г.П. Бардышев, Н.Г. Кошевой, В.А. Зайцев)</i>	186
Позднекайнозойская складчатость Керченско-Таманской области <i>(О.В. Гайдаленок, С.А. Соколов, П.Д. Фролов)</i>	190
Корреляция результатов обработки аналоговым и цифровым методами напряженно-деформационного состояния территории Беломорско-Кулойского плато <i>(Н.А. Гордеев)</i>	194
Влияние ориентировки трещиноватости горных пород на характер новейших дислокаций Северо-Западного Кавказа <i>(В.А. Зайцев, Л.В. Панина, Е.А. Мануилова)</i>	199
Самоподобие сейсмичности и разломной сети Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий <i>(В.С. Захаров, А.Н. Диденко, Г.З. Гильманова, Т.В. Меркулова)</i>	212
Проявление геодинамических систем в морфоструктуре области сочленения Балтийского щита и Русской плиты <i>(Д.С. Зыков, А.В. Полещук, С.Ю. Колодяжный)</i>	219
Геологическое строение и современная геодинамическая обстановка района Нововоронежской АЭС-2 <i>(Н.В. Макарова, В.М. Макеев, Т.В. Суханова, А.Н. Стафеев, И.В. Крорбова, Н.А. Гордеев)</i>	225
Особые структурные формы земной коры и современные динамические условия Российского сектора Евразии <i>(А.И. Полетаев)</i>	242
Новейшие движения и характеристики самоподобия речной сети Южного Сихотэ-Алиня <i>(Д.А. Симонов, В.С. Захаров)</i>	258

ГЕОРГИЙ ПЕТРОВИЧ ГОРШКОВ – УЧЕНЫЙ, ПЕДАГОГ, ОРГАНИЗАТОР

Н.В.Короновский¹, Г.В.Брянцева², А.И.Гущин²

¹*МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор, e-mail.: koronovsky@rambler.ru*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, доцент*

В 2019 году исполняется 110 лет со дня рождения Георгия Петровича Горшкова – первого декана геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (1949-1953), заведующего кафедрой динамической геологии (1953-1984), выдающегося специалиста в области геотектоники и сейсмотектоники, основоположника нового направления в науке – сейсмического районирования.

Георгий Петрович родился 24 (11) апреля 1909 года в селе Пудловцы Каменец-Подольского уезда Хмельницкой губернии. Его отец Петр Михайлович Горшков в то время был студентом физико-математического факультета Санкт-Петербургского университета. По окончании университета в 1910 году Петр Михайлович был оставлен при кафедре астрономии и геодезии «для подготовки к профессорской деятельности», в 1917 году стал преподавателем, затем доцентом, профессором, а с 1925 по 1963 год – заведующим кафедрой геодезии и гравиметрии математико-механического факультета Ленинградского государственного университета. В 1949 – 1951 годах был деканом математико-механического факультета ЛГУ, депутатом Ленсовета.

С детства в семье Георгия Петровича окружали дух творчества и любви к постоянной работе с книгами. Несомненно, большая заслуга в этом принадлежала не только Петру Михайловичу, но и маме Георгия Петровича – миниатюрной, с тонкими чертами лица, аристократичной, стильной, но строгой в одежде, очень дисциплинированной в быту Вере Семеновне, происходившей из семьи потомственного священнослужителя. Высокообразованные и глубоко интеллигентные они сумели дать Георгию Петровичу основы знаний и привить интерес не только к точным и естественным наукам, но и к художественной литературе, поэзии, архитектуре, музыке, отечественной истории.

Георгий Петрович Горшков рано, экстерном окончил школу, но по возрасту не имел права поступления в институт. В те годы в Вузы вступительных экзаменов не было, их ввели только в 1932 году. В студенты зачисляли всех, достигших 17-летнего возраста вне зависимости от уровня образования. А потому, только через три года Георгий Петрович был принят в студенты Ленинградского горного института, геологический факультет которого успешно окончил в 1931 году по специальности «Палеонтология» (горный инженер).



Рис. 1. Георгий Петрович Горшков в начале 50-х годов

После окончания института Г.П. Горшкова направляют на работу в сейсмогеологический отдел недавно созданного Сейсмологического института АН СССР (СИАН) в Ленинграде, а затем, с 1934 по 1937 годы – в Москве. Это был первый в России научный институт геофизического профиля. Наряду с сейсмологией здесь проводились работы по гравиметрии и геотектонике, началось планомерное изучение сейсмичности отдельных регионов Советского Союза, очень важное для промышленного и гражданского строительства. В СИАНе Георгий Петрович работает под руководством знатока геологии Средней Азии и одного из основоположников ее систематического картирования, специалиста в области тектоники Дмитрия Ивановича Мушкетова, сына знаменитого исследователя Средней Азии И.В. Мушкетова.

С этого времени и в последующем вся научная деятельность Георгия Петровича будет связана с сейсмологией, а именно с одним из ее разделов – сейсмотектоникой. Он занимается сейсмичностью отдельных регионов Советского Союза, изучает геологические обстановки возникновения землетрясений. Обработка результатов сейсмических наблюдений позволяет получить первые сведения о строении земной коры на Кавказе, в Крыму и Средней Азии.

Хотя первую самостоятельную работу Георгий Петрович написал еще в 1921 г., будучи учеником школы, наверное, началом его научной творческой деятельности можно считать 1935 год, когда публикуются важные работы по сейсмотектонике [1]: «Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой», в которой устанавливается связь очагов землетрясений с системами чешуйчатых надвигов в

мезозойских и кайнозойских толщах, и «Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931». Примерно в это же время выходит и его статья в издательстве АН СССР «Об изогравитационных поверхностях», которая посвящена теоретической модели и физической природе «изогравитационных поверхностей».

Во время работы в Сейсмологическом институте у Георгия Петровича возникла идея составления карт, на которых указываются области возможной повышенной сейсмической опасности. Это направление оказалось очень востребованным, поскольку в стране строились многочисленные новые промышленные объекты, для проектирования которых важно было знать, на какой внешний разрушительный эффект возможных землетрясений нужно рассчитывать прочность этих сооружений. На это вопрос давала ответ первая в Мире Карта общего сейсмического районирования, составленная Г.П. Горшковым в 1937 году. Карта, построенная на совместном анализе сейсмологических и геологических данных, позволяла определять возможную интенсивность будущих землетрясений в том или ином районе. Данной проблеме посвящены и статьи этого периода по сейсмическому районированию различных регионов Советского Союза, которые публикуются в сборниках научных трудов Сейсмологического института. Так возникло новое направление по прогнозу сейсмической опасности и сейсмическому районированию в сейсмологии и Георгий Петрович Горшков стал его основоположником.

Первое знакомство Георгия Петровича Горшкова с Московским университетом произошло осенью 1941 года. После эвакуации Московского университета в Ашхабад лекции по тектонике пригласили читать Георгия Петровича, который работал в Ашхабадском государственном педагогическом институте. Время показало, что знакомство с преподавателями Московского университета сыграло важную роль в его дальнейшей судьбе [1].

В 1944 г. Г.П. Горшков переезжает в Москву и начинает работать в Геофизическом институте АН СССР. Его статьи и монографии этого периода посвящены закономерностям распределения землетрясений, типам земной коры в различных тектонических условиях, полезным ископаемым Туркмении [2]. На основе собранных материалов Георгий Петрович в 1947 году защищает докторскую диссертацию на тему: «Тектонические землетрясения и сейсмическое районирование территории СССР».

В 1949 году Георгия Петровича приглашают на работу в Московский университет, и он становится деканом вновь образованного самостоятельного геологического факультета. С этого же момента он занимает должность профессора на кафедре динамической геологии, продолжая исследования в области сеймотектоники, новейшей

тектоники и геоморфологии отдельных районов и целых стран. Развиваемая им методика связи сейсмических событий с общей структурой района, показывает, что землетрясения проявляются там, где наблюдаются интенсивные новейшие тектонические движения. В период с 1948 по 1953 годы выходят из печати его монографии «Землетрясения на территории Советского Союза» (1949) и «Карта сейсмического районирования территории СССР» с объяснительной запиской (1951), три издания книги «Землетрясения» (1948, 1949, 1951), ряд интересных статей. В учебном процессе Георгий Петрович взял на себя чтение важнейшего курса общей геотектоники [1].

С момента своего образования в 1943 году на кафедре динамической геологии развивалось два различных направления — гидрогеология, которой Октавий Константинович Ланге уделял большее внимание, и динамическая геология. Профессор О.К.Ланге был видным ученым, крупным специалистом в области гидрогеологии, поэтому научная деятельность кафедры была направлена в основном на решение вопросов общей и региональной гидрогеологии и инженерной геологии, инженерно-геологического обеспечения строительства крупных народно-хозяйственных объектов. В 1953 году после строительства нового здания университета на Ленинских горах и переезда на геологическом факультете образуются новые кафедры, в том числе и кафедра гидрогеологии, заведующим которой стал О.К.Ланге. Заведующим кафедрой динамической геологии становится Георгий Петрович Горшков, которой он руководил на протяжении более тридцати лет, с 1953 по 1984 год. В это период на кафедре кроме профессора Г.П. Горшкова работали 3 доцента (Н.П.Костенко, А.Ф.Якушова, Н.А.Сягаев), 2 ассистента (Н.Б.Лебедева, А.М.Сычева-Михайлова) и старший лаборант Н.П.Шумова [3]. Георгий Петрович постепенно увеличивает состав кафедры за счет приглашения как уже известных ученых, так и привлечения молодых специалистов. С их приходом научная тематика кафедры значительно расширилась, начинают развиваться такие направления, как общая, теоретическая, региональная геотектоника, тектонофизика, сеймотектоника, новейшая тектоника, геоморфология, стратиграфия и палеогеография. Профиль кафедры становится более определенным, появляется возможность усилить исследования в области геотектоники. Кафедра превращается в крупное подразделение с новыми научными лабораториями и кабинетами, при кафедре создаются геологические экспедиции и партии. В 1953 году Георгий Петрович приглашает на кафедру в качестве профессора геолога-тектониста, чл.-корр. АН СССР В.В. Белоусова, по предложению которого организует лабораторию тектонофизики. Основной задачей этой Лаборатории является выяснение механизмов формирования тектонических структур, проведение

математического и физического моделирования, а также сопоставление природных и модельных структур.

Уже в 1967 году на кафедре работают заведующий кафедрой профессор Г.П.Горшков, 2 члена-корреспондента АН СССР профессора В.В.Белоусов и В.Е. Хаин, профессора: В.И.Славин, А.Ф.Якушова, Л.А.Рагозин; доценты: Н.А.Сягаев, Н.П.Костенко, М.Ф.Иванова, Н.Б.Лебедева; ассистенты: А.М.Сычева-Михайлова, А.А.Апродова, В.Г.Чернов, научные сотрудники и учебно-вспомогательный персонал [3]. До 1954 г. количество выпускников-геологов не превышало 10-12 человек (в это число входили выпускники двух кафедр – динамической геологии и исторической геологии) [4]. За 12 лет с 1953 по 1965 гг. только на кафедре динамической геологии было подготовлено и выпущено 340 молодых геологов, специализирующихся в области геологической съемки [3]. Начинают работать кабинет геоморфологии (заведующий доцент Н.П. Костенко) и кабинет геологии стран народной демократии (заведующий профессор В.И. Славин, приглашенный Георгием Петровичем на кафедру в 1954 году).

На кафедре постоянно совершенствуются уже существующие курсы, готовятся новые по научным направлениям, возникающим в ходе развития геологической науки, издаются учебники и учебные пособия. Совместно с профессором А.Ф. Якушовой Георгием Петровичем готовится обновленный курс и учебник «Общая геология», признанный впоследствии одним из лучших учебников такого рода (он переведен на английский, французский, испанский и китайский языки). Учебник был опубликован в 1957 году, а затем неоднократно переиздавался.

Занятия по Общей геологии закрепляются учебной геологической практикой, проводимой летом. Первоначально она проводилась в Подмосковье. Очень важным событием в учебном процессе и жизни кафедры динамической геологии и всего факультета явилась организация в 1957 году профессором кафедры В.И. Славиним при активном содействии и поддержке со стороны Георгия Петровича, новой учебной геологической практики в Крыму для студентов 1 курса, которая проводится там и до настоящего времени.

С середины пятидесятых годов начинают развиваться международные контакты кафедры. В 1955–1956 годы во время работы в Китае под руководством и непосредственном участии Г.П. Горшкова составляется первая в истории Китая карта сейсмического районирования и каталог землетрясений Китая. При этом Георгий Петрович активно передает свой опыт местным специалистам. После этого, в 1958–1959 годах он работает в Бирме по линии ЮНЕСКО в качестве эксперта, где под его руководством составляется первая карта сейсмического районирования территории

Бирмы (рис. 2). После этих работ выходят его статьи «Вопросы сейсмоструктоники и сейсмическое районирование территории Китайской Народной Республики (1960) и «Вопросы сейсмоструктоники и сейсмическое районирование территории Бирманского Союза» (1961).

В шестидесятые годы Георгий Петрович продолжает работы по изучению сейсмичности ряда стран восточного полушария и Европы. Проведена работа по изучению сейсмоструктонической обстановки Венгрии, проанализирована сейсмичность и определены основные сейсмоопасные зоны Африки. В 1963 году выходит работа «О сейсмичности Африки». Составлена карта эпицентров землетрясений Мира в масштабе 1: 20 000 000, вошедшая в изданный физико-географический атлас Мира. Начинается подготовка к составлению новой карты сейсмического районирования СССР. После работы в Японии, в Токийском Международном сейсмологическом институте подготавливается к печати статья о сейсмичности Японии. Наряду с поездками за рубеж, Георгий Петрович продолжает изучение землетрясений на территории СССР, в частности разрушительного землетрясения в Ташкенте (1966 год).



Рис. 2. Бирма 1957 г. В первом ряду четвертый слева – Г.П.Горшков

Несмотря на продолжительные работы за рубежом, Георгий Петрович занимается развитием кафедры, образуя новые лаборатории. В 1964 году при кафедре организуется лаборатория неотектоники, целью которой было изучение новейшей тектоники и современной тектонической активности. Научное руководство этой лабораторией было поручено специально приглашенному профессору Н.И. Николаеву. В том же 1964 году при кафедре была создана лаборатория математической геологии, которую возглавил А.В. Вихерт. Основной задачей лаборатории являлась разработка методики статистического и

других приемов математического анализа различных геологических данных. В 1968 году кафедре был передан кабинет истории и методологии геологических наук (заведующий профессор Д.И. Гордеев). В 1971 году при кафедре была создана лаборатория геологических исследований космическими методами (заведующий Я.Г. Кац). Состав кафедры продолжает увеличиваться, на ней остаются работать выпускники факультета, направляются выпускники и в аспирантуру или в научно-исследовательскую часть факультета (рис. 3).



Рис. 3. Сотрудники кафедры динамической геологии. 1978 г.

С начала семидесятых годов Георгий Петрович руководит всеми исследованиями по сейсмическому районированию территории СССР, в рамках которых составляется новая нормативная карта сейсмического районирования территории СССР, являясь председателем рабочей группы Межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР.

В 1982 году на кафедре работали заведующий кафедрой, профессор Г.П.Горшков, члены-корреспонденты АН СССР профессора В.В.Белоусов и В.Е.Хаин, профессора Н.Н.Николаев, Н.П.Костенко, В.И.Славин, А.Ф.Якушова, В.Г.Чернов; доценты М.Ф.Иванова, М.Г.Ломизе, ст.преподаватели Н.А.Божко, А.П.Соловьева, ассистент А.Г.Рябухин [3]. В структуру кафедры в это время входят лаборатории тектонофизики и геотектоники, неотектоники и сеймотектоники, геологических исследований космическими методами, морской геологии и кабинет истории геологических наук, где работали профессора, доценты, научные сотрудники (рис. 4).

Георгий Петрович всегда являлся сторонником комплексного подхода к решению сложных геологических задач. Он публикует работы по вопросам тектоники, строения

земной коры, неотектонике и сейсмотектонике КМА, Кавказа, Крыма, Камчатки, Туркмении, Таджикистана, Афганистана, Балкан и многих других территорий. А его последней монографией была «Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс» (1984).

Георгий Петрович Горшков заведовал кафедрой динамической геологии на протяжении довольно длительного времени, им, в значительной мере, были определены направления развития кафедры на длительную перспективу. Георгий Петрович опубликовал более 200 статей, ряд монографий по сейсмотектонике, получил мировое признание, звание «Заслуженный деятель науки РСФСР». Георгий Петрович является Лауреатом Государственной премии СССР. При его участии кафедра динамической геологии стала крупным звеном в структуре геологического факультета, имеющая несколько лабораторий, обеспечивающая ряд курсов для всего факультета. Всю свою жизнь, способности и знания Георгий Петрович отдал любимой науке – сейсмотектонике, кафедре динамической геологии Московского университета, обучению многих поколений студентов (рис. 5).



Рис. 4. Празднование 50-летия кафедры геологии в МГУ. 1983 год. Коллектив кафедры динамической геологии. В первом ряду второй справа Г.П.Горшков



Рис. 5. Георгий Петрович Горшков в своем рабочем кабинете

Список литературы

1. *Гуцин А.И., Брянцева Г.В., Короновский Н.В.* Основоположник сейсмоструктоники или жил среди нас волшебник. Георгий Петрович Горшков (1909-1984)//Судьбы творцов российской науки и культуры. Т.4. М.: Полиграф сервис. 2018. С. 237-255
2. *Чернов В.Г.* Геологи Московского университета: Биографический справочник / Под ред. В.И.Смирнова. – М.: изд-во МГУ. 1989. – 357 с.
3. *Якушева А.Ф.* Очерк истории развития динамической геологии/ Геология в Московском университете за 50 лет Советской власти. М.: изд-во Московского университета. 1967. С.14-34
4. *Горшков Г.П., Милановский Е.Е., Чернов В.Г.* Пятьдесят лет кафедре геологии в Московском университете

ВОЗМОЖНОСТИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОИСКА, РАЗВЕДКИ И РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВОЗМОЖНОСТИ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ В ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

Н.А. Божко¹

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор, e-mail: bozhko@yandex.ru

В настоящее время хорошо установлена временная связь между формированием многих типов полезных ископаемых со сборкой или распадом суперконтинентов. В докладе эта тема рассматривается применительно к проявлениям алмазоносного магматизма в свете разработанной автором суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет [1].

В структуре суперконтинентального цикла СЦ выделяются две стадии, отражающие смену двух состояний Земли: 1) один континент - один океан и 2) несколько континентов - несколько океанов. Каждая из этих стадий состоит из двух фаз.

В рамках первой стадии различается фаза *интеграции* продолжительностью 90 млн лет и следующая за ней с тенденцией продолжающегося слияния, «слипания» частей только что новообразованного суперконтинента и следующая за ней фаза *деструкции* (60 млн лет), намечающегося распада в виде проявлений континентального рифтогенеза.

Фаза фрагментации второй стадии (90 млн лет), соответствует распаду суперконтинента характеризуется образованием новых океанов, а фаза конвергенции (160 млн лет) – их закрытиями, формированиям коллизионных орогенов и образованию нового суперконтинента.

Рассмотрение имеющихся данных по возрасту формирования кимберлитов и лампроитов на фоне указанной цикличности обнаруживает различную предрасположенность отдельных фаз суперконтинентального цикла к проявлению алмазоносного магматизма.

В фазах интеграции слитного суперконтинента отмечены единичные проявления датированных кимберлитов в суперконтинентах *Родиния* (кимберлиты Кайл 1076 млн лет) кратона Сьюпириор, лампроиты Маджгаван (1075 млн лет кратона Бандельканд ; *Паннотия* (кимберлиты Рено Канады – 640 млн лет, Гуанамо Южной Америки - 712 млн лет) и *Пангеи на границе с фазой деструкции* (Джваненг – 235 млн лет) [2].

Фазы деструкции вмещают более значительное количество проявлений алмазоносного магматизма, отмеченных в Ятулии, Готии, Паннотии и Пангее, среди

которых находятся кимберлиты кратона Йилгарн Австралии с возрастом 2188 млн лет [3], Сибирской платформы (235-220 млн лет) [4,5], блоков Кимберли и Голер Австралии (180 и 170 млн лет), Канады (172 млн лет) [2], кимберлиты Брауна (630 млн лет) Южной Америки, Джордж Крик (600 млн лет) и Чикен Парк (614 млн лет) С. Америки [2, 6], и другие. кимберлиты Докалвао кратона Каапвааль Южной Африки (203 млн лет) [2].

Фазы фрагментации (распада) суперконтинента вмещают значительное число проявлений. Кимберлиты Кимозеро Карелии с возрастом 1764 млн лет формировались в фазу распада суперконтинента *Колумбия*. К распаду *Готии* приурочено внедрение трубок в восточной Ботсване с возрастом 1333 млн лет [2]. При распаде *Паннотии* в интервале 570 – 485 млн лет формировались промышленные кимберлиты Венетиа, Мурова, Оакс, Колоссус Южной Африки (500-540 млн лет), Снеп Лейк (523 млн лет) Канады [2].

Кимберлиты фазы распада *Пангеи* этого возраста на кратоне Каапвааль Южной Африки группируются в возрастные интервалы 114 –144 млн лет и 84-95 млн лет [2]. Количество их составляет 60 тел, в числе которых кимберлиты Далструм, Вурспод, Финч, Орапа и др.

Переходное положение к началу формирования будущего суперконтинента, повидимому, занимают кимберлиты Икати Канады и Мвадуи Танзании с возрастом 52 млн лет, а также лампроиты Иллендейл Австралии (22 млн лет) [2].

В западной Африке к этой фазе относятся кимберлиты кратона Мэн (139-153 млн лет), а в центральной- кратона Касаи в Анголе (120-125 млн лет). Аналогичную позицию в данном суперконтинентальном цикле занимают кимберлиты Канастра кратона Сан Франсиску Южной Америки (120 млн лет), Форт а ля Корн фундамента Саскачевана (100 млн лет) Канады [2] Сибирской платформы ((160-150 млн лет) [2].

Фазы конвергенции (сборки) суперконтинента также вмещают важные проявления.

К фазе сборки (2085-1920 млн лет) суперконтинента *Колумбия 1 (Пангея 1)* могут относиться лампроиты и кимберлиты южной окраины Сибирского кратона 2.1-1.8 млрд лет [5], кимберлиты Наберру и Брокман Австралии 1900 млн лет. [2]

Со сборкой *Родинии* (1285-1120 млн лет) совпадает внедрение кимберлитов Премьер в Ю. Африке (1180 млн лет), а также лампроитов Аргайл в Австралии (1177 млн лет), трубки Сальвадор Ю. Америки (1150 млн лет) [2] и Присаянья около 1268 млн лет [5].

Сборке *Паннотии* (885-720 млн лет) отвечают кимберлиты Австралии Арис и Сеппелт 800 млн лет [2],

Сборка *Пангеи* (485-320 млн лет) сопровождалась формированием основной массы кимберлитовых тел Сибирской платформы в интервалах 419-407 млн лет и 370-344 млн

[4]. Данному интервалу соответствует возраст трубки Гриб Архангельской провинции -372 млн лет, трубок Кисли Лейк, Слоган (380-390 млн лет), США, Фуксян и Шенгли (475 млн лет) Китая [2], кимберлитов с возрастом 450 млн лет и 408 млн лет в Канаде и США [6]. Переходное положение к началу формирования будущего суперконтинента *Амазия*, повидимому, занимают кимберлиты Икати Канады и Мвадуи Танзании с возрастом 52 млн лет, а также лампроиты Иллендейл Австралии (22 млн лет) [2].

Рассмотрение имеющихся данных по возрасту формирования кимберлитов и лампроитов на фоне указанной цикличности обнаруживает, таким образом, различную предрасположенность отдельных фаз суперконтинентального цикла к проявлению алмазоносного магматизма. На основании проведенного анализа распределения алмазоносных кимберлитов и лампроитов в фазах суперконтинентальных циклов можно наметить интервалы в истории Земли, отличающиеся различным возможным потенциалом алмазоносного магматизма:

Интервалы активного алмазоносного магматизма в млн лет, соответствующие фазам распада суперконтинента - 1770-1685, 1370-1285, 170-85 570 – 485 и фазам сборки - 2085-1920, 1285-1120, 885-720, 485-320, < 85.

Интервалы умеренного или незначительного алмазоносного магматизма (фазы деструкции суперконтинента) - 2230-2170, 1430-1370, 630-570, 230-170.

Интервалы отсутствия или незначительного алмазоносного магматизма (фазы интеграции новообразованного суперконтинента): 2720-2610, 2320-2230, 1920-1830, 1520-1430.

Выявленное распространение во времени алмазоносного магматизма в фазах суперконтинентального цикла в сочетании с другими критериями может быть использовано при прогнозировании.

Список литературы

1. *Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4, Геология, № 2. С.13-27.
2. *Wit Mike de.* Identification of Global Diamond metallogenic clusters to assist Exploration. – The Southern Afr. Inst. Mining and Metallurgy Diamonds Source to Use, 2010. – 24 p.
3. *Gurney, J.J., Helmstaedt, H.H., Richardson, S.H., and Shirey, S.B.,* 2010, Diamonds through time // *Economic Geology*, v. 105, p. 689–712.
4. *Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гриффин В.Л., Пирсон Н.Дж. Рейлли С., Резвухин Д.И., Гибшер А.А., Шарыгин И.С., Похиленко Н.П.* Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирского кратона: результаты U-Pb датирования кимберлитовых

цирконов. Конференция: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России, Якутск. Россия. Апрель 1917.

5. Похиленко Н. П., Афанасьев В. П., Соболев Н. В., Егоров К. Н., Смелов А. П., Костровицкий С. И. Этапы кимберлитового магматизма Сибирской платформы и их продуктивность: закономерности формирования и особенности прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов, новые перспективные регионы // Проблемы минерагении России. Издание ГЦ РАН Москва • 2012. С 265-285.
6. Heaman L.M, Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // Lithos. 2003. Volume 71, Issues 2–4. P. 153-184

**ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБЪЕМНОГО РАЗУПЛОТНЕНИЯ
ГОРНЫХ ПОРОД И ВЕРОЯТНОСТЬ ИХ РУДОЛОКАЛИЗУЮЩЕЙ РОЛИ
В РАЗВИТИИ ГУРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (В.САЯН)**

**Н.Ю. Васильев¹, А.О. Мострюков², В.А. Петров³, Т.Ю. Тверитинова⁴,
А.Ю. Тверитинов⁵**

¹МГРИ-РГГРУ, доцент, e-mail: geostress@mail.ru

²ГО «Борок» ИФЗ РАН, в. н. с.

³ГО «Борок» ИФЗ РАН, н. с.

⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, доцент

⁵ООО ТЕХСЕРВИС, главный геолог

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. [1, 2]. *Четвёртая задача*, – выделение деформационных механизмов объемного разуплотнения горных пород [3]. *Пятая задача*, – анализ корреляционной связи оруденения с деформационными механизмами *объемного разуплотнения* (положительной дилатансии) горных пород.

Важным фактором развития эндогенных месторождений полагают «потoki» полигенных флюидов в земной коре и мантии [4]. 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) [5]. В настоящем докладе приведены результаты *статистической* оценки пространственно-временной связи рудообразования с объемным разуплотнением горных пород на взбросовых фазах деформации Гурбейского месторождения золота.

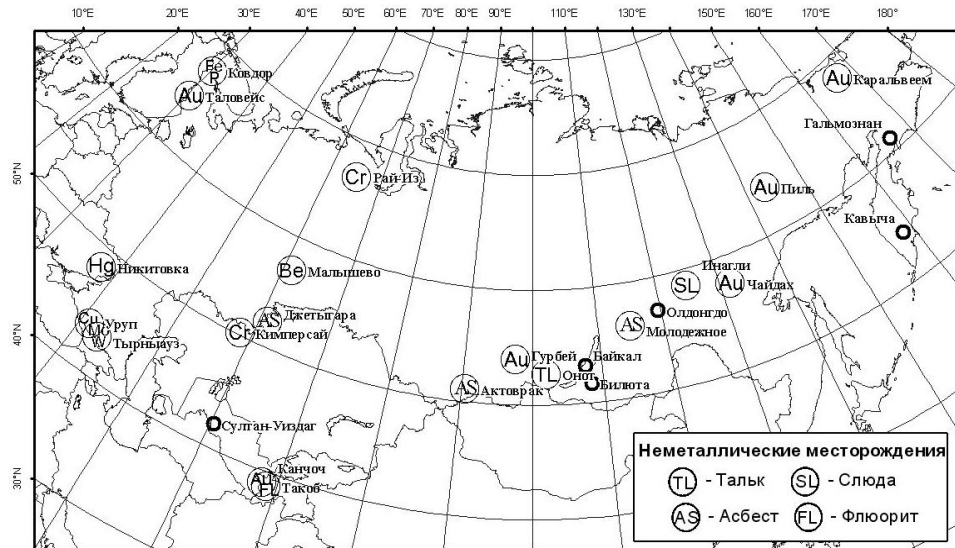


Рис. 1. Размещение 25 объектов исследования [5]. Большими тонкими кружками с индексами обозначены участки земной коры, вмещающие 19 месторождений. Малыми «жирными» кружками без индексов, - 6 участков земной коры, в пределах которых рудных объектов не установлено.

Объекты	Вид сырья	регионы, ориентация напряжений			μ_z	+ ΔZ
		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
Гурбейское	Au	Вост. Саян	348°∠86°	94°∠1°	-0.57	+0.16
Джетыгаринское	асбест	Южн.Урал	325°∠75°	196°∠10°	-0.06	+0.13
Инаглинское	слюда	Алдан.нагорье.	147°∠85°	305°∠5°	-0.22	+0.16
Инаглинское	слюда	Алдан.нагорье	140°∠80°	33°∠3°	-0.33	+0.16
Каральвеем	Au	Ср.-Ануйск.хр	174°∠79°	354°∠11°	-0.22	+0.12
Канчочское	Au	Зерафшан хр	19°∠70°	190°∠20°	-0.16	+0.12
Канчочское	Au	Зерафшан.хр	73°∠75°	175°∠3°	-0.01	+0.15
Канчочское	Au	Зерафшан.хр	324°∠73°	88°∠10°	-0.06	+0.14
Кимперсайское	Cr	Мугоджары	265°∠75°	70°∠14°	-0.33	+0.16
Кимперсайское	Cr	Мугоджары	269°∠70°	157°∠8°	-0.25	+0.16
Мальшевское	Be	Средн.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
Такобское	F	Гиссар.хребет	31°∠74°	250°∠12°	-0.01	+0.13
Тырныаузское	W, Mo	Бол.Кавказ	84°∠78°	101°∠0°	-0.05	+0.14

Табл. 1. Параметры «объемного разуплотнения» структуры эндогенных месторождений

Признаками разуплотнения структуры рудных объектов являются тектонофизические параметры взбросовых механизмов деформации горных пород (см. табл.1): 1) *взбросовый тип механизма деформаций*, фиксируемый по крутой ориентации оси “относительного” растяжения $\sigma_1 \geq 60^\circ$; 2) *отрицательные значения коэффициентов Лодэ-Надаи* ($-\mu_\epsilon$ и $-\mu_\sigma$), фиксируемые по форме (по соотношению величин осей) эллипсоидов, соответственно, напряжений и деформаций; 3) *положительное приращение вертикальной компоненты деформации* ($+\Delta Z$), фиксируемое по направлению на зенит [3].

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 полей напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m^{лев}, \tau_m^{прав}, \tau_n$) и тектонических борозд скольжения ($\pm t_n$), где (t_n) - ориентация борозды, (\pm) - её *кинематический знак* (правая или левая компоненты сдвига, устанавливаемые по направлению сколового смещения) [6]. Исходной информацией для построения модели был вывод её автора о том, что *сколовые смещения* ($\pm t_n$), возникающие на произвольно ориентированных ослабленных поверхностях дизъюнктивных нарушениях (n) (на плоскостях трещин), развиваются преимущественно в направлении действия на этих поверхностях касательных напряжений (τ_n), т.е. ($t_n \parallel \tau_n$) [6, 7]. Достоверность данного вывода была подтверждена математическими расчетами [8, 9]. К этому важно добавить, что, практически одновременно и независимо, в работах французских исследователей был сделан подобный вывод о *сонаправленности* борозд скольжения и касательных напряжений [10-12].

В кинематической модели рассматривается важная особенность в развитии дизъюнктивных деформаций. Её смысл состоит в следующем. *Независимо от иерархического уровня процессов деформации геологической среды и от пространственной ориентировки плоскости сместителя (трещин, разрывов, разломов), 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. 3. 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 σ_1 положительно), измеряемым величиной параметра μ_σ (коэффициента Лодэ-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).

Кинематическая модель смещения блоков в трехосном и одноосных условиях нагружения

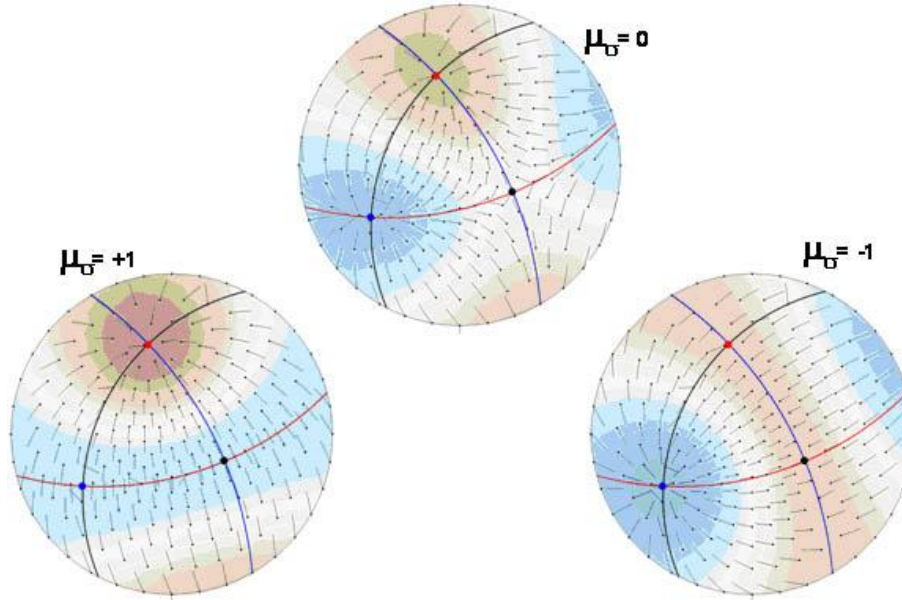


Рис. 2. Три типа симметрии сопряженных систем сколовых смещений (в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа) – определяются различиями в соотношениях между величинами осей главных напряжений син.- σ_1 , чёрн.- σ_2 , красн.- σ_3 , т.е. значениями величин μ_σ коэффициента Лодэ-Надаи (-1; 0; +1) при стационарной ориентации главных осей тензора напряжений. Стрелками показаны направления векторов смещений в однородных (по устойчивости направлений относительно осей $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) 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 ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$). 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).

Зависимость численных характеристик сколов от условий нагружения/деформации земной коры отражена в трёх постулатах модели [6]. 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 ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) 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 ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), 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 *трёхосной* (относительно осей $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) 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 [6, 9]:

$$\begin{aligned}t_3/n_3 \leq 0; t_1/n_1 \geq 0; \\ \mathbf{m}_1 \cdot \mathbf{n}_1 / \mathbf{m}_3 \cdot \mathbf{n}_3 \geq 0; \mathbf{n}_i \neq 0 \text{ и } \mathbf{t}_i \neq 0 \text{ при } \mathbf{m}_i \neq 1; \\ \sum \mathbf{n}_i^2 = 1; \sum \mathbf{t}_i^2 = 1; \mathbf{n}_i \neq 1; \mathbf{t}_i \neq 1,\end{aligned}$$

где $\mathbf{n}_i, \mathbf{t}_i, \mathbf{m}_i$ – направляющие косинусы осей главных нормальных напряжений тензора σ_i ($i = 1, 2, 3$) в системе координат, совпадающей направлениями трех взаимноортогональных единичных векторов, однозначно связанных с разрывным смещением: \mathbf{n} – вектор в направлении внешней нормали к берегу разрыва, принимаемому за условно неподвижный; \mathbf{t} – вектор в направлении сколового смещения условно активного берега разрыва; \mathbf{m} – бинормаль к векторам \mathbf{n} и \mathbf{t} .

По результатам *совместного решения* такой системы, – находят численные значения параметров главных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m$), 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 [9]:

$$\mu_\sigma = (\mathbf{m}_3 \cdot \mathbf{n}_3 - \mathbf{m}_1 \cdot \mathbf{n}_1) / (\mathbf{m}_1 \cdot \mathbf{n}_1 + \mathbf{m}_3 \cdot \mathbf{n}_3)$$

Описание поля суммарного значения μ_σ проводят на основе допущения о едином устойчивом масштабе амплитуд сколовых смещений [13].

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 *результатов расчётов*, выполненных по данным о 2956 сколах в структуре Au-рудного месторождения «Пиль» (Оймяконский район Колымы), приведён в табл. 1. Из этих результатов следует, что тектоническое развитие структуры объекта определялось шестью фазами (от F→к А) *направленного* изменения параметров его деформации во времени. Сравнение параметров «соседних» фаз (F\Е, Е\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.

Фазы деформации	Механизм деформации	Ориентация осей главных напряжений			$\pm\mu_\epsilon$	$\pm\Delta Z$
		σ_1 (растяж.)	σ_2 (промежут.)	σ_3 (сжатия)		
А(сейсм.)	Взбросовый	213°∠60°	354°∠24°	92°∠16°	+0.09	+0.09
А(новейшая)	Взбросовый	214°∠66°	7°∠22°	101°∠10°	+0.09	+0.11
В	Взбросовый	208°∠73°	95°∠7°	3°∠15°	-0.05	+0.13
С	Сдвиговый	97°∠4°	209°∠79°	7°∠10°	+0.12	+0.02
Д	Сбросовый	100°∠11°	7°∠16°	223°∠70°	-0.23	-0.09
Е	Сбросовый	347°∠15°	82°∠20°	222°∠65°	-0.20	+0.01
F(древняя)	Сдвиговый	360°∠27°	223°∠55°	101°∠20°	+0.14	-0.08

Табл. 2. Параметры тектонических деформаций в развитии структуры кварц-золоторудного месторождения «Пиль»

Пояснения к табл.: Фазы деформации: фазы последовательного изменения параметров процесса деформации от древней фазы F → к современной фазе А (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: $\pm\mu_\epsilon$ – 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 - смотри рис.3А и 5. Серым тоном в таблице показана синрудная фаза.

Признаки *инверсии* на каждой новой фазе нагружения отчётливо выражены в: 1) унаследованном сохранении ориентации одной из осей главных напряжений (σ_1 или σ_3) от предыдущей фазы и 2) смене ориентации другой оси на ориентацию промежуточной (σ_2) оси предыдущей фазы. Значения параметров взбросовой фазы «В», выделенной серым тоном, характеризуются условиями «активного» близвертикального растяжения σ_1 (при коэффициенте Лодэ-Надаи $\mu_e < 0$ и вертикальном приращении деформации $\Delta Z \geq 0.10$). Этими условиями, по-видимому, контролировались процессы *положительной дилатансии* (объемного деформационного разуплотнения) и декомпрессии горных пород с образованием рудных «ловушек».

Локализация кварц-золоторудных жил хорошо согласуется с позицией зон положительной 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 карьере, проведены реконструкции «локальных» рангов – для проверки выводов, сделанных по реконструкции «регионального» ранга (табл.1) и оценки возможности описания признаков дилатансии по «*меньшим*» объёмам данных. Всего в карьере было зафиксировано 260 направлений смещений. *Каждое* из них было «привязано» к отметкам стометрового профиля в уступе карьера (рис.3.3Б). Реконструкции были выполнены по разным объёмам исходных данных – по всему объёму (260 шт.) смещений и по 1/2, 1/4 и 1/8 частям этого объёма. Выборки с разными объёмами замеров борозд скольжения составлены с учётом привязки борозд скольжения к метрическим отметкам профиля. Таким образом, уступ карьера был «*непрерывно*» охарактеризован 15-тью выборками с разными объёмами исходных данных. См. табл.3. На графике (рис.3Б), построенном по данным табл.3, хорошо видно: 1) с *уменьшением* объёма выборок (от 260 до 33) происходит *увеличение* ареалов рассеяния параметров; 2) независимо от объёма выборок, по 12-ти из них установлены параметры положительной дилатансии ($\mu_e < 0$; $\Delta Z \geq 0.10$). В 3-х 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 объёмам выборок (от $n \cdot 10$ - до $n \cdot 1000$ шт сколов).

Объем исходной информации: векторов тектонических подвижек, шт.	Масштаб выборки, участок профиля, погонные метры	ориентация напряжений			μ_ϵ разуплотнение	ΔZ приращение вертикальной компоненты деформации
		σ_1 «растяж.»	σ_2 «промеж.»	σ_3 «сжатие»		
261	100%, 8.0-91.0	224°∠80°	74°∠9°	345°∠5°	-0.02	+0.11
130	50%, 8.0-49.0	122°∠78°	276°∠11°	7°∠5°	-0.13	+0.13
131	50%, 49.1-91.0	120°∠81°	330°∠8°	239°∠5°	-0.03	+0.10
65	25%, 8.0-24.3	77°∠77°	295°∠10°	204°∠8°	-0.03	+0.11
65	25%, 24.5-49.0	198°∠80°	280°∠0°	18°∠10°	-0.31	+0.15
65	25%, 49.1-60.5	256°∠85°	144°∠2°	54°∠5°	-0.30	+0.12
66	25%, 60.6-91.0	147°∠83°	282°∠5°	12°∠5°	-0.13	+0.13
33	13%, 8.0-12.7	250°∠70°	128°∠11°	35°∠16°	-0.14	+0.08
33	13%, 12.4-24.3	210°∠85°	101°∠2°	11°∠5°	-0.33	+0.10
34	13%, 24.1-40.3	87°∠78°	327°∠6°	236°∠10°	-0.03	+0.06
33	13%, 40.2-49.0	201°∠80°	73°∠6°	342°∠7°	-0.08	+0.14
32	13%, 48.5-56.0	262°∠85°	148°∠2°	58°∠5°	-0.64	+0.14
34	13%, 55.2-60.5	81°∠78°	317°∠7°	226°∠10°	-0.02	+0.09
34	13%, 60.5-67.5	218°∠61°	102°∠13°	6°∠25°	-0.84	+0.13
35	13%, 67.3-91.0	233°∠89°	53°∠1°	323°∠0°	-0.07	+0.11

Табл.3. Результаты реконструкций по профилю золоторудного карьера

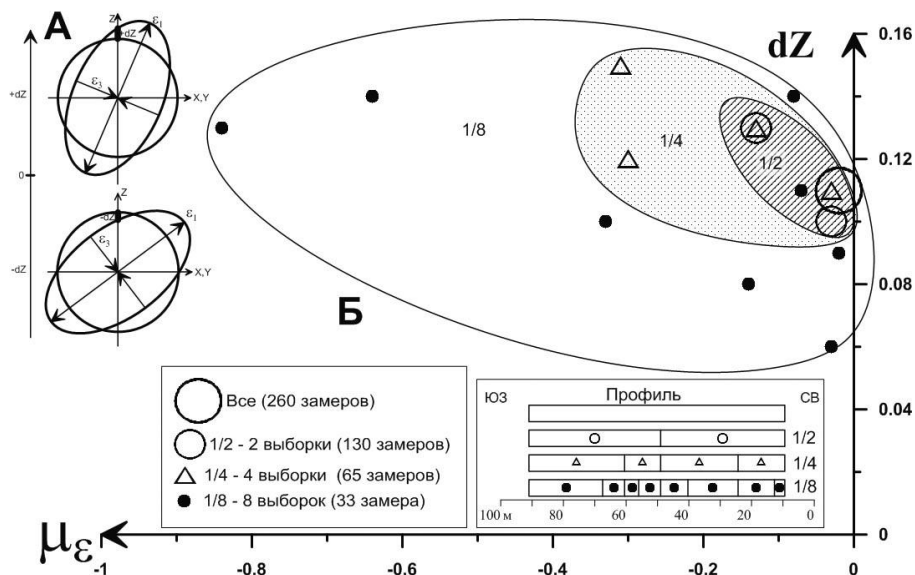


Рис. 3 А - Зависимость знака и величины вертикального приращения параметра dZ от ориентации эллипсоида деформации и соотношения величин ϵ_1 и ϵ_3 . Б – Зависимость численных значений параметров дилатансии ($-\mu_\epsilon$), $(+dZ)$ от количества исходных данных (замеров штрихов и борозд скольжения) в реконструкциях локального ранга

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 деформации (при «активном» действии, круто $\geq 60^\circ$ ориентированной, оси (σ_1) «растяжения»);
- 2) отрицательного значения величины коэффициента Лодэ-Надаи ($-\mu_\epsilon$);
- 3) положительной величины приращения вертикальной компоненты ($+\Delta Z$) деформации.

К обоснованию объемного деформационного разуплотнения (дилатансии) горных пород в эндогенных месторождениях

Как следует из данных (табл. 1), 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 ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) 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 (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 \rightarrow сбросовый \rightarrow сдвиговый \rightarrow взбросовый \rightarrow взбросовый \rightarrow сдвиговый). При этом следует подчеркнуть, что *современное* поле напряжений, реконструированное по сейсмологическим данным, унаследовано сохраняет устойчивость осей ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) 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 (табл.1) [5, 14] 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.

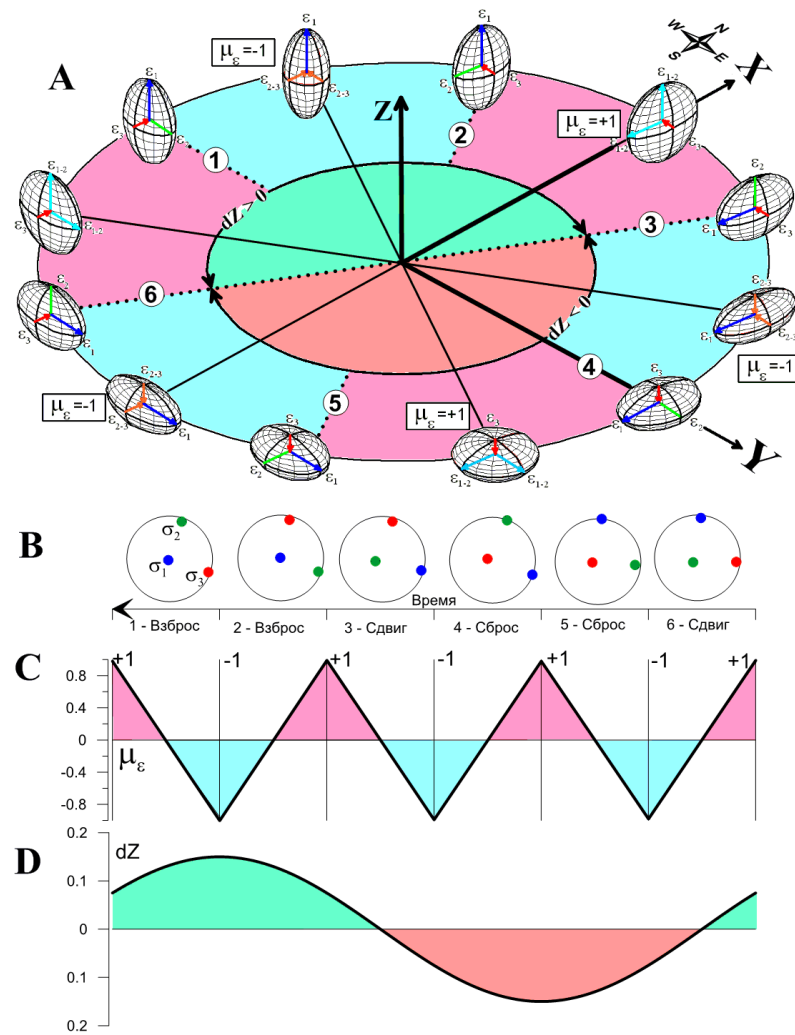


Рис. 4 Изменение параметров процесса деформации в 6-фазном цикле тектонических деформаций: А – цикл нагружения; В – ориентация напряжений; С – изменение коэффициента Лодэ-Надаи; D – приращение вертикальной деформации.

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.4А. При этом цветом на данном рисунке показана смена условий укорочения-удлинения осей эллипсоида, соответственно, красной и зеленой 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.4В – на котором показаны ориентация напряжений и смена механизмов деформации (→ взброс→ взброс→ сдвиг→ сброс→ сброс→ сдвиг→). На рис. 4С –

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 ($\mu_\epsilon=0$). 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» ($\pm\Delta Z$) на рис. 4D. Ее величина и знак контролируются ориентацией оси ϵ_1 *активного* разуплотнения относительно горизонта.

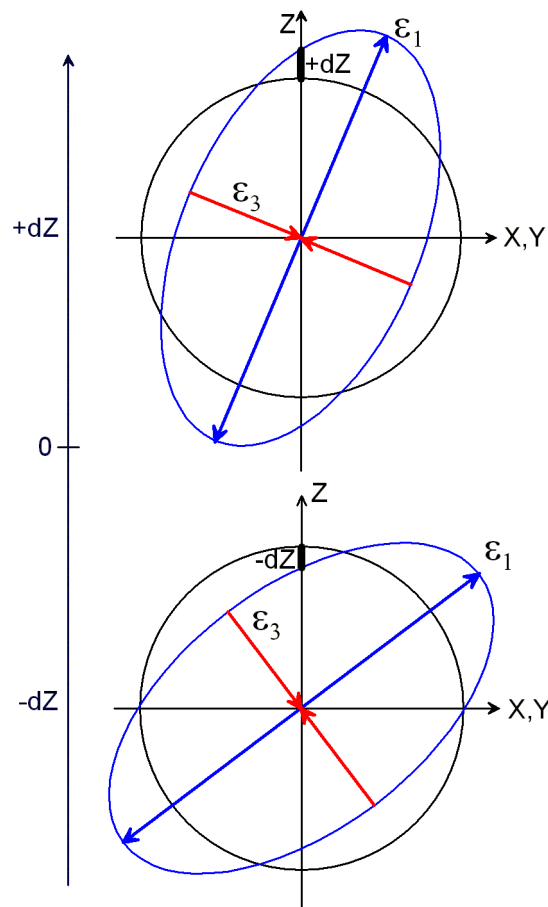


Рис. 5. Графическая модель изменения значений ($\pm\Delta Z$) в зависимости от наклона осей σ_1 , σ_3 относительно горизонта (при постоянстве соотношения между девиаторной и шаровой компонентами деформации).

При $\epsilon_1 \geq 60^\circ$ ($+\Delta Z$) величина положительна, а при $\epsilon_1 < 60^\circ$ ($-\Delta Z$), – отрицательна (см рис.5).

Смена знака и величины вертикальной компоненты ($\pm\Delta Z$) приращения деформации является следствием изменения изотропных условий шаровой деформации (показана на рис.5 кругом) на анизотропные условия девиаторной деформации – (показана эллипсом). При этом из сравнения графиков на рис. 4 (B, C и D) хорошо видно, что приращение ($+\Delta Z$) достигает максимальных значений при взбросовых механизмах деформации и отрицательном значении величины коэффициента Лодэ-Надаи $\mu_\epsilon = (-1)$. Таким образом,

условия *объемного разуплотнения* горных пород (земной коры), как уже несколько раз было отмечено, фиксируют по комплексу трёх параметров: 1) взбросовому типу механизма деформации, 2) отрицательному значению величины коэффициента Лодэ-Надаи ($-\mu_\epsilon$) и 3) положительному приращению величины ($+\Delta Z$) вертикальной компоненты деформации. Фактически, эта компонента является разницей («дельтой» Δ) между параметрами девиаторной и шаровой деформациями. Она имеет положительный (+) знак при разуплотнении и отрицательный (-) – при уплотнении. Её измеряют по оси, направленной на зенит-(Z) (рис.5).

Впервые численные значения параметров данного явления были установлены на рудопроявлении золота Одолго в предгорьях Станового хребта [3]. Затем они были подтверждены реконструкциями, выполненными на примере девятнадцати эндогенных месторождений различных генетических типов на которых проводится добыча разнообразных видов металлического и неметаллического сырья [5]. По результатам этих реконструкций (табл.1) построен график соотношений между величинами ($\pm\mu_\epsilon$) и ($\pm Z$) (рис.6А). На соседнем графике (рис.6Б) показаны результаты реконструкций ($\pm\mu_\epsilon$) и ($\pm Z$) параметров для 6 *безрудных* участков земной коры. Из сравнения данных графиков следует, что развитие *взбросовых режимов* деформации на месторождениях (рис.6А) контролировалось условиями как *уплотнения* (при $\mu_\epsilon > 0$), так и *объемного разуплотнения* (при $-\mu_\epsilon < 0$) горных пород (соответственно верхние правый и левый квадранты графика рис.6А). Развитие же *взбросовых режимов* деформации в *безрудных* блоках земной коры (рис.6Б) контролировалось условиями **только уплотнения** ($+\mu_\epsilon > 0$;) горных пород.

Это различие стало основой для предположения о возможной *рудолокализирующей* 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. 6А свидетельствует об идентичности формы графиков на этих рисунках, что также является подтверждением для тезиса о возможной рудолокализирующей 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. Такая возможность была *впервые* реализована на основе исходной информации, собранной в пределах Гурбейского

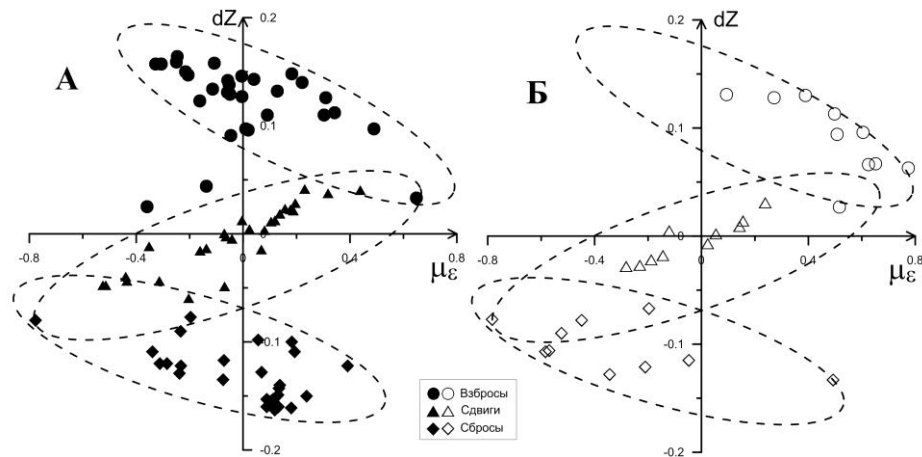


Рис. 6 Характеристики взбросовых, сдвиговых и сбросовых режимов деформации земной коры в значениях параметров ($\pm \mu_{\varepsilon} \pm \Delta Z$) уплотнения-разуплотнения её структуры: А – на участках локализации 19 эндогенных месторождений с признаками дилатансии; Б – на 6 участках без признаков развития процессов эндогенного рудогенеза и дилатансии.

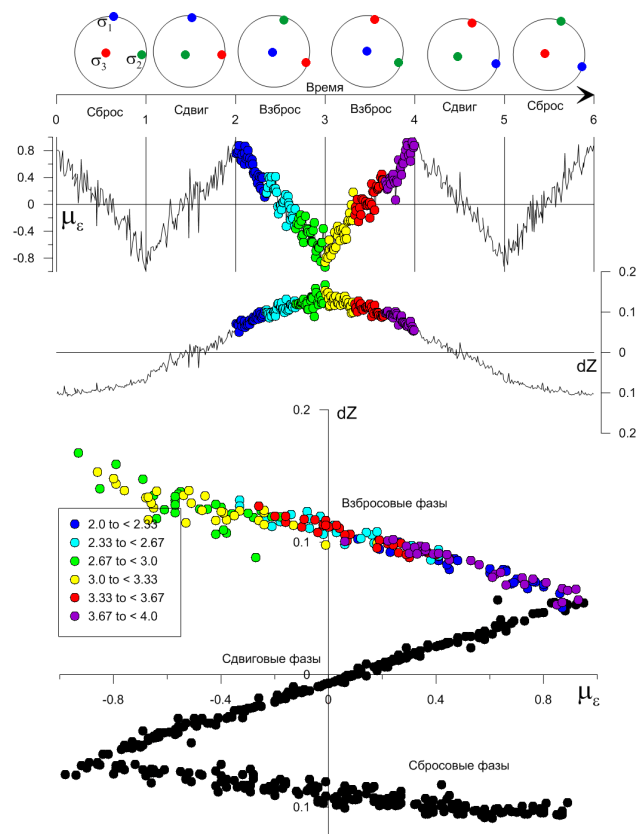


Рис. 7 Изменение соотношения между ($\pm \mu_{\varepsilon}$) и ($\pm Z$) в течении цикла тектонических деформаций (по данным численного моделирования): А – инверсионная смена ориентации осей нагружения; В – графики изменения параметров μ_{ε} и dZ во времени; С – диаграмма зависимости вертикальной компоненты деформации и коэф-та Подэ-Надаи от кинематического типа фазы деформации (цвет кружков соответствует шкале времени).

рудного поля. Сначала кратко охарактеризуем геологическое строение района работ.

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_{2-3hr}), состоящей из гранатсодержащих биотит-амфиболовых и *углеродистых* сланцев с метаморфизованными песчаниками. На формирование 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.

Гурбейское месторождение расположено в той части, ориентированной диагонально (СЗ-ЮВ), зоны контакта пород мурхойской (R_{1mr}) и хорминской (R_{2-3hr}) 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 простираня и сбросы субмеридионального простираня. Вдоль тектонического контакта толщ горных пород мурхойской и хорминской свит широко развиты 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 (R_{1mr} , R_{2-3hr}) 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 *пластических* 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 простираня. 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 сейсотектонических деформаций [15].

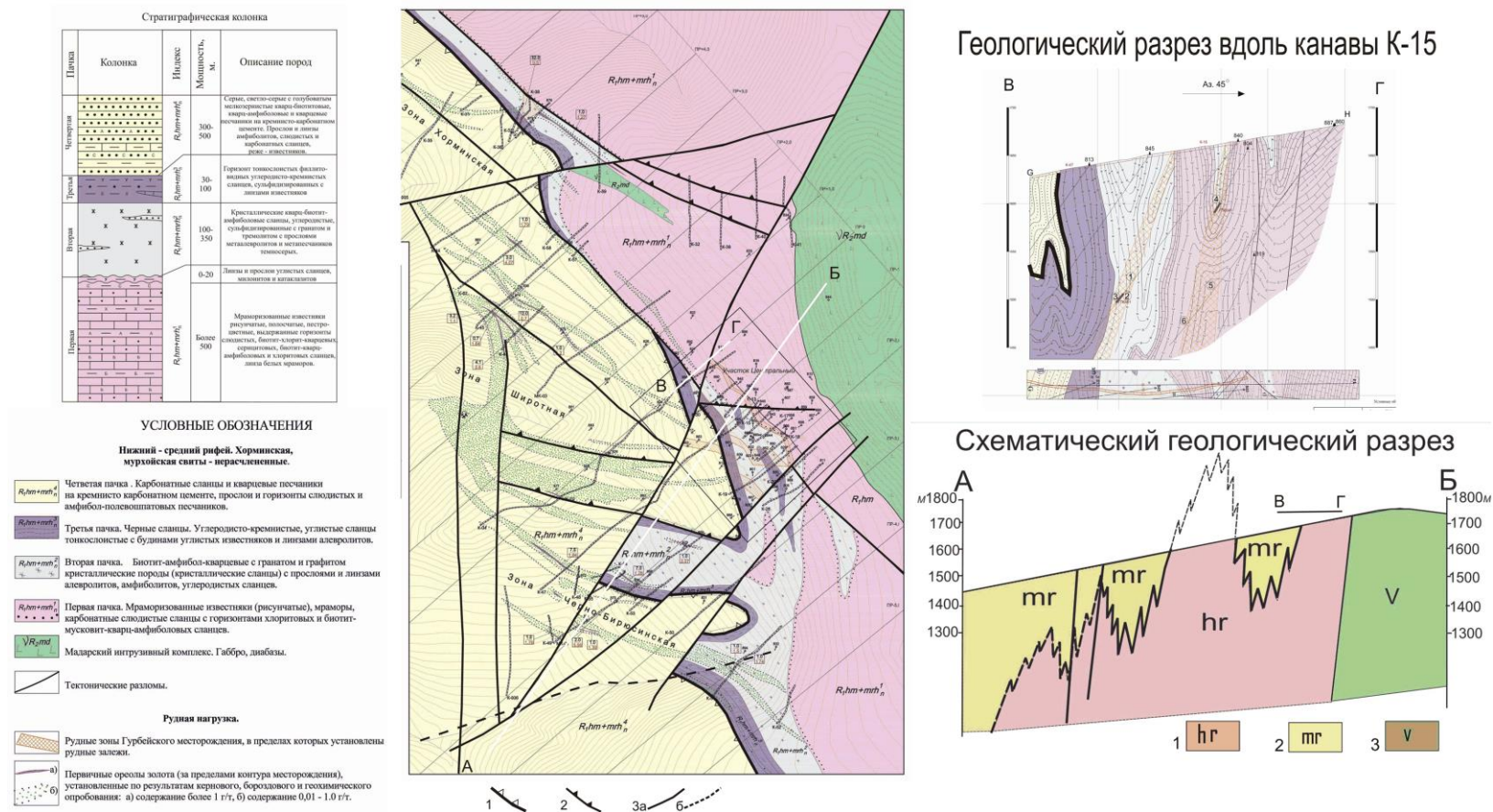


Рис. 8 Геологическая карта и разрезы центральной части Гурбейского рудного поля (по Поletaеву, Тверитинову и др., 2015) с дополнениями. Условные обозначения 1 - Мурхойский разлом - тектонический контакт мурхойской и хорминской свит; 2 - субшиотные разломы взбросового типа; 3 - прочие разломы (преимущественно 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.

Фазы деформации	Механизм деформации	Ориентация осей главных напряжений			$\pm\mu_\epsilon$	$\pm\Delta Z$
		σ_1 (растяж.)	σ_2 (промежут.)	σ_3 (сжатия)		
А(сейсм.)	Сдвиговый	82°∠3°	221°∠86°	352°∠0°		
А(новейшая)	Сдвиговый	273°∠1°	21°∠87°	183°∠3°	+0.27	
В	Взбросовый	277°∠90°	277°∠0°	187°∠0°	-0.06	+0.14
С	Взбросовый	348°∠86°	184°∠4°	94°∠1°	-0.57	+0.16
Д	Сдвиговый	13°∠0°	283°∠78°	103°∠12°	+0.08	
Е	Сбросовый	189°∠1°	99°∠15°	284°∠75°	-0.00	
Ф(древняя)	Сбросовый	280°∠0°	190°∠4°	10°∠86°	-0.45	

Табл. 4. Параметры тектонических деформаций в развитии структуры Гурбейского золоторудного месторождения. Пояснения – см. в табл.1

Реконструкции параметров тектонических деформаций, в целом, для Центрального участка месторождения проведены по данным о кинематике 1204 сколовых смещений. Реконструкции сеймотектонических параметров выполнены по данным о 5 событиях (В.Саян, 1978-2011 г.г.). Результаты реконструкций приведены в (табл. 4). Сравнение параметров деформаций фаз $A_{\text{сейсм.}}$ и $A_{\text{нов.}}$ 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 ($-\mu_\epsilon$ 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. Результаты этой работы даны в табл.5.

№	Интер	N	Гип	σ_1	σ_2	σ_3	μ_σ	μ_ϵ	$\tau_m^{\text{п}}$	$\tau_b^{\text{пп}}$	ΔZ	m	W
№0 1	K103_ 4	1 8	-1-	106∠8 5	245∠ 4	335 ∠3	- .92	- 0.10	151∠ 42	339∠ 48	+0.0 8	1 1	0.1 4
№0 2	K30-1- 8	2 8	-1-	194∠7 0	14∠2 0	104 ∠0	- .05	- 0.53	265∠ 42	123∠ 42	+0.1 2	1 3	0.1 6
№0 3	K- 130_6	3 1	-1-	120∠6 0	233∠12	329∠ 27	- .39	- 0.16	139∠ 17	357∠ 69	+0.1 7	1 6	0.2 0
№0 4	K38_1	2 5	-1-	263∠8 0	32∠6	123 ∠8	.99	- 0.08	297∠ 37	130∠ 52	+0.1 0	2 3	0.2 8
№0 5	K18- 2_5	3 4	-1-	309∠6 0	140∠3 0	47∠ 5	.52	- 0.06	19∠4 2	252∠ 34	+0.1 7	2 5	0.3 1
№0 6	K111_ 1	4 6	-1-	146∠5 8	6∠26	267 ∠18	- .62	- 0.15	233∠ 55	107∠ 22	+0.1 8	2 7	0.3 3
№0 7	K-213	4 0	-1-	137∠7 0	8∠13	275 ∠15	- .91	- 0.56	257∠ 58	106∠ 29	+0.1 3	2 9	0.3 6
№0 8	K110A	3 2	-1-	200∠6 0	93∠1 0	358 ∠28	- .97	- 0.24	334∠ 71	186∠ 16	+0.1 4	3 3	0.4 1
№0 9	K59_1	3 9	-1-	260∠8 0	80∠1 0	350 ∠0	- .04	- 0.33	340∠ 44	180∠ 44	+0.1 9	3 9	0.4 8
№1	K18-1	3	-1-	208∠5	94∠1	355∠3	-	-	316∠	188∠	+0.1	4	0.5

0		9		5	6	0	.87	0.06	69	13	6	2	2
№1	K114	3	-1-	93 \angle 90	10 \angle 0	100	-	-	100 \angle	280 \angle	+0.2	6	0.7
1		4				\angle 0	.98	0.69	45	45	2	0	4
№1	K38_5	3	-1-	291 \angle 8	117 \angle 1	27 \angle	-	-	17 \angle 4	217 \angle	+0.2	7	0.9
2		4		0	0	1	.77	0.09	5	43	1	9	8
P-02	480-500	3	-2-	251 \angle 8	123 \angle 7	342 \angle 1	-	-	296 \angle	27 \angle 1	+0.0	1	0.0
		0			7	0	.81	0.08	13		1		1
P-02	460-479	3	-1-	77 \angle 84	218 \angle 5	308 \angle 4	-	-	124 \angle	313 \angle	+0.1	1	0.1
		2					.74	0.01	41	49	8	0	2
P-02	450-459	3	-1-	9 \angle 64	108 \angle 4	200 \angle 2	.50	-	16 \angle 2	210 \angle	+0.1	2	0.2
		2				5		0.13	0	70	7	3	8
P-02	433-449	3	-2-	20 \angle 5	120 \angle 6	288 \angle	-85	-	241 \angle	337 \angle	+0.0	3	0.0
		3			3	27		0.07	15	22	1		4

Табл.5 *Параметры механизмов деформационного разуплотнения рудоносных горных пород по двенадцати интервалам разведочных каналов Гурбейского месторождения (результаты реконструкций по малым выборкам из 20-50 сколов)*

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 наклона оси (σ_1), знак и величина коэффициентов ($\mu_{\epsilon, \sigma}$), 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^м 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 каналов Гурбейского месторождения (см.табл.5).

Вероятность рудолокализирующей 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, соответствующим 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...» [16]. 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, – M_{cp} . Первый вывод о вероятной роли механизмов дилатансии в локализации руд (рудообразовании) основан на реконструкциях по 19 рудным объектам, в том числе по Гурбейскому (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 «100%». Эти реконструкции обоснованы выборками объемом от $100 \cdot n$ до $1000 \cdot n$ сколов. Такие объемы «собирают» на крупных объектах и результаты этих реконструкций характеризуют условия их деформации в целом (регионального ранг реконструкций). В результатах реконструкций регионального ранга, почти, нет информации для локального прогноза. Однако, степень сходства значений M_{cp} , выявленных реконструкциями регионального и локального рангов может быть косвенной оценкой достоверности тех и других. По данным реконструкций регионального ранга, выполненных для Гурбейского месторождения, величина M_{cp} 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. 9). 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 P-02 показаны большими и малыми треугольниками. На гистограмме (рис.9) отражено распределение значений величины ($+\Delta Z$) относительно их среднего значения (математического ожидания).

$$\text{Математическое ожидание } M_{cp} = \frac{\sum}{n}$$

$$\text{Доверительный интервал } M_{x, cp} = \lambda = x. cp \pm t_{\text{табл.}} \cdot \frac{S_x}{\sqrt{n}}$$

$$\text{Стандарт } S_x = \sqrt{\frac{\sum(x-x. cp)^2}{n-1}} \text{ и } S_y = \sqrt{\frac{\sum(y-y. cp)^2}{n-1}}$$

$$\text{Ассиметрия } A_x = \frac{\sum(x-x. cp)^3}{nS^3} \text{ и } A_y = \frac{\sum(y-y. cp)^3}{nS^3}$$

$$\text{Экссесс } E_x = \frac{\sum(x-x. cp)^4}{nS^4} - 3 \text{ и } E_y = \frac{\sum(y-y. cp)^4}{nS^4} - 3$$

$$\text{Коэффициент вариации } V_x = \frac{S_x}{x. cp} \cdot 100(\%) \text{ и } V_y = \frac{S_y}{y. cp} \cdot 100(\%)$$

$$\text{Коэффициент корреляции } r_{кор} = \frac{\sum(x-x. cp)(y-y. cp)}{(n-1)S_x S_y}$$

$$\text{Уравнение регрессии } Y \text{ по } X: Y_x - y. cp = r_{кор} \cdot \frac{S_y}{S_x} \cdot (x-x. cp)$$

$$\text{Критерий Стьюдента } t_{расч} = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$$

Результаты расчетов представлены в табл.6. Из анализа таблицы следует, что судя по коэффициентам асимметрии (A) и эксцесса (E), соотношения между параметрами ($+\Delta Z$, W) описываются нормальным законом. По коэффициенту корреляции ($r_{кор}=0.74$) установлена «тесная» статистическая зависимость между параметрами ($+\Delta Z$, W). Значимость коэффициента ($r_{кор}$) корреляции высокая, т.к. 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 уравнения регрессии ($y_x = 4.31x - 0.28$) построена линия регрессии (рис.9), подтвердившая вывод о «прямой» связи между значениями параметров ($+\Delta Z$, W). Это означает, что с увеличением одного параметра происходит увеличение другого параметра. Величина деформационного разуплотнения ($+\Delta Z$), рассчитанная по малым (20-50 сколов) выборкам, полностью соответствует величине, рассчитанной по большой (1204 скола) выборке и равна 0.16, что является свидетельством её 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 $(+\Delta Z) > 0.05$. Применимость этого критерия для объекта Гурбей показана на графике рис. 9 (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 ($W \geq 0.08$) проявления механизмов дилатансии при отрицательных величинах ($-\mu_{\epsilon, \sigma}$) и ($\Delta Z \approx 0.16 \pm 0.3$) может быть рекомендована, как критерий прогноза.

Заключение

Выполненным исследованием подтвержден вывод о рудолокализирующей роли явления положительной дилатансии – *объемного деформационного разуплотнения* структуры земной коры [3, 17]. Это явление фиксируется по *комплексу* параметров деформационных процессов: по *взбросовым* типам механизмов процесса, что согласуется с выводами [18], по *коэффициентам Лодэ-Надаи* ($\mu_{\epsilon} < 0$, $\mu_{\sigma} < 0$) и по *параметру приращения* вертикальной компоненты деформации ($\Delta Z \geq 0.10$). Режим дилатансии земной коры [5], скорее всего, следует полагать одним из важнейших, статистически устойчиво проявляющихся геолого-структурных факторов *экспоненциального увеличения* поверхности контакта твердой и газовой-жидкой (флюидной) фаз, *активизирующего* процессы эндогенного рудообразования в образовании месторождений. Исходя из этого, авторы рекомендуют продолжение подобных исследований в прикладных целях.

Работа выполнена при финансовой поддержке ООО ТЕХСЕРВИС и госбюджетной темы ОИФЗ РАН “Геофизические поля средних широт: мониторинг и моделирование” (номер гос. Регистрации АААА-А17-117040610184-3).

N выборки	X_i	$X_i - X_{cp}$	$[X_i - X_{cp}]^2$	$[X_i - X_{cp}]^3$	$[X_i - X_{cp}]^4$	Y_i	$[Y_i - Y_{cp}]$	$[Y_i - Y_{cp}]^2$	$[Y_i - Y_{cp}]^3$	$[Y_i - Y_{cp}]^4$	$X_i \cdot Y_i$	$(X_i - X_{cp}) \cdot (Y_i - Y_{cp})$
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.ср	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

Табл. 6 Параметры корреляции значений ΔZ-величин (переменная X) и W-частот (переменная Y) деформационного разуплотнения рудоносных горных пород Гурбейского месторождения

Список литературы

1. *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) // Материалы XXXII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма», М., ГЕОС, 1999, в 2 т., Т.1, С.121-123
2. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.* Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Материалы XXXIV Тектонического совещания «Тектоника неогена: общие и региональные аспекты», М.: ГЕОС, 2001, в 2 т., Т.1, С. 90-93.
3. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.* Особенности рудолокализирующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений. // Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники», М.: ГЕОС, 2007, Т.1, С. 126-130
4. Флюидные потоки в земной коре и мантии. Материалы Всероссийского симпозиума 26-28 февраля 2002 г., М., ИГЕМ РАН, 2002, 207с.
5. *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. В материалах докладов Четвертой всероссийской тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (М., 3-7 октября 2016 г.) в 2 томах, т. 2, С.8-16.
6. *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.
7. *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
8. *Гущенко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкций напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным). В сб. Механика литосферы, Тезисы докл. Всесоюз. научн.- техн. совещания 23-25 окт.1974, Ленинград: М., НТО горное, 1974, С.5-8.
9. *Гущенко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений. В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, С.60-66

10. *Carey E., Brunier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elemenaire applique a l'etude d'une population de faille // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1974. V 279. P. 891-894.
11. *Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris, D. 1975. V. 281. P. 1805-1808.
12. *Angelier J.* Sur un apport de l'informatique a l'analyse structurale; Exemple de la tectonique cassante // Revue de Geogr. Phys. Et de Geol. Dyn. 1975. Vol XVII. Fasc. 2. P. 137-146.
13. *Степанов В.В.* Количественная оценка тектонической деформации. В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, С. 67-71
14. *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). В сб. материалов Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения акад.А.Г. Бетехтина «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты», Москва, 20-22 ноября 2017 г. Материалы конференции. М., ИГЕМ РАН, 2017. С. 133-137.
15. *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. Т. 312, №4, 1990, С.830-835
16. *Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А.* Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых, М., Недра, 1979 с.168.
17. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Сунцов В.А.* Условия тектонического нагружения и прогноз перспективных участков месторождения Таловейс. В сб. Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып.15, Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012, с.77-93.
18. *Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.* Микроструктурный анализ. Методическое пособие для геологов, изучающих рудные месторождения. М., Наука, 1965, 124 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕЛЮСКИНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРОВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНО - ТАМЫРСКОЙ МЕГАЗОНЫ)

Г.С. Гусев¹, Н.В. Межеловский², В.А. Килипко³, О.Н. Сироткина⁴

¹Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), г. н. с.,
e-mail: rbox74@mail.ru

²Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), директор,

³Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ),
заместитель генерального директора

⁴МГУ имени М.В.Ломоносова, с. н. с., Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), с. н. с.

Металлогенический анализ [1] при региональных геологических исследованиях, предполагает картирование структурно-вещественных комплексов (СВК) на основании формационного и структурного анализа, составление геодинамической модели их формирования, минерагенические исследования, сопоставление и анализ данных с выделением перспективных площадей.

Нами рассмотрены СВК Челюскинской зоны Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области. Челюскинская зона располагается в северо-восточном секторе Центрально-Таймырской мегазоны (рис. 1) и ограничена разломами: северо-восточные сегменты Главного Таймырского и Пясино-Фаддеевского региональных надвиговых швов [2, 3, 4, 5].

Цель исследования: по результатам геодинамического анализа всех характеристик структурно-вещественных комплексов – установить геодинамические обстановки формирования, в первую очередь таких дискуссионных образований, как серпентинизированные ультрамафитов становского и кунарского комплексов, вулканитов модинской толщи и вилькицкого плутонического комплекса, отнесенных В.А. Верниковским [2] к офиолитам, сформированным в надсубдукционной обстановке спредингового окраинного моря.

Геологическое строение Челюскинской зоны

В строении Челюскинской зоны выделяются три типа геологических комплексов: параавтохтонные (раннедокембрийские метаморфического фундамента, ранне-среднерифейского чехла, позднерифейско-ранневендские островодужные и коллизионные), автохтонные (поздневендско-палеозойские, раннемезозойские); перекрывающие позднемезозойские.

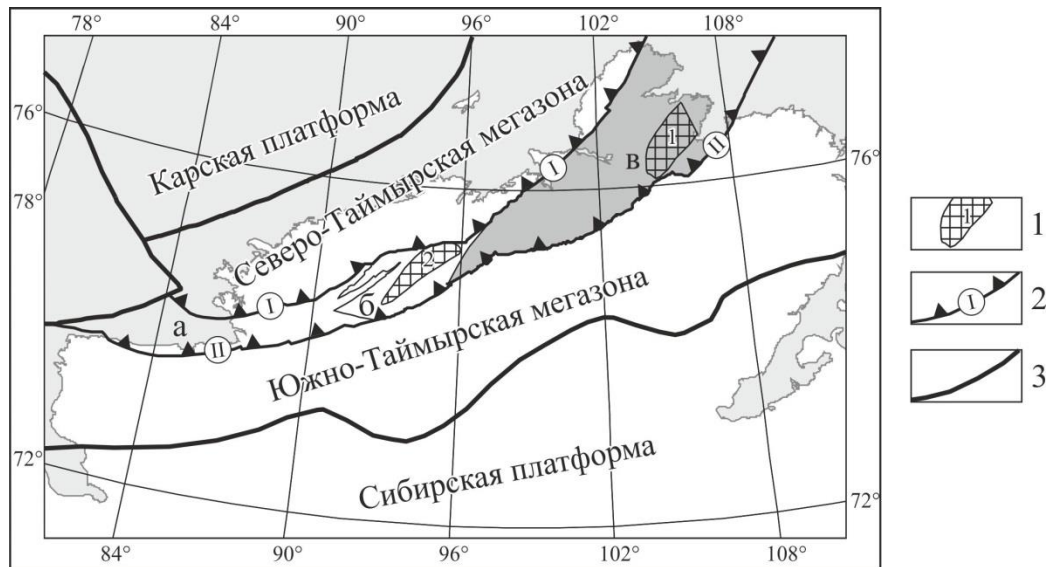


Рис. 1. Положение Челюскинской зоны на территории Центрально-Таймырской мегазоны Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области [16].

Центрально-Таймырская мегазона, зоны: а – Усть-Пясинская, б – Шренковская, в – Челюскинская; 1 - выступы ранне-протерозойского кристаллического фундамента: 1- Фаддеевский, 2-Мамонтовский; 2 – региональные разломы, граничные Центрально-Таймырской мегазоны, надвиговые швы: I – Главный Таймырский, II – Пясина-Фаддеевский; 3 – границы Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области

Паравтохтонные метаморфические (амфиболитовой фации) СВК:

1) Нижнепалеопротерозойский неопознаваемой тектонической обстановки кристаллического фундамента: а) амфиболитовый, карбонатный, кварцитовый и гнейсовый (фаддеевский комплекс $[PR_1^{(c)} fd]$), б) кристаллосланцевый (симсовская толща $[PR_1^{(c)} sm]$).

2) Нижнепалеопротерозойский протоконтинентального локального внутриплитового магматизма поперечинский комплекс $[PR_1^{(pt)} pp]$.

3) Нижнепалеопротерозойский протоколлизийный гранитоидного пояса песцовский комплекс $[PR_1^{(ptgcl)} p]$.

4) Ранне-среднерифейский пассивноокраинный шельфовый мелкого моря осадочный – терригенный, карбонатно-терригенный, черносланцевый (октябрьская, ждановская и сланцевая толщи нерасчлененные $[RF_{1-2}^{(m)} ok+\check{z}d+sl]$).

5) Первый среднерифейский континентальнорифтовый субвулканический - габбро-долеритовый северобыррангский комплекс $[RF_2^{1(r)} sb]$.

Паравтохтонные метаморфические (зеленосланцевой фации) СВК:

1) Первые позднерифейские зрелоостроводужные вулканогенно-плутонической дуги: а) интрузивный – плагиогранитовый (трехсестерский комплекс

[RF31(as) ts]), б) осадочно-вулканогенный – терригенный, базальтовый, андезитовый, риодацито-риолитовый, туфовый (осадочно-вулканогенная толща [RF31(as) ov]), в) субвулканический (дайки) – габбро- долеритовый (габбро- долеритовый комплекс [RF31(as) gd]).

2) Первый позднерифейский коллизионный вулcano-плутонического ареала: а) вулканогенный - базальтовый, андезитовый, риолитовый (дорожнинская толща [RF31(vcl) dr]); б) интрузивный - гранитоидный (снежинский и ледянский комплексы [RF31(vcl) s+I]);

3) Второй позднерифейский континетальнорифтовый, осадочный – грубообломочный терригенный, терригенный пестроцветный и карбонатно-терригенный (становская толща [RF32(r) st]).

4) Второй позднерифейский пассивно-окраинного типа чехла микроконтинента мелководный, осадочный – карбонатный (колосовская свита [RF32(mc) kl]).

5) Второй позднерифейско-ранневендский зрелоостроводужной: а) второй позднерифейский преддугового прогиба (?) субвулканический – габбро-долеритовый (лопаткинский комплекс [RF₃^{2(af?)} lp]), б) второй-третий позднерифейский вулcano-плутонической дуги, вулканогенный – базальтовый, андезитовый, туфовый, дацитовый (модинская толща [RF₃^{2,3(as)} md]), в) второй-третий позднерифейский вулcano-плутонической дуги, субвулканический - габбро-долеритовый (модинско-кунарский комплекс [RF₃^{2-3(as)} mk]), г) третий позднерифейский вулcano-плутонической дуги, интрузивный – тоналит-плагιοгранитовый (вилькицкий и малиновский комплексы объединенные [RF₃^{3(as)} v+m]), д) третий позднерифейский преддугового прогиба (?), вулканогенно-осадочный – базальтовый, андезитовый, туфовый, карбонатный (зимовочная толща [RF₃^{3(af?)} zm]), е) третий позднерифейско-ранневендский вулcano-плутонической дуги, осадочно-вулканогенный – базальтовый, риолитовый, риолитовых туфов, терригенный, грубообломочный терригенный (лаптевская свита [R₃³-V₁^(as) lp]).

6) Ранневендский повторноколлизионный: а) вулcano-плутонического ареала, интрузивный – гранодиорит-гранитовый (чукчинский комплекс [V₁^(vcl) č]), б) вулcano-плутонического ареала, вулканогенный – базальтовый, туфовый, туфово-терригенный, дацитовый (борзовская свита [V₁^(vcl) br]), в) межгорной впадины, осадочный – грубообломочный терригенный, карбонатный, терригенный (продольнинская свита [V₁^(bcl) r]).

7) Ранневендский субдукционно-плюмово-коллизионный протрузивный – серпентинизированных ультрамафитов (кунарский и верхнемалиновский комплексы объединенные [V₁^(s,p cl) k+vm] и становской [V₁^(s,p cl) s] комплекс).

Автохтонные (неметаморфизованные) СВК:

1) Ранневендский континентальнорифтовый: а) интрузивный – габбро-долеритовый (григорьевский комплекс $[V_1^{(r)} g]$), б) субвулканический – субщелочной габбро-долеритовый (папанинский комплекс $[V_1^{(r)} pp]$), в) осадочный – грубообломочный терригенный и терригенный (чекинская толща $[V_1^{(r)} \check{c}k]$).

2) Раннекембрийский континентального локального внутриплитового магматизма (трубки взрыва) – субщелочной долеритовый и трахибазальтовый (светлинский комплекс $[E_1^{(i)} sv]$).

3) Поздненвендско-раннеордовикский пассивно-окраинный шельфовый мелкого моря: а) поздненвендско-среднекембрийский, осадочный – грубообломочный терригенный, карбонатный, углеродистых сланцев, карбонатный (нижнеостанцовская, гравийнореченская и устремленновская толщи объединенные $[V_2-E_2^{(m)} no+us]$), б) среднекембрийско-раннеордовикский, осадочный – глинисто-карбонатный (стефановская свита $[E_3-O_1^{(m)} st]$);

4) Палеозойский пассивно-окраинный бативальный: а) ранне-среднеордовикский осадочный – черносланцевый (астрономическая толща $[O_{1-2}^{(mb)} as]$), б) ранне-позднеордовикский осадочный – кремнисто-глинистый и черносланцевый (астрономическая и гольцовская толщи объединенные $[O_{1-3}^{(mb)} as+gl]$), в) раннесилурийский осадочный – углеродистых сланцев (каменная и болотнинская толщи объединенные $[S_1^{(mb)} km+bl]$).

5) Позднепалеозойские коллизионные гранитоидного пояса: а) позднекаменноугольно-раннепермский, интрузивный – диорит-гранитовый (лодочниковый комплекс $[C_3-P_1^{(gcl)} l]$), б) среднепермский интрузивный – граносиенитовый (пекинский комплекс $[P_2^{(gcl)} p]$).

б) Траппового магматизма Сибирского суперплюма: нижнетриасовый субвулканический (дайки) – габбродолеритовый (угрюминский комплекс $[T_1^{(t)} ug]$).

7) Повторноколлизионный гранитоидного пояса, при участии плюмовой компоненты, раннемезозойского Таймыро-Североземельского орогена: поздне триасово-раннеюрский субвулканический – порфириформных гранитоидов (прибрежный комплекс $[T_3-J_1^{(gcl, i)} p]$).

8) Мезозойско-кайнозойские платформенные осадочные: а) ранне-среднеюрский – грубообломочный терригенный и терригенный (кунарская и унгинская свиты объединенные $[J_{1-2}^{(p)} kn+un]$), б) среднеюрский – терригенный (ханневичская свита $[J_2^{(p)} hn]$) в) позднеюрско-раннемеловой терригенный континентальный (малиновская

свита [$J_3-K_1^{(p)}$ ml]), г) позднеюрско-поздне меловой – песчаный и терригенный угленосный (мухинская, шренковская и траутфеттерская свиты объединенные [$J_3-K_2^{(p)}$ mh÷tr]).

9) Позднекайнозойский повторноколлизионный СВК: голоценовый речных долин осадочный – аллювиальный [$Q_n^{(pcl)}$].

Идентификация геодинамических обстановок формирования СВК

Раннепротерозойский возраст *фаддеевского метаморфического СВК* подтверждается результатами Sm-Nd датирования на площади развития раннепротерозойского фаддеевского метаморфического комплекса протолита первых позднерифейских (846 млн лет) гранитов снежинского комплекса Т(DM-2) – 1902 млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = -4.5$) и 2187 млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = -8.0$) [2]. Эти геохронологические и изотопные показатели, по мнению В.А. Верниковского указывают на то, что снежинские граниты были сформированы на континентальной коре раннепротерозойского возраста.

Метаморфизованные (зеленосланцевая фация) отложения ранне-среднерифейских *ждановской и октябрьской* карбонатно-терригенных толщ несогласно перекрывают метаморфические образования раннепалеопротерозойского фаддеевского метаморфического комплекса и кристаллические сланцы симсовской толщи. Суммарная мощность этих отложений составляет в юго-восточной части Челюскинской зоны (на склонах Фаддеевского выступа) 1200-1400 м [3], а в юго-западной части зоны, на расстоянии около 100 км от Фаддеевского выступа, достигает 4000-5000 м [6]. По признаку высокой мощности, литодинамическим (седиментационным) и структурным показателям образования ждановской и октябрьской толщ и одновозрастной с ними сланцевой толщи, как и на картах [7, 8], отнесены нами к пассивно-окраинным образованиям.

В составе первой позднерифейской (970-960 млн лет) вулканоплутонической ассоциации (плагииграниты трехсестерского комплекса, осадочные породы и вулканиты осадочно-вулканогенной толщи, субвулканиты габбро-долеритового комплекса) плагииграниты и вулканиты по геохимическим признакам В.А. Верниковским с соавторами [9] были отнесены к древнейшему островодужному комплексу Таймыра. Нормированные на примитивную мантию и хондрит [10] содержания индикаторных и редкоземельных элементов (рис. 2) в плагиигранитах трехсестерского комплекса (анализы [2]) полностью соответствуют таковым в плагиигранитах среднедевонского алейского комплекса (анализы [11]) Рудно-Алтайской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги. По этому петрогеохимическому показателю древнейшие (первые неопротерозойские) плагииграниты, следовательно и комагматичные им вулканиты, безусловно, формировались в обстановке зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги.

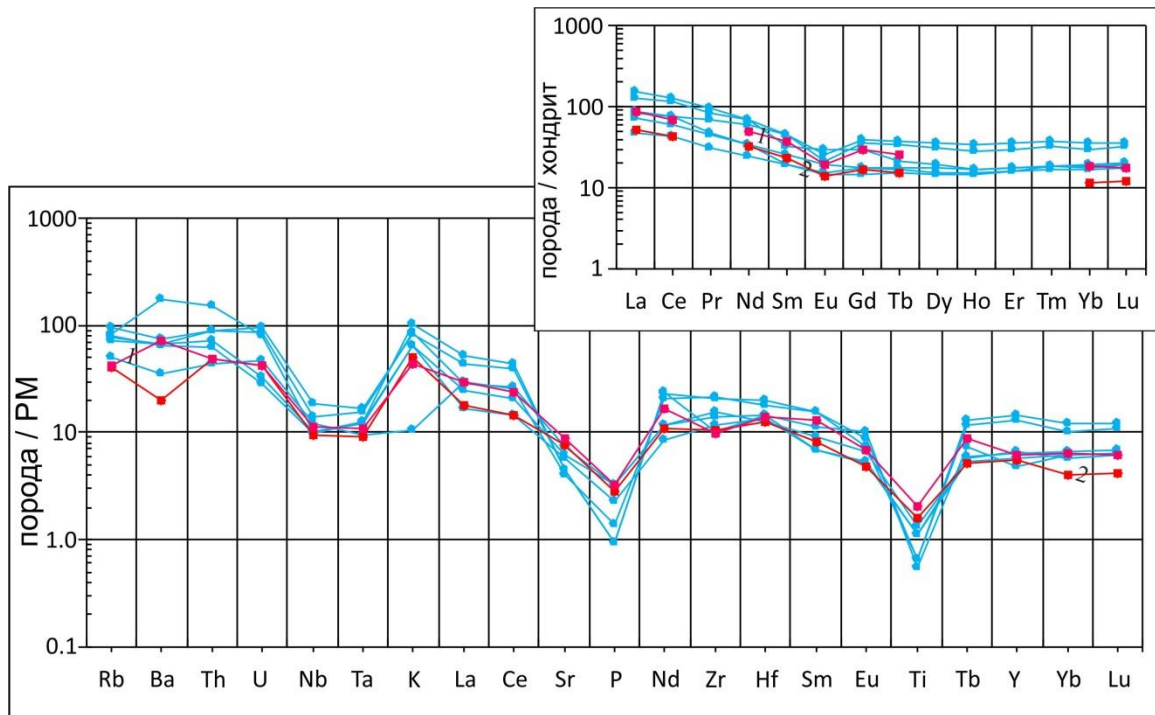


Рис. 2. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10], и РЗЭ, нормированных на хондрит [10], в первых позднерифейских плагиогранитах трехсестерского комплекса (анализы [2]) в сравнении со среднедевонскими плагиогранитами алейского комплекса (анализы [11]) эталонной Рудно-Алтайской зрелоостроводужной вулcano-плутонической дуги.

Трехсестерский комплекс: 1 – низкокалийевый плагиогранит, 2 – умереннокалийевый плагиогранит; алейский комплекс (голубой цвет) – умеренно- высококалийевые плагиограниты

СВК осадочно-вулканогенной толщи специализирован на умеренноресурсное и потенциально высокоресурсное колчеданно-полиметаллическое оруденение – Трехсестерское проявление одноименного колчеданно-полиметаллического рудного узла. Состав рудных компонентов этого объекта такой же, как и в Майском колчеданно-полиметаллическом месторождении [9] девонской Рудно-Алтайской зрелоостроводужной вулcano-плутонической дуги, что является самостоятельным рудно-формационным показателем формирования позднерифейской осадочно-вулканогенной толщи в условиях зрелоостроводужной обстановки.

В статье [4] риолиты *дорожнинской толщи и гранитоиды снежинского комплекса* отнесены к единой риолит-гранитовой ассоциации. Основанием для отнесения вторых позднерифейских (869–823 млн лет) риолитов дорожненской толщи к образования коллизионного вулcano-плутонического ареала являются петрогеохимические параметры. На диаграмме нормированных на примитивную мантию [10] (рис. 3.А) содержаний

индикаторных элементов в риолитах дорожненской толщи (анализы [4]) указывают на формирование этих пород (максимум по торию и минимум по ниобию и танталу) в субдукционной обстановке [5]. Нормированные на хондрит [10] (рис. 3 Б) содержания редкоземельных элементов в риолитах дорожненской толщи (анализы [4]), как по форме кривых, так и по нормированным содержаниям в основном соответствуют позднекайнозойским вулканитам (анализы [12] эталонного вулcano-плутонического ареала (плато Эрзрум-Карру, Восточная Анатолия, Турция).

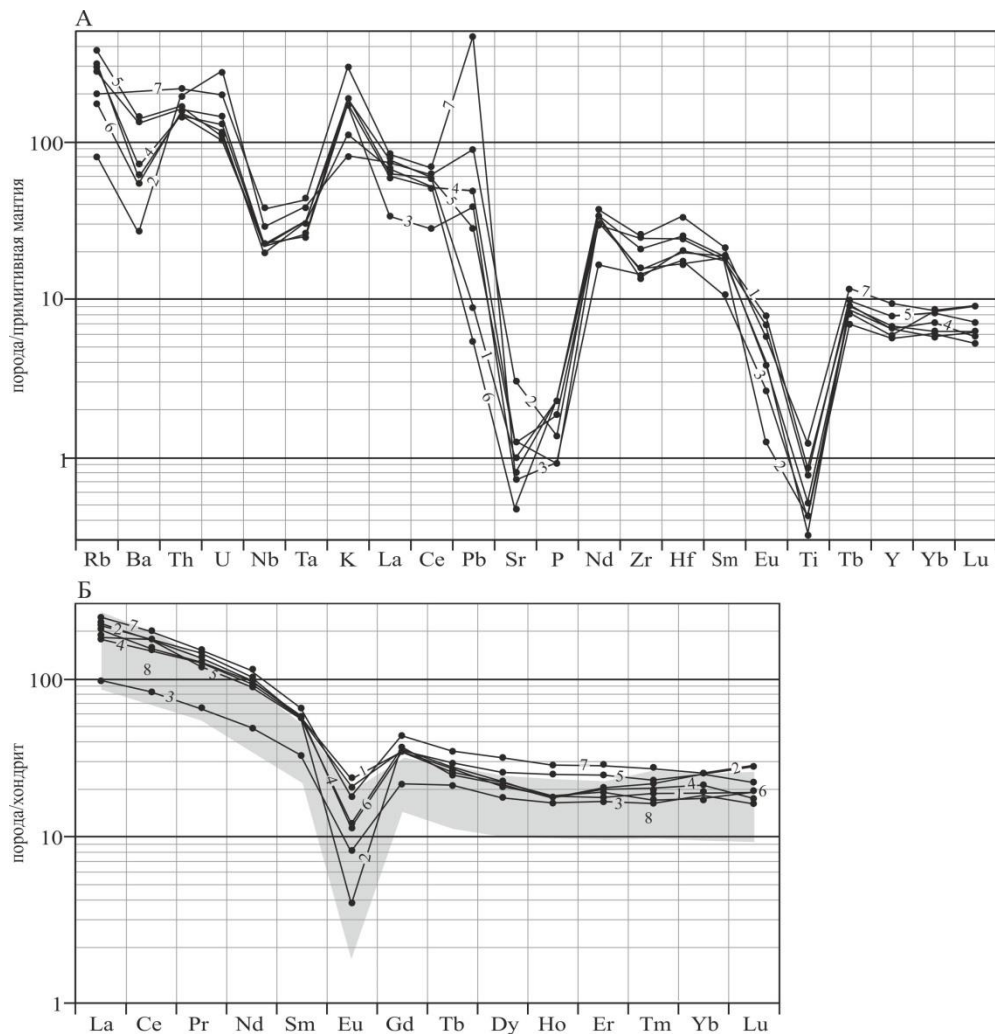


Рис. 3. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), в вулканитах первой позднерифтовой дорожнинской толщи (анализы [4]) и позднекайнозойских риолитах (анализы [12]) эталонного коллизийного вулcano-плутонического ареала (плато Эрзрум-Карру, Восточная Анатолия, Турция). Дорожнинская толща: 1 – ультракалийевый метариодацит, 2 – умереннокалийевый метариолит, 3, 4, 5, 6 – высококалийевые метариолиты, 7 – ультракалийевый метариолит; плато Эрзрум-Карру: 8 – высококалийевые риолиты и высококалийевый туф риолита

Основанием для отнесения вторых позднерифейских (846-824 млн. лет) plutонитов снежинского комплекса отнесенных, совместно с вулканитами дорожнинской толщи, к риолит-гранитовой ассоциации [4] к образования коллизионного вулcano-плутонического ареала являются петрогеохимические параметры. На диаграмме нормированных на примитивную мантию [10] (рис. 4.А) содержаний индикаторных элементов в гранитоидах снежинского комплекса (анализы [4]) указывают на формирование этих пород (максимум по торию и минимум по ниобию и танталу) в субдукционной обстановке [5]. Нормированные на хондрит [10] (рис. 4 Б) содержания редкоземельных элементов в гранитоидах снежинского комплекса (анализы [4]), как по форме кривых, так и по нормированным содержаниям в основном соответствуют эталонным коллизионным гранитоидам (анализы [13]).

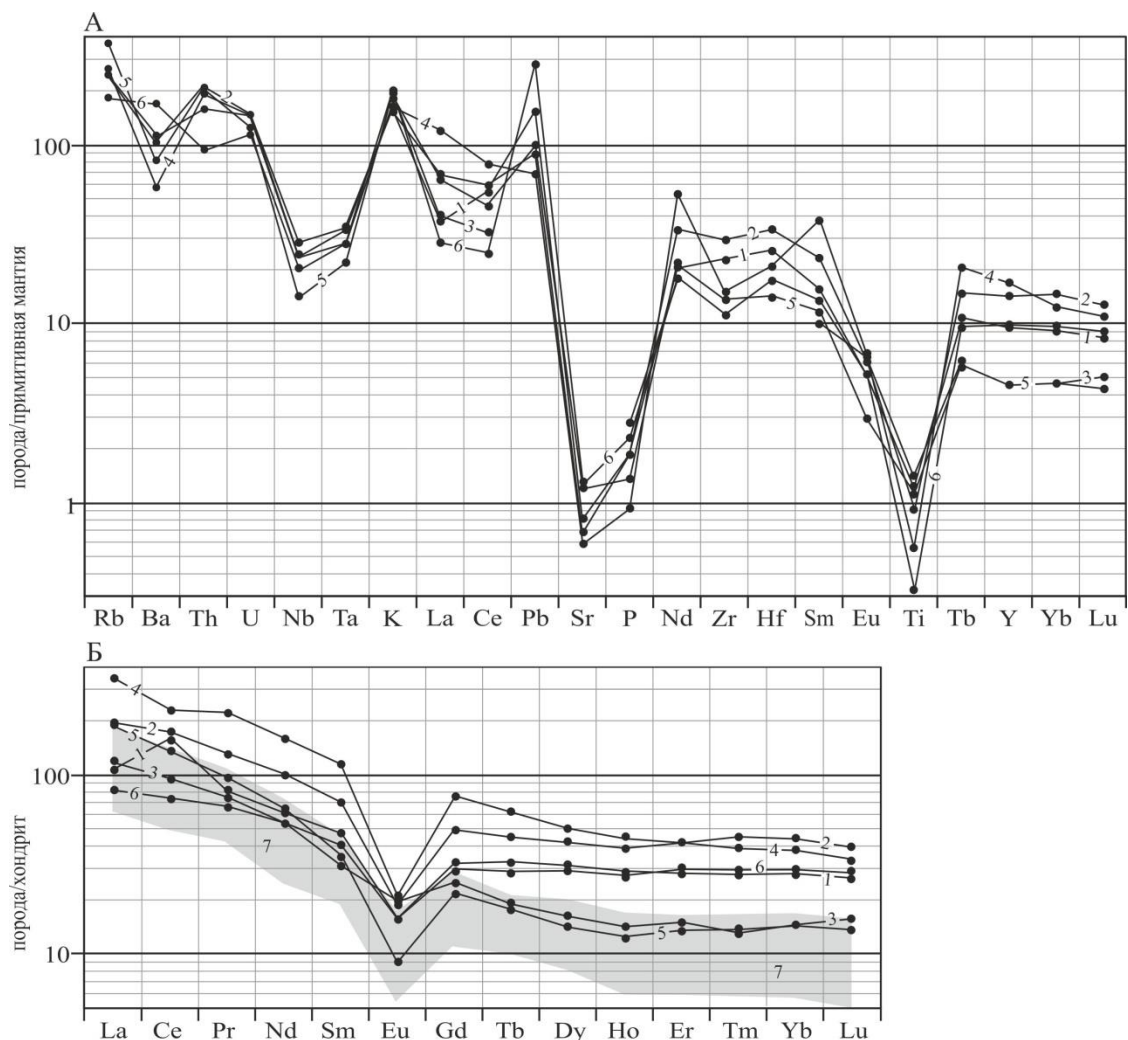


Рис. 4. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), в первых позднерифейских гранитоидах снежинского комплекса (анализы [4]) и эталонных коллизионных гранитоидах (анализы [13].) Снежинский комплекс: 1, 2, 3, 4, 5 –

высококалиевые граниты, б – ультракалиевый гранит; эталонные гранитоиды: 7 – высококалиевые граниты.

Геодинамические условия накопления осадочных отложений второй позднепериферийской *становской толщи* по литодинамическому показателю – вертикальному ряду геологических формаций (грубообломочная терригенная → пестроцветная терригенная) и мощностям (800–1000 м) и структурным формам локализации (полуграбены) вероятнее всего континентальнорифтовые.

Широко развитые на всей территории зоны карбонатные отложения *колосовской свиты*, по вещественным составам, мощностям (от 500 м до 5000 тыс. м), а также палеотектоническим реконструкциям [6], была сформирована в условиях пассивно-окраинного типа чехла микроконтинента.

Суждение авторов о зрелоостроводужой (субдукционной энсиалической, а не энсиматической [2] тектонической (геодинамической) обстановке *формирования второй позднепериферийско-раневендской (740–635 млн лет) вулcano-плутонической ассоциации* (плутониты вилькицкого комплекса, вулканиты модинской толщи, субвулканиты модинско-кунарско-лопаткинского комплекса) базируются на ряде индикационных показателей.

1. Пассивно-окраинного осадочного чехла микроконтинента, а не океанический тип основания – вулканиты модинской толщи залегают со стратиграфическим несогласием на карбонатных отложениях колосовской свиты. Такие соотношения установлены А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в морских береговых обрывах на побережье центральной части бух. Восточная при проведении геологических работ в 2008 году, а также и в других частях Челюскинской зоны. Отложения колосовской свиты, как это показано на геологическом разрезе [3], подстилаются пассивно-окраинными толщами октябрьской и ждановской свит, которые перекрывают в свою очередь метаморфические образования раннепротерозойской симсовской толщи – СВК кристаллического фундамента Центрально-Таймырского палеомикроконтинента.

2. Параметры нормированных на примитивную мантию и хондрит [10] (рис. 5.А) содержания индикаторных элементов и редкоземельных элементов (рис. 5.Б) во metavулканитах (*модинская толща*), субвулканитах (*модинско-кунарский комплекс*) вулканитах соответствуют по петрогеохимическим параметрами вулканитов позднедевонской пихтовской свиты (анализы [14]) Рудно-Алтайской зрелоостроводужной вулcano-плутонической дуги.

3. Параметры нормированных на примитивную мантию и хондрит [10] содержания индикаторных элементов и редкоземельных элементов (рис. 6.А. Б) в плутонитах

вилькицкого комплекса (анализы [2]) аналогичны, таковым в плутонитах среднедевонского алейского комплекса (анализы [14]) эталонной Рудно-Алтайской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги.

4. Вместе с тем, в нормированном на хондрит низкокалийном трондjemите вилькицкого комплекса (проба 5) форма кривой близка к таковой в базальтах эталонного Япономорского глубоководного задугового бассейна (анализы [15]). Поэтому можно предполагать, что на площади Модинской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги располагаются аллохтонный фрагмент пород задугового бассейна.

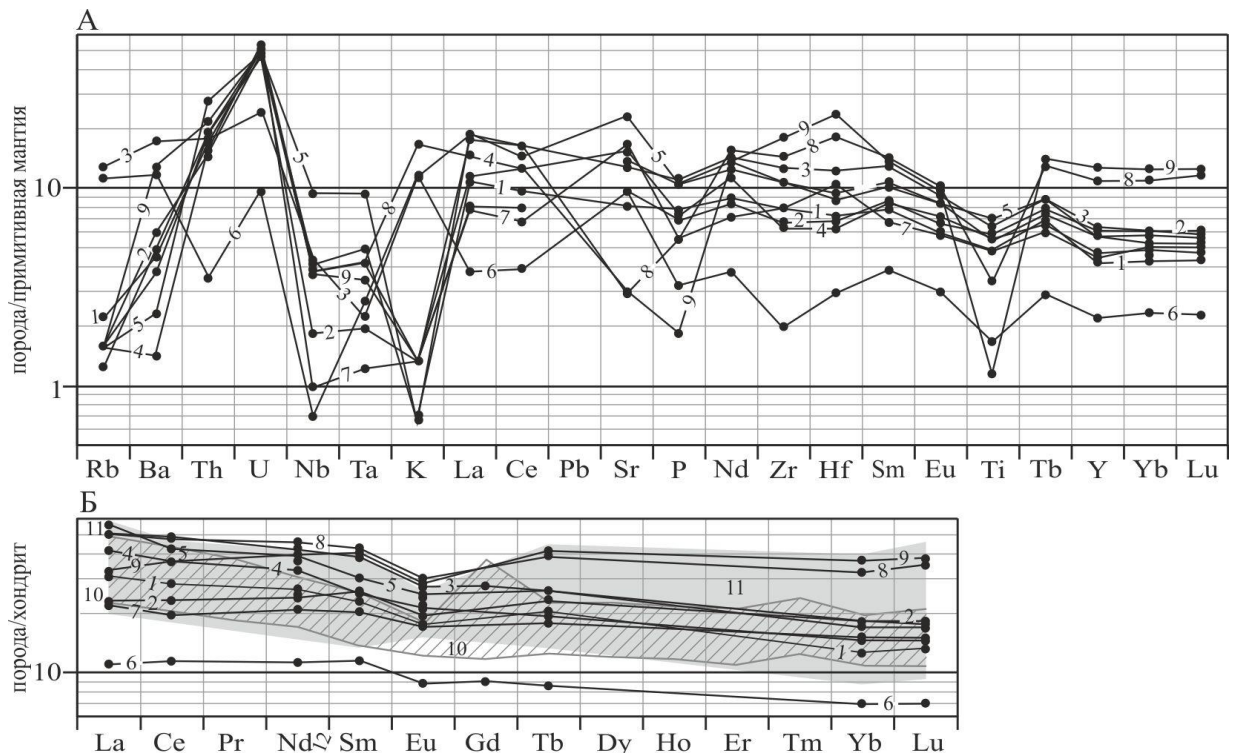


Рис. 5. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), во вторых-третьих позднерифейских метавулканитах (модинская толща), субвулканитах (модинско-кунарский комплекс) анализы [2]; в позднедевонских зрелоостроводужных вулканитах пихтовской свиты Рудно-Алтайской зоны (анализы [14]) и раннеогиевых вулканитах эталонной Японской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги (анализы [15]) Модинская толща: 1, 2, 3, 4, 5 – низкокалийные метабазальты, 6 – умереннокалийный метаандезиобазальт, 7 – низкокалийный метаандезит, 8, 9 – низкокалийные метариолиты, 10 – низкокалийный метадиабаз, 11 – умереннокалийный метадиабаз; пихтовская свита: 12 – умереннокалийные базальты, низкокалийные андезиобазальты, умереннокалийный андезит, умеренно-калийный дацит; Японская дуга: 13 – умереннокалийные базальты, низкокалийный андезиобазальт,

*умереннокалиевый андезибазальт, низкокалиевый андезит, изкокалиевый риолит,
умереннокалиевый долерит*

Нормированные на примитивную мантию [10] содержания индикаторных элементов (рис. 7.А) в вулканитах третьей позднерифейской-ранневендской лаптевской свиты (анализы [2]) указывают на формирование этих пород (максимум по торию и минимум по ниобию и танталу) в субдукционной обстановке [5], а нормированные на хондрит [10] содержаниям редкоземельных элементов (рис. 7.Б), как по форме кривых, так по нормированным содержаниям, сходны с таковыми в четвертичных вулканитах (анализы [16]) эталонной Японской зрелоостроводужной вулcano-плутонической дуги.

Нормированные на примитивную мантию и хондрит [10] содержания индикаторных элементов (рис. 8) в вулканитах (анализы [7]) *борзовской свиты* (ранневендская вулcano-плутоническая ассоциация), как и первой позднерифейской (830 млн лет) риолит-гранитовой вулcano-плутонической ассоциации, формировались в обстановке эталонного коллизионного вулcano-плутонического ареала (анализы [12]).

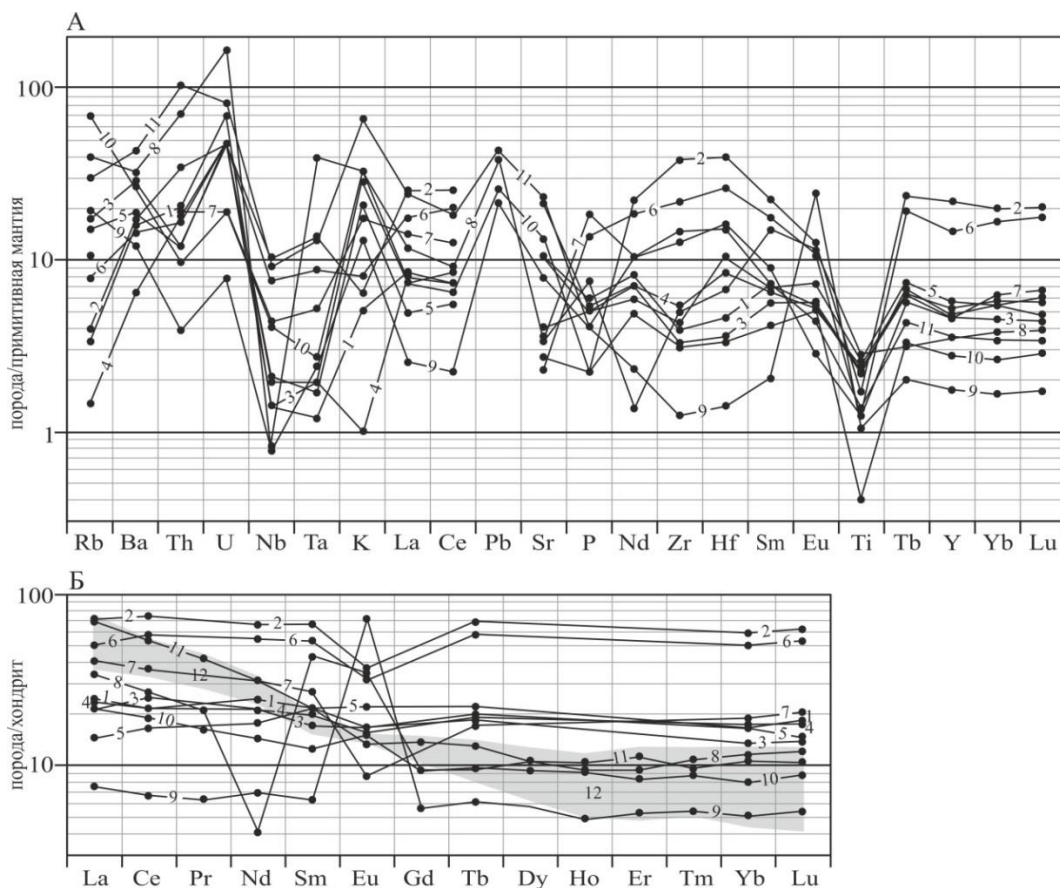


Рис. 6. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), в третьих позднерифейских тоналитах и трондьемитах вилькицкого комплекса (анализы [2]), тоналите и плагиогранитах малиновского комплекса (анализы [7]) и плутонитах среднедевонского алейского комплекса (анализы [14]) эталонной Рудного-Алтайской

релоостроводужной вулcano-плутонической дуги. Вилькицкий комплекс: 1, 2, 3 – низкокальцевые тоналиты; 4, 5, 6, 7 – низкокальцевые трондьемиты; малиновский комплекс: 8 – низкокальцевый тоналит; 9, 10 – низкокальцевые плагиограниты и 11 – умереннокальцевый плагиогранит; алейский комплекс: 12 – умереннокальцевый тоналит, низкокальцевые трондьемиты

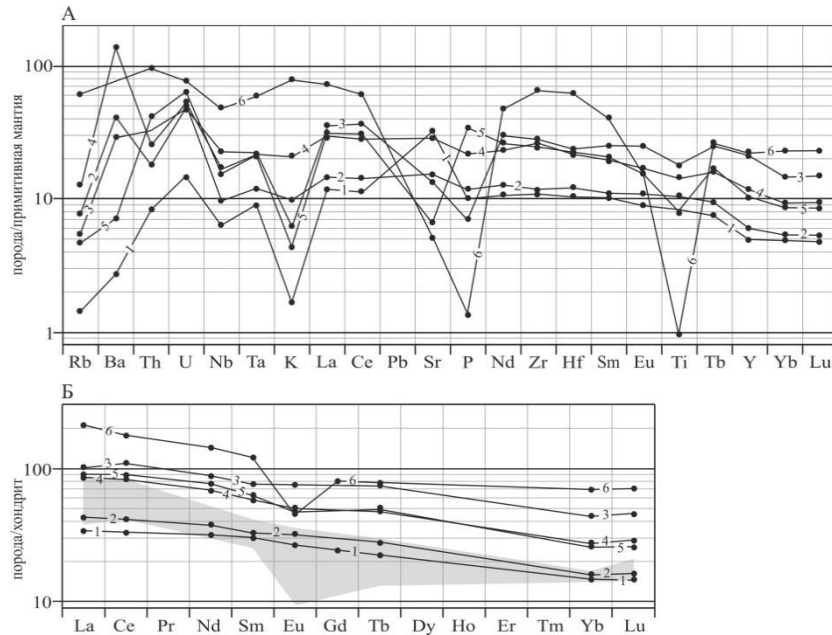


Рис. 7. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), в вулканитах лаптевской свиты (анализы [2]) и четвертичных вулканитах эталонной Японской зрелоостроводужной вулcano-плутонической дуги (анализы [16]). Лаптевская свита: 1, 2, 3 – низкокальцевые базальты, 4 – умереннокальцевый базальт, 5 – низкокальцевый андезит, 6 – низкокальцевый риолит; Японская дуга: 7 – умереннокальцевые базальты, низкокальцевые андезит и риолит

Геохимические составы ранневендских серпентинизированных ультрамафитов становского, кунарского и новомихайловского комплексов (табл.1) по сравнению с эталонными серпентинизированными ультрамафитами осевого рифта Средино-Атлантического хребта [17], характеризуются необычайно более высокими (1-3 порядка) содержаниями важнейших индикаторных элементов – Th, Nb, Ta, Zr, Tb, Y, Yb, Lu. Тогда как содержания этих элементов близки к содержаниям в надсубдукционных серпентинизированных гарцбургитах серпентинитового подводного конуса Чаморро фронтального сегмента Марианской островной дуги [18], а в серпентинитах Кунарского массива (пробы 4.5) содержания Nb, Tb, Y, Yb, Lu такие же, как и в примитивной мантии [10]. Таким образом, серпентинизированные ультрамафиты становского и кунарского

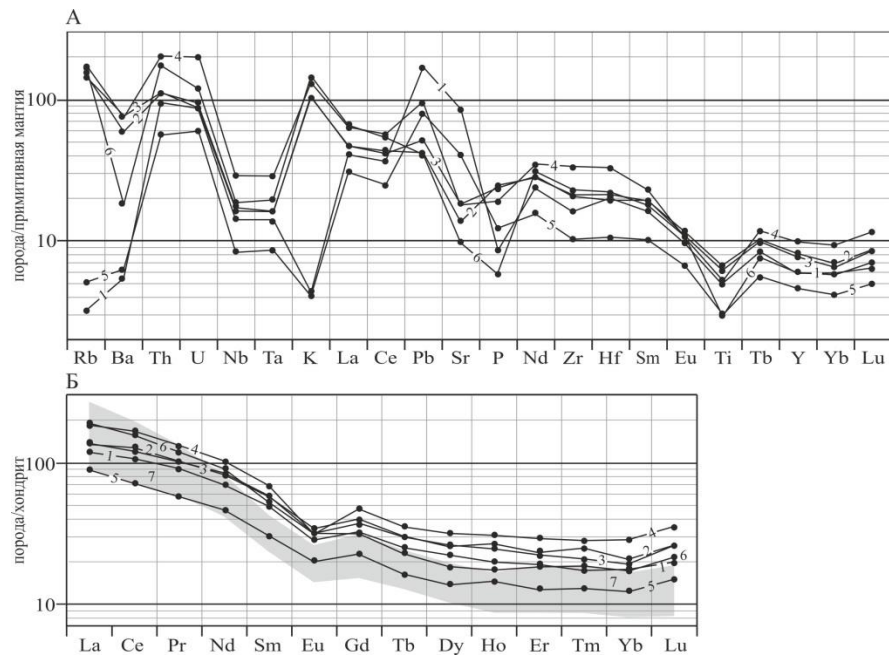


Рис. 8. Спектры распределения микроэлементов, нормированных на примитивную мантию [10] (А), и РЗЭ, нормированных на хондрит [10] (Б), в ранневендских вулканитах борзовской свиты (анализы [7]) и позднекайнозойских вулканитах (анализы [12]) эталонного коллизионного вулкано-плутонического ареала (плато Эрзрум-Карру, Восточная Анатолия, Турция). Борзовская свита: 1 – низкокалиевый метандезибаазальт, 2 – высококалиевый метандезибаазальт, 3,4 – высококалиевые метандезиты, 5 – низкокалиевый матариодацит, 6 – высококалиевый метаролит; плато Эрзрум-Карру: 7 – умереннокалийевые андезибаазальт и андезит, высококалийевые дацит и риолит

комплексов по содержаниям малых элементов не могут, относится к океаническим офиолитам.

Компонет	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43.5	43.5	41.78	45.35	39.39	45.35	46.14	46.83	48.90	45.32
TiO ₂	0.05	0.24	0.03	0.07	0.03	0.01	0.01	0.01	0.07	0.219
Al ₂ O ₃	2.52	5.39	1.29	2.83	0.53	0.4	0.68	0.56	0.95	0.467
FeO	12.65	7.77	1.29	11.31	8.73	7.1	8.08	7.62	10.40	7.92
MnO	0.09	0.2	0.08	0.54	0.12	0.083	0.07	0.09	0.12	0.131
MgO	42.82	43.85	47.48	38.78	39.52	46.57	43.47	43.59	50.95	37.55
CaO	0.07	0.09	0.40.	0.3	7.01	0.32	0.18	0.05	0.88	3.76

Na ₂ O	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.96	0.372
K ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.05	<0.01	<0.01	0.15	0.030
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	<0.01	<0.01		0.022
Rb	0.8	0.9	0.5	2	2.1	2	0.19	0.06	0.6	0.635
Ba	47	5	5	14	19	32.7	0.04	0.58	3.94	6.989
Sr	1	0.4	19	2	53	7.16	2.34	1.31	8.98	21.1
Zr	1.3	5	1	9	8.9	1.97	0.58	0.09	2.6	11.2
Hf	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.071	<0.1	<0.1	0.07	0.309
Nb	0.6	0.8	0.5	2.3	2.6	0.5	0.05	0.02	0.45	0.713
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.1	0.035	0.014	0.08	0.041
Th	1	1	1	0.5	0.42	0.1	0.003	0.000	0.1	0.085
U						0.6	0.0025	0.0025	0.02	0.021
Pb						1	7.79	0.59	0.4	0.071
Cr	7200	700	5500	2800	3400	1818	3006	1429	2954	2940
Ni	1686	782	1564	690	630	2150	2021	2075	2287	1890
Co	140	79	115	86	120	85.6	96	106	112	110
V						23.6	29	22	7.9	82
Sc	15	62	5.5	46	7.1	6.4	0.4	0.64	6.4	17.1
Y	1.3	6.1	1	2	2	0.6	0.13	0.04	0.6	4.55
La	0.09	1	1	0.5	0.42	0.38	0.0760	0.0532	0.40	0.687
Ce	0.3	0.17	0.3	0.23	0.51	0.66	0.2044	0.0488	0.85	1.775
Pr						0.084	0.0267	0.0038	0.13	0.276
Nd	0.5	0.8	0.5	0.35	0.36	0.37	0.1210	0.0116	0.54	1.354
Sm	0.69	0.54	0.05	0.11	0.14	0.074	0.0256	0.0012	0.12	0.444
Eu	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02	0.0540	0.0562	0.03	0.168
Gd						0.073	0.0161	0.0017	0.13	0.596
Tb	0.04	0.16	0.01	0.03	0.03	0.11	0.0019	0.0004	0.03	0.108
Dy						0.055	0.0139	0.0044	0.12	0.737
Ho						0.017	0.0039	0.0014	0.02	0.164

Er						0.063	0.0163	0.0065	0.06	0.480
Tm						0.0081	0.0030	0.0015		0.074
Yb	0.12	0.78	0.03	0.1	0.06	0.077	0.0199	0.0148	0.06	0.493
Lu	0.02	0.12	0.01	0.02	0.04	0.15	0.0032	0.0033	0.01	0.074

Таблица 1. Химический состав неопротерозойских ультрамафитов Челюскинской зоны, осевого рифта Срединно-Атлантического хребта, симаунта Чаморро и примитивной мантии. Примечание. Таймыр: 1-3 – Становский массив (серпентинизированные гарцбургиты). 4-5 – Кунарский массив (4 – серпентинизированный гарцбургит, 5 – серпентинизированный лерцлит) [2]. 6 – Верхнемалиновский массив – серпентинизированный дунит [7]. Осевой рифт Срединно-Атлантического хребта (скв. 709): 7 – серпентинизированный гарцбургит, 8 – серпентинизированный дунит [17]. Марианская островная дуга, симаунт Чаморро (скв. 1200): 9 – серпентинизированный гарцбургит [18]. 10 – средний состав примитивной мантии [10]

Для объяснения условий образований этих не стандартных серпентинизированных ультрамафитов нами предлагается «субдукционно-плюмово-коллизийная» модель. Она разработана на основе, опубликованной в 1985 г. австралийским геохимиком Рингвудом [19] модели формирования на границе верхней и нижней мантии (650 км) «плюма рингвудовского типа» [20]. Основное содержание модели: в скученном субдукционном слэбе (первоначально холодом компактном мегалите) плюм рингвудовского типа зарождается спустя 1-2 млн лет вследствие роста температуры и проявления гравитационной дифференциации порции небольшое (менее 1 км) мафитовое, с включениям ультрамафитов, тело диапира фактически в начале коллизийного поздневендский этапа тектогенеза, поднимается вверх с проявлением в теле диапира контаминации вещества из окружающих пород примитивной верхней мантии. Поэтому процессом контаминации вещества примитивной мантии можно объяснить сродство составов серпентинизированных ультрамафитов становского, кунарского и новомихайловского комплексов с составом примитивной мантии.

Идентификация континентальнорифтовых обстановок формирования ранневендских габбро-долеритов *григорьевского и папанинского комплексов*, осадочных отложений *чекинской толщи* выполнена по петрографическим и структурным показателям.

По литодинамическим (седиментационным) и структурным показателям условия формирования поздневендско-среднекембрийско-раннесилурийских осадочных отложений

нижнеостанцовской и других толщ, а также *степановской свиты* – пассивно-окраинные шельфового мелкого моря и батиальные.

Как и ранее было опубликовано нами [21] формирования ранне- и позднемезозойских СВК осуществлялось в условиях трех тектонических (геодинамических) обстановок: а) траппового магматизма (раннетриасовые субвулканы *угрюминского габбро-долеритового комплекса*); б) коллизионного гранитоидного пояса при участии плюмовой компоненты (позднераннетриасово-раннеюрский *прибрежный комплекс* субвулканических порфировидных гранитоидов); в) платформенной (осадочный чехол ранне-среднеюрских *кунарской и унгинской свит*, позднеюрско-раннемеловой *малиновской свиты*, позднеюрско-позднемеловых *мухинской, иренковской и траутфеттерской свит*); г) повторноколлизионной (голоценовые аллювиальные отложения речных долин).

Палеотектонические реконструкции

В основу наших палеотектонических реконструкций на площади Челюскинской зоны положены результаты [9, 22] палеотектонических реконструкций на территорию Арктики в возрастном интервале 950-255 млн лет, а также материалы [23] о перемещении структурных элементов в Арктике в течение последних 200 млн лет.

1. На плитотектонической реконструкции 950 млн лет [22] Северный Таймыр располагался в акватории Палеопацифики вблизи Сибирского континента. На этом основании можно полагать, что в возрастной интервал раннерифейского и среднерифейского этапов тектогенеза отложения октябрьской, ждановской и сланцевой толщ формировались на площади пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. В возрастной интервал первого позднерифейского этапа тектогенеза на площади Центрально-Таймырского палеомикроконтента, отчлененного от Сибирского палеоконтинента задуговым бассейном, формировались зрелоостроводужные вулканы и плутониты древнейшего островодужного комплекса Таймыра [2].

2. На плитотектонической реконструкции 750 млн лет [22, 24] Северный Таймыр продолжал оставаться в акватории Палеопацифики и в возрастной интервал раннебайкальского этапа тектогенеза на площади Челюскинской зоны вначале формировались пассивно-окраинного типа чехла микроконтинента карбонатные отложения колосовской толщи, а позднее на этом чехле – зрелоостроводужные вулканы второй-третьей позднерифейской модинской толщи и плутониты вилькицкого комплекса, а вначале позднебайкальского этапа тектогенеза – вулканы третьей позднерифейско-ранневендской лаптевской свиты.

3. Как это показано на плитотектонической реконструкции 650 млн лет [22] в возрастной интервал позднебайкальского этапа тектогенеза Северный Таймыр был причленен к Сибирскому палеоконтиненту. После этого на аккрезированной территории Челюскинской зоны была сформирована ранневендская чукчинско-борзовская ассоциация коллизионного вулканно-плутонического ареала.

4. Из плитотектонических реконструкций 540–420 млн лет [22, 24] следует, что территория Сибирской платформы с причленённым к ней Таймыром начала сближаться с континентальным блоком Кары и в этот временной интервал на площади Челюскинской зоны вблизи пролива, соединяющего Палеоазиатский океан с Палеопацификом, формировались поздневендские-раннепалеозойские пассивно-окраинные осадочные отложения.

5. Тектонические условия формирования позднепалеозойских покровно-складчатых структур на всей площади Челюскинской зоны, а в пределах ее северо-западного сегмента и гранитоидов по В.А Верниковскому [2] – коллизионные. Вполне очевидно, что покровно-складчатые деформации и гранитоидный магматизм были продуцированы тектоническими процессами столкновения (плитотектонические реконструкции 305–280 млн лет [24]) Северного Таймыра с Карским палеоконтинентом.

6. Проявление позднетриасово-раннеюрского повторноколлизионного события на всей территории Таймыро-Североземельской покровной складчатой области [5], по Кулакову И.Ю с соавторами [23] было обусловлено сближением континентальных блоков древней Карской и Сибирской платформ, связанными с раздвиговыми (спредингowymi) процессами на территории северо-западного сегмента мезозойского Южно-Аньюского палеоокеанического бассейна. По Кулакову И.Ю с соавторами [23], северо-западный сегмент мезозойского Южно-Аньюского палеоокеанического бассейн находился между Карским и Свальбардским континентальными блоками.

7. Проявление позднекайнозойского повторноколлизионного события, вероятно обусловлено, продолжающимся и в настоящее время раздвижением морского дна Евразийского океанического бассейна и обусловленных этим, по Кулакову И.Ю с соавторами [23], сжатием континентальной коры рассматриваемой территории. По нашему мнению это привело к образованию на Таймыре позднекайнозойских повторноколлизионных низкогорных поднятий и формированием в их пределах эрозионно-аккумулятивных речных долинах, сложенных на площади Челюскинской зоны, в основном, голоценовыми аллювиальными отложениями.

Заключение

1. По геологическим данным, петрогеохимическим показателям и рудно-формационному показателю обоснованы зрело-островодужные (энсиалические) условия формирования первых позднерифейских вулканитов осадочно-вулканогенной толщи и плагиогранитов трехсестерского комплекса.

2. На основе сравнения составов вторых-третьих позднерифейских модинской вулканогенной толщи, вилькицкого и малиновского плутонических комплексов с вулканитами и плутонитами Рудно-Алтайской зрело-островодужной вулканоплутонической дуги и вулканитами эталонной Японской вулканоплутонической дуги, доказывається их зрелоостроводужная (энсиалическая) обстановка формирования.

3. Путем сопоставления состав вулканитов первой позднерифейской дорожинской толщи и ранневендской борзовской свиты с таковыми в позднекайнозойских вулканитах эталонного плато Эрзрум-Карру (Анатолия, Турция) определена их обстановка формирования в условия коллизионного вулканоплутонического ареала.

4. Для объяснения нестандартных геохимических составов ранневендских серпентинизированных ультрамафитов становского, кунарского и верхнемалиновского комплексов на базе концепции верхнемантийного плюма «ринвудовского типа» предложена новая – субдукционно-плюмово-коллизионная модель становления Становского, Кунарского и Верхнемалиновского ультрамафитовых массивов.

Список литературы

1. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок / Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Роскомнедра, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1995. 468 с.
2. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГИМ, 1996. 203 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймыро-Североземельская. Лист Т-45-48 – м. Челюскин / Гл. науч. ред. Г.В. Шнейдер, А.Е. Рыбалко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. Объяснительная записка. 563 с. Карта на 4 листах.
4. *Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
5. Тектонический кодекс России / отв. ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.

6. *Погребицкий Ю.С.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.:Недра, 1971. 284 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть) /Научн. ред. В.Ф.Проскурин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. Объяснительная записка. 424 с. Карта на 5 листах.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-48 – оз. Таймыр (вост. часть) / Гл. научн. ред. В.Ф.Проскурин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. Объяснительная записка. 256 с. Карта на 4 листах.
9. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б.* Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН, 2011. Т. 436. № 5. С. 647-653.
10. *Sun S.S., McDonough W.E.* Chemical and isotopic systematic oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins* / eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, 1989. Spec. Publ. P. 313-345.
11. *Куйбида М. Л., Крук Н. Н., Шокальский С. П. и др.* Надсубдукционные плагиограниты рудного алтая: возраст и особенности состава // ДАН. 2015. Т. 464. №3. С. 1-6.
12. *Keskin M., Pearce J.A., Mitchell J.G.* Vulcano-stratigraphy and geochemistry of collision related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998. Vol. 85. P. 355–404.
13. *Великослаинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических горных пород ведущих геодинамических обстановок // *Петрология*, 2003. Т. 11. № 4. С. 362–380.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-ое. Серия Алтайская. Лист М-44-Х – Горняк / Ред. Я.М. Гутак. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001. Объяснительная записка. 219 с. Карта на 5 листах.
15. *Ebihara M., Nakamura Y., Wakita H., Kurasawa H., Konda T.* Trace element composition of Tertiary volcanic rocks in northeast Japan // *Geoch. Jour.*, 1984. vol. 18. P. 287–295.
16. *Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasawa H., Fujimamaki H.* Petrochemisstry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan // *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* vol. 18. no. 3, Mar. 1978. P. 449–484.
17. *Paulick H., Bach W., Godard M., De Hoog J.C.M., Suhr G., Harvey J.* Geochemistry peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg. 209): Implications fluid/rock interaction in slow spreading environments // *Chemical Geology*, 2006. 234. 179-210.

18. *Savov I.P., Gugino S., Ryan J.G., Fryer P., Mottl M.* Geochemistry of Serpentine Muds and Metamorphic Rocks from Mariana Forearc, ODP Sites 1200 and 778-779, South Chamorro and Conical Seamounts / *Shinjara M., Salisbury M.H. and Richter C. (eds)* // *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 2005. Vol. 195. P. 1-49.
19. *Ringwood A.E.* Mantle dynamics and basalt petrogenesis. In: *Kobayashi and I.S. Sacks (Editors). Structures and Processes in Subduction Zones // Tectonophysics*, 1985. Vol. 112. P. 17-34.
20. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник – «2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ, 2005. 560 с.
21. Схема тектонического районирования России. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Морозов. Составители: Г.С. Гусев (отв. исп.), Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, В.А. Килипко М., 2001. Объяснительная записка. 99 с. Схема на 6 листах (МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ).
22. *Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.* Arctica between Rodinia and Pangea // *Precambrian Research*, 2015. V. 259. P. 114-129.
23. *Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.* Реконструкция перемещения плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // *Геология и геофизика*, 2013. Т. 54. № 8. С. 1108-1125.
24. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*, 2013. Т. 54. № 8. С. 1083-1107.

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕЛЮСКИНСКОЙ ЗОНЫ:
ТЕКТОНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНО-
ТАЙМЫРСКОЙ МЕГАЗОНЫ)**

Г.С. Гусев¹, Н.В. Межеловский², В.А. Килипко³, О.Н. Сироткина⁴

¹*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), г. н. с.,
e-mail: rbox74@mail.ru*

²*Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), директор*

³*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ); зам.
генерального директора*

⁴*МГУ имени М.В.Ломоносова, с. н. с., Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), с. н. с.*

Одной из основных задач прикладной геологии являются поиски и прогноз минерального сырья. Сейчас существует множество работ как за рубежом, так и в России, рассматривающих взаимосвязь между тектоникой и металлогенией [1, 2, 3 и др.]. Тщательное изучение тектоники (геодинамики) и металлогении территории, рассмотрение связи между рудными объектами, структурно-вещественными комплексами (СВК) и геологическими процессами, способствует совершенствованию методики проведения дальнейших геологосъемочных и поисковых работ.

Нами рассмотрены СВК и металлогения Челюскинской зоны Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области. Челюскинская зона располагается в северо-восточном секторе Центрально-Таймырской мегазоны (рис. 1), рассматриваемая В.А. Верниковским с соавторами под названием неопротерозойского Таймырского аккреционного пояса [4, 5] или Центрально-Таймырского (неопротерозойского) аккреционного пояса с офиолитами [6].

На карте [7] территория Центрально-Таймырской мегазоны обособлена под названием Центрально-Таймырского супертеррейна, включающего террейны: Челюскинский неопротерозойский – островодужный; Фаддеевский и Мамонтовский (метаморфические неопротерозойские и более древние) – кратонные; Колосовский поздненеопротерозойской – пассивной континентальной окраины. Северо-западная часть этого супертеррейна по Главному Таймырскому надвиговому разлому сопряжена с Карским террейном, а юго-восточная, по Пясино-Фаддеевскому надвигу, граничит с Южно-Таймырским складчатым поясом – окраиной Северо-Азиатского кратона.

Основная цель исследования: разработать тектоно-минерагеническую модель Челюскинской зоны, на площади которой развиты раннепротерозойские метаморфические и плутоногенные; рифейские и ранневендские осадочные и вулcano-плутоногенные;

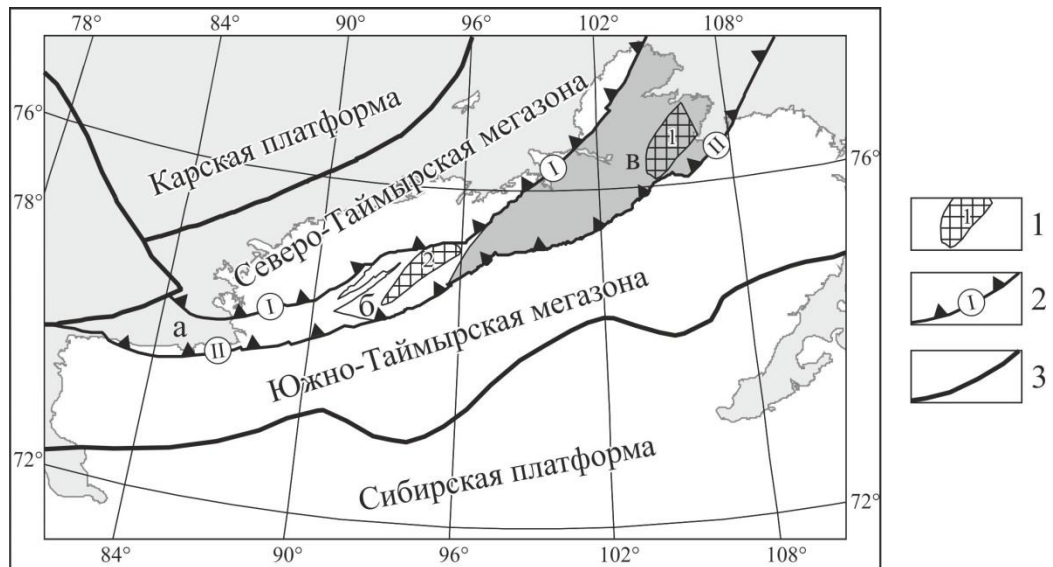


Рис. 1. Положение Челюскинской зоны на территории Центрально-Таймырской мегазоны Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области [16]. Центрально-Таймырская мегазона, зоны: а – Усть-Пясинская, б – Шренковская, в – Челюскинская; 1 – выступы ранне-протерозойского кристаллического фундамента: 1- Фаддеевский, 2- Мамонтовский; 2 – региональные разломы, граничные Центрально-Таймырской мегазоны, надвиговые швы: I – Главный Таймырский, II – Пясина-Фаддеевский; 3 – границы Таймыро-Североземельской покровно-складчатой области.

поздневендско-раннепалеозойские осадочные; позднепалеозойские плутоногенные; мезозойские осадочные СВК, обеспеченные новыми данными по полезным ископаемым, стратиграфии, изотопно-геохимическим, петрографическим и петрогеохимическим составам горных пород и их структурным, метаморфическим и метасоматическим преобразованиям. Методика проведения тектоно-минерагенического анализа рассмотрена в работах [8, 9, 10], методика геоинформационного моделирования минерагенической информации представлена в работе [11].

Геологическое строение Челюскинской зоны

Граничные разломы Челюскинской зоны: северо-восточные сегменты Главного Таймырского и Пясина-Фаддеевского региональных надвиговых швов [4, 6, 12, 13]. Развитые на площади СВК, по результатам интерпретации ретроспективных геологических данных [4, 12, 14, 15], разделяются на три типа: паравтохтонные (раннедокембрийские метаморфического фундамента, ранне-среднерифейского чехла, позднерифейско-ранневендские островодужные и коллизионные), автохтонные (поздневендско-палеозойские, раннемезозойские); перекрывающие позднемезозойские (рис. 2).

Паравтохтонные раннепротерозойские метаморфизованные амфиболитовой фации СВК: 1) неопознаваемой тектонической (геодинамической) обстановки – амфиболитовый, карбонатный, кварцитовый и гнейсовый (фаддеевский комплекс [PR₁^(c) fd], (U-Pb возраст по цирконам из останцов кварцевых порфиридов в нижнем течении р. Жданова – 2043 млн лет [4]); 2) неопознаваемой геодинамической обстановки – кристаллосланцевый (симсовская толща [PR₁^(c) sm]); 3) протоконтинентального локального внутриплитового магматизма – габбровый (поперечнинский комплекс [PR₁^(pti) pp]); 4) протоколлизийный гранитоидного пояса рудоносный – гранитоидный (песцовский комплекс [PR₁^(ptgcl) p]); 5) ранне-среднерифейский пассивноокраинный шельфовый мелкого моря осадочный – терригенный, карбонатно-терригенный, черносланцевый (октябрьская, ждановская и сланцевая толщи нерасчлененные [RF₁₋₂^(m) ok+zd+sl], U-Pb возраст обломочных цирконов – 2026 и 1681 млн лет¹ [12]); 6) первый среднерифейский континентальнорифтовый субвулканический (дайки и силлы) – габбро-долеритовый (северобыррангский комплекс [RF₂^{1(r)} sb], U-Pb возраст по магматическому циркону – 1357±9 млн лет [6]).

Паравтохтонные позднерифейско-ранневендские метаморфизованные в зеленосланцевой фации СВК: 1) первый позднерифейский зрелоостроводужный вулканогенно-плутонической дуги плутонический – плагиогранитовый (трехсестерский комплекс [RF₃^{1(as)} ts], U-Pb возраст по магматическим цирконам – 967±17 млн лет [5], Sm-Nd модельный T(DM-2) возраст протолита – от 2170 до 2219 млн лет при ε_{Nd}(T) = +3,6 [4]); 2) первый позднерифейский рудоносный зрелоостроводужный вулканогенно-плутонической дуги осадочно-вулканогенный – терригенный, базальтовый, андезитовый, риодацито-риолитовый, туфовый (осадочно-вулканогенная толща [RF₃^{1(as)} ov], U-Pb возраст по магматическим цирконам из плагиориодацита – 961±3 млн лет [5]), субвулканический (дайки) – габбро-долеритовый комплекс [RF₃^{1(as)} gd]); 3) первый позднерифейский коллизийный вулканоплутонического ареала – базальтовый, андезитовый, риолитовый [15] (дорожнинская толща [RF₃^{1(vcl)} dr], U-Pb возраст магматических цирконов из метаридацитов – 869±3, 846±7 и 823±5 млн лет [6]); 4) первый позднерифейский коллизийный вулканоплутонического ареала – гранитоидный (снежинский и ледянский комплексы [RF₃^{1(vcl)} s+1], U-Pb возраст по магматическим цирконам снежинского комплекса на территории листа S-48 из гранитов Барковского массива – 838 ± 4 млн лет [15], на площади фаддеевского метаморфического комплекса из гранитов на р. Жданова – 833±14 млн лет, на р. Снежная – 824±3,4 млн лет, левого

¹ *Здесь и далее стратиграфическое название возрастного интервала по [16]

притока р. Пека – 827 ± 22 млн лет [15]; из гранитов Ждановского массива – 846 ± 11 млн лет, по Sm-Nd изотопным данным из валовых проб гранита на р. Жданова T(DM-2) возраст протолита – 1902 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T) = 4,5$ [4]; 5) второй позднерифейский континентально-рифтовый (залегает со стратиграфическим и, возможно, угловым несогласием на более древних породах (фаддеевский комплекс, ждановская и дорожнинская толща) осадочный – грубообломочный терригенный, терригенный пестроцветный и карбонатно-терригенный (становская толща [RF₃^{2(t)} st], U-Pb возраст детритовых цирконов из туфогенных песчаников – 816-1009, 1784 и 1846 млн лет [12]); 6) второй позднерифейский пассивно-окраинного типа чехла микроконтинента мелководный осадочный – карбонатный (колосовская свита [RF₃^{2(mc)} kl]); 7) второй позднерифейский зрелоостроводужный преддугового прогиба (?) субвулканический (штоки и дайки) – габбро-долеритовый (лопаткинский комплекс [RF₃^{2(af?)} lp], U-Pb возраст по цирконам – 730 ± 7 млн лет [12]); 8) второй-третий позднерифейский зрелоостроводужной вулкано-плутонической дуги вулканогенный – базальтовый, андезитовый, туфовый, дацитовый (модинская толща [RF₃^{2,3(as)} md], U-Pb конкордантный возраст цирконов из андезибазальтов – 708-741 млн лет [12]); габбро-долеритовый (модинско-кунарский дайково-силловый комплекс [RF₃^{2-3(as)} mk]); 9) третий позднерифейский зрелоостроводужной вулкано-плутонической дуги интрузивный – тоналит-плагиогранитовый (вилькицкий и малиновский комплексы объединенные [RF₃^{3(as)} v+m]; Pb-Pb возраст по цирконам из плагиогранитов Кунарского массива вилькицкого комплекса – 740 ± 38 млн лет, Sm-Nd возраст протолита T(DM-2) – 785 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T) = 4,5$ [4]; U-Pb возраст по цирконам из плагиогранитов Кунарского массива – $713 \pm 4,9$ млн лет [14]; U-Pb возраст по цирконам из тоналита малиновского комплекса – 691 ± 4 и 633 ± 4 млн лет [14]); 10) третий позднерифейский зрелоостроводужный преддугового прогиба (?) вулканогенно-осадочный – базальтовый, андезитовый, туфовый, карбонатный (зимовочная толща [RF₃^{3(af?)} zm], U-Pb возраст цирконов из тонкополосчатых туфов – 662-805, 1446-2054 млн лет [12]); 11) третий позднерифейско-ранневендский зрелоостроводужной вулкано-плутонической дуги осадочно-вулканогенный – базальтовый, риолитовый, риолитовых туфов, терригенный, грубообломочный терригенный (лаптевская свита [R₃³-V₁^(as) lp], U-Pb возраст цирконов из метариолитов – 617 ± 4 млн лет [12]); 12) ранневендский повторноколлизийный вулкано-плутонического ареала интрузивный – гранодиорит-гранитовый (чукчинский комплекс [V₁^(vcl) ч], Th-U-Pb возраст по цирконам – 657 ± 7 млн лет, U-Pb возраст по цирконам (на границе третьего позднего рифея с ранним вендом) – 640 и 638 млн лет [12]; 13) ранневендский повторноколлизийный вулкано-плутонического ареала вулканогенный – базальтовый,

туфовый, туфово-терригенный, дацитовый (борзовская свита $[V_1^{(vcl)} \text{ br}]$, U-Pb конкордантный возраст по цирконам из метаморфизованных туфов – 662 млн лет и 627 ± 6 млн лет, из ортосланцев – 667-723 млн лет (среднее значение – 693 млн лет) и 616-674 млн лет), изотопный (Th-U-Pb) возраст риолитов из верховьев р. Клязьма – 627 ± 6 млн лет [12]), U-Pb возраст одного зерна циркона из метариодацитов – 608 ± 12 млн лет [14]); 14) ранневендский повторноколлизийный межгорной впадины осадочный – грубообломочный терригенный, карбонатный, терригенный (продольнинская свита $[V_1^{(bcl)} \text{ pr}]$, ранневендский возраст нами принят по несогласному залеганию на вулканитах ранневендской борзовской свиты и залеганию под отложениями поздневендско-раннекембрийской паландерской толщи); 15) ранневендский субдукционно-плюмово-коллизийный протрузивный – серпентинизированных ультрамафитов (кунарский [4, 12] и верхнемалиновский [14] комплексы объединенные $[V_1^{(s,p \text{ cl})} \text{ k+vm}]$ и становской $[V_1^{(s,p \text{ cl})} \text{ s}]$ комплекс [4, 12]). Результаты Re-Os датирования протрузивных пород кунарского комплекса «не древнее чем время заключительной стадии плавления ультрамафитового протолита, зафиксированного в изотопном составе МПГ – 640-695 млн лет» [17, с. 156]; локализация в образованиях колосовской свиты и модинской толщи; повышенные содержания в песчаниках и гравелитах ранневендской продольнинской толще фуксита (источник хрома вероятнее всего ультраосновные породы кунарского комплекса) [12]; пересечение их дайками габбро-долеритового ранневендского папанинского комплекса [12], убедительно указывают на синхронность формирования кунарского комплекса (также, вероятнее всего, и становского комплекса), с образованиями ранневендской чукчинско-дорожнинской ассоциации коллизийного вулканно-плутонического ареала.

Автохтонные (неметаморфизованные) СВК: 1) ранневендский континентальнорифтовый (дайки и интрузии) – габбро-долеритовый (григорьевский комплекс $[V_1^{(r)} \text{ g}]$), локализован в карбонатных породах колосовской свиты; 2) ранневендский континентальнорифтовый субвулканический (дайки и силлы) – субщелочной габбро-долеритовый катаклазированный, амфиболитизированный и окварцованный (папанинский комплекс $[V_1^{(r)} \text{ pp}]$), локализованы среди образований модинской толщи и колосовской свиты, дайки прорывают серпентиниты кунарского комплекса; 3) ранневендский континентальнорифтовый осадочный – грубообломочный терригенный и терригенный (чекинская толща $[V_1^{(r)} \text{ ck}]$), залегает с размывом на породах модинской толщи и лаптевской свиты, U-Pb детритовых цирконов – 677-725 млн лет [12]; 4) раннекембрийский континентального локального внутриплитового магматизма (трубки взрыва) – субщелочной долеритовый и трахибазальтовый (светлинский комплекс $[C_1^{(i)} \text{ sv}]$), конкордантный возраст цирконов: 4 зерна – 809 ± 10 млн лет, 2 зерна – 722 ± 15 млн лет

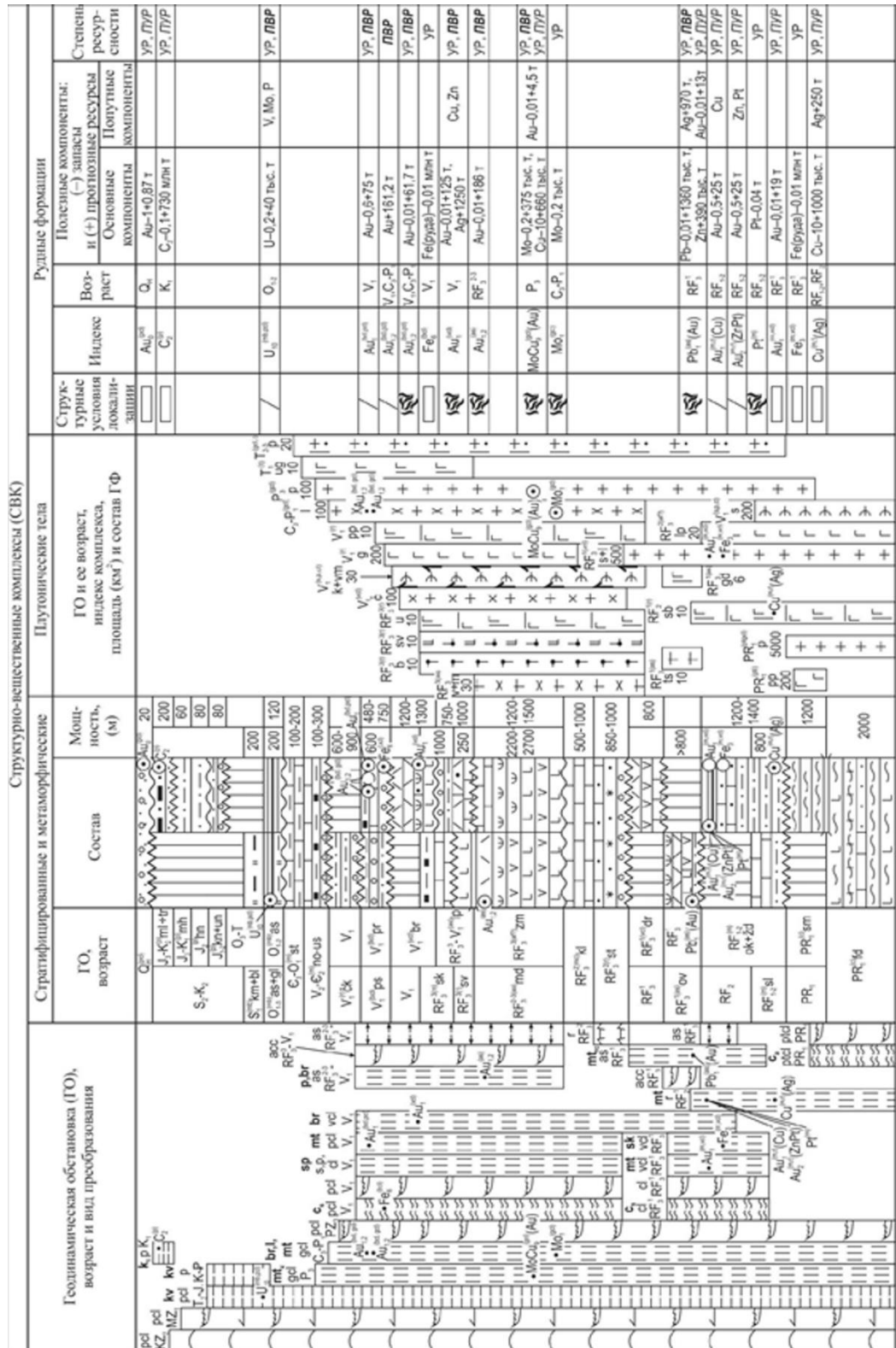


Рис. 2. Тектоно-минерогенетическая модель Челюскинской зоны Центрально-Таймырской мегазоны (знаки горно-породных ассоциаций, структурных, метаморфические, метаморфических, катагенетических, гипергенных преобразований и символов геодинамических обстановок формирования СВК, символов рудных формаций, полезных ископаемых и степени их ресурсности даны в тексте)

и 1 зерно (по отношению $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) – 540 ± 10 млн лет [12]; 5) поздневендско-среднекембрийский пассивно-окраинный шельфовый мелкого моря осадочный – грубообломочный терригенный, карбонатный, углеродистых сланцев, карбонатный (нижнеостанцовская, гравийнореченская и устремленновская толщи объединенные [$V_2\text{-}\text{C}_2^{(m)}$ по÷us]); 6) позднекембрийско-раннеордовикский шельфовый мелкого моря осадочный – глинисто-карбонатный (степановская свита [$\text{C}_3\text{-O}_1^{(m)}$ st]); 7) ранне-среднеордовикский пассивно-окраинный бативальный – черносланцевый (астрономическая толща [$\text{O}_{1,2}^{(mb)}$ as]); 8) ранне-позднеордовикский пассивно-окраинный бативальный осадочный – кремнисто-глинистый и черносланцевый (астрономическая и гольцовская толщи объединенные [$\text{O}_{1,3}^{(mb)}$ as+gl]); 9) раннесилурийский пассивно-окраинный бативальный осадочный – углеродистых сланцев (каменная и болотнинская толщи объединенные [$\text{S}_1^{(mb)}$ km+bl]).

Позднепалеозойские СВК коллизионные гранитоидного пояса: 1) позднекаменноугольно-раннепермский рудогенерирующий интрузивный – диорит-гранитовый (лодочниковый комплекс [$\text{C}_3\text{-P}_1^{(gcl)}$ l], диориты, гранодиориты, граниты; U-Pb по цирконам (Тесемский массив) плагиогранитов – 296 ± 2 млн лет, гранодиоритов – 298 ± 3 млн лет [12]); 2) среднепермский рудогенерирующий интрузивный – граносиенитовый (пекинский комплекс [$\text{P}_2^{(gcl)}$ p]; U-Pb по цирконам граносиенитов – 264 ± 8 млн лет [18]).

Траппового магматизма Сибирского суперплюма: нижнетриасовый субвулканический (дайки) – габбродолеритовый (угрюминский комплекс [$\text{T}_1^{(t)}$ ug]; Ar-Ar 252-253 млн лет [18]).

Повторноколлизионный СВК гранитоидного пояса, при участии плюмовой компоненты, раннемезозойского Таймыро-Североземельского орогена: поздне-раннеюрский субвулканический (дайки) – порфировидных гранитоидов (прибрежный комплекс [$\text{T}_3\text{-J}_1^{(gcl, i)}$ p]).

Платформенные недеформированные осадочные СВК: 1) ранне-среднеюрский – грубообломочный терригенный и терригенный (кунарская и унгинская свиты объединенные [$\text{J}_{1,2}^{(p)}$ kn+un]); 2) среднеюрский – терригенный (ханневичская свита [$\text{J}_2^{(p)}$ hn]); 3) позднеюрско-раннемеловой терригенный континентальный (малиновская свита [$\text{J}_3\text{-K}_1^{(p)}$ ml]); 4) позднеюрско-поздемеловой – песчаный и терригенный угленосный (мухинская, шренковская и траутфеттерская свиты объединенные [$\text{J}_3\text{-K}_2^{(p)}$ mh÷tr]);

Позднекайнозойский повторноколлизионный СВК: голоценовый речных долин осадочный – аллювиальный [$\text{Q}_H^{(pcl)}$].

Преобразования. Структурные: 1) раннепалеопротерозойские – протоколлизонные покровно-складчатые [ptcl PR₁]; 2) первые позднерифейские зрелоостроводужные – раздвиговые [as RF₃¹]; 3) первые позднерифейские аккреционные – покровно-складчатые [acc RF₃¹]; 4) первые позднерифейские (дальсландские) коллизонные – покровно-складчатые [cl RF₃¹]; 5) вторые позднерифейские континентальнорифтовые – симметричные сводово-грабеновые [r RF₃²]; 6) вторые-третьи позднерифейско-ранневендские зрелоостроводужные – раздвиговые [as RF₃²⁻³-V₁]; 7) третьи позднерифейские-ранневендские аккреционные – покровно-складчатые [acc RF₃³-V₁]; 8) ранневендские повторноколлизонные – покровно-складчатые [pcl V₁]; 9) позднепалеозойские повторноколлизонные – покровно-складчатые [pcl PZ₃]; 10) раннемезозойские повторноколлизонные – покровно-складчатые [pcl MZ₁] и надвиговые [pcl MZ₁]; 11) позднекайнозойские повторноколлизонные – низкогорных поднятий [pcl KZ₂]. Метаморфические: 1) раннепалеопротерозойские протоколлизонные – амфиболитовые [c_a ptcl PR₁]; 2) первые позднерифейские (дальсландские) коллизонные – зеленосланцевые [c_s cl RF₃¹]; 3) ранневендские повторноколлизонные – зеленосланцевые [c_s pcl V₁]. Метасоматические: 1) первые среднерифейские континентальнорифтовые, связанные с габбро-долеритами северобыррангского комплекса – нерасчлененные [mt r R₂¹]; 2) первые позднерифейские зрелоостроводужные – рециклинговые [mt_{rc} as RF₃¹]; 3) первые позднерифейские коллизонного вулcano-плутонического ареала – скарновые [sk vcl RF₃¹] и нерасчлененные [mt vcl RF₃¹]; 4) вторые-третьи позднерифейские зрелоостроводужные – поствулканические пропилитовые и березитовые [p, br as RF₃²⁻³]; 5) ранневендские борзовского коллизонного вулcano-плутонического ареала – березитовые [br vcl V₁]; 6) ранневендские повторноколлизонные приразломные – нерасчлененные [mt pcl V₁]; 7) ранневендские становские и кунарские субдукционно-плюмово-коллизонные – серпентинитовые [sp s,p,cl V₁]; 8) позднекаменноугольно-раннепермские повторноколлизонные гранитоидного пояса – нерасчлененные [mt gcl C₃-P₁]; 8) среднепермские повторноколлизонные гранитоидного пояса – зональной гидротермально-метасоматической системы [mt_z gcl P₂]. Катагенетические: раннемеловые платформенные – раннего катагенеза [k₁ p K₁]. Гипергенные: 1) позднетриасовые-раннеюрские повторноколлизонные – приразломной коры выветривания нерасчлененные [kv pcl T₁-J₁]; 2) меловые-палеогеновые платформенные – площадной коры выветривания нерасчлененные [kv p K-P].

Рудоносность. Геологические комплексы и преобразования специализированы на оруденение: 1) ранне-среднерифейский пассивноокраинный осадочный (октябрьская и ждановская толщи нерасчлененные) в основном метатерригенные отложения «медистых

сланцев» октябрьской толщи и континентальнорифтовые нерасчлененные метасоматические преобразования, связанные с габбро-долеритами северобыррангского комплекса – умеренноресурсное (УР, запасы по нашей оценке) и потенциально умеренноресурсное (ПУР, прогнозные ресурсы на площади Кораллового серебро-меднорудного узла, по [15] жильное медно-кварц-сульфидное серебросодержащее $[Cu^{(m,r)}(Ag) Cu^{(m,r)}(Ag) (Ag)]$; 2) ранне-среднерифейский пассивно-окраинныйго типа чехла микроконтинента осадочный (октябрьская и ждановская толщи нерасчлененные) в основном черносланцевые отложения ждановской толщи и континентальнорифтовые нерасчлененные метасоматические преобразования, связанные с габбро-долеритами северобыррангского комплекса – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально умеренноресурсное (на площади Ленинградского платиназолоторудного узла по [15] жильное золото-кварцевое медьсодержащее гидротермальное $[Au_1^{(m,r)}(Cu) Au_1^{(m,r)}(Cu)]$ и золото-сульфидное платина-цинксодержащее черносланцевое гидротермальное $[Au_2^{(m,r)}(ZnPt) Au_2^{(m,r)}(ZnPt)]$, умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) вкрапленное платиноидное черносланцевое $[Pt^{(m)}]$; 3) первые позднерифейские зрелоостроводужные рециклинговые метасоматические преобразования – локализованное в терригенных отложениях в нижней части разреза осадочно-вулканогенной толщи умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (ПВР), по свинцу, умеренноресурсное и потенциально умеренноресурсное по цинку, серебру и золоту (прогнозные ресурсы на площади Трехсестерского колчеданно-полиметаллического узла по [12]) штокверковое медь-серебро-золотосодержащее колчеданно-полиметаллическое $[Pb_1^{(as)}(Au) Pb_1^{(as)}(Au)]$; 4) первый позднерифейский коллизионного вулканоплутонического ареала гранитоидный снежинский комплекс и скарновые метасоматические преобразования карбонатных пород ждановской свиты – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) стратиформное железорудное скарновое $[Fe_3^{(vcl)}]$; 5) первый позднерифейский коллизионного вулканоплутонического ареала гранитоидный снежинский комплекс и нерасчлененные метасоматические преобразования черносланцевых пород ждановской свиты – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально умеренноресурсное (прогнозные ресурсы на площади Песцовского золоторудного узла по [12]) стратиформное золоторудное золото-кварцевое $[Au_1^{(vcl)} Au_1^{(vcl)}]$; 6) вторые-третьи позднерифейские модинские зрелоостроводужные поствулканические пропиловитовые и березитовые метасоматические преобразования туфов и дацитов модинской свиты – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (прогнозные ресурсы на площади Кунар-Серебрянского золоторудного узла по [12]) вкрапленное (штокверковое) и жильное золото-сульфидно-

кварцевое $[Au_{1,2}^{(as)} Au_{1,2}^{(as)}]$; 7) позднерифейско-ранневендский зрелоостроводужный риолитовых туфов (лаптевская свита) и березитовые метасоматические преобразования – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (прогнозные ресурсы на площади Унгинского и Ханневичского золоторудно-росспных узлов по [12]) прожилково-вкрапленное штокверкового типа золото-сульфидо-кварцевое $[Au_{1,2}^{(as)} Au_{1,2}^{(as)}]$; 8) ранневендский коллизионный вулcano-плутонического ареала туфово-терригенный (борзовская свита) и березитовые метасоматические преобразования – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (прогнозные ресурсы на площади Борзовского золоторудного узла по [12]) штокверковое золото-кварцевое $[Au_1^{(vcl)} Au_1^{(vcl)}]$; 9) ранневендский повторноколлизионный межгорной впадины грубообломочный терригенный осадочный (продольнинская свита) и ранневендские повторноколлизионные метаморфические преобразования – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) стратиформное железистых кварцитов $[Fe_6^{(bcl)}]$; 10) ранневендский повторноколлизионный межгорной впадины грубообломочный терригенный (продольнинская свита) и повторноколлизионные приразломные нерасчлененные метасоматические преобразования – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (прогнозные ресурсы на площади Чукчинского золоторудного узла по [14]) жильное золото-кварцевое $[Au_1^{(bcl,cl)} Au_1^{(bcl,cl)}]$; 11) позднекаменноугольно-раннепермский повторноколлизионный гранитоидного пояса (лодочниковский комплекс) и нерасчлененные метасоматические преобразования – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) штокверковое молибден-кварцевое $[Mo_1^{(gcl)}]$; 12) среднепермский повторноколлизионный гранитоидного пояса (пекинский комплекс) и метасоматические преобразования зональной гидротермально-метасоматической системы – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное по молибдену, умеренноресурсное и потенциально умеренноресурсное по меди и золоту (прогнозные ресурсы на площади Широкинского медно-молибденоворудный узла по [12]) штокверковое с попутным золотом медно-молибден-порфиоровое $[MoCu_9^{(gcl)} MoCu_9^{(gcl)}]$; 12) ранне-среднордовикский шельфовый батитальный кремнисто-глинистый и черносланцевый (астрономическая и гольцовская толщи объединенные) и гипергенные преобразования поздне триасово-раннеюрской повторноколлизионной приразломной коры выветривания – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально высокоресурсное (прогнозные ресурсы на площади Верхнекаменского ванадий-молибден-урановорудного узла по [12]) жильное урановое коры выветривания $[U_{10}^{(mb, pcl)} U_{10}^{(mb, pcl)}]$; 13) раннемеловой платформенный терригенный угленосный (шренковская свита) и катагенетические преобразования –

умеренноресурсные (запасы по нашей оценке) и потенциально умеренноресурсные (прогнозные ресурсы на площади Угольнобухтинской угленосной узлы по [12]) стратиформные залежи бурого угля [$C_2^{(p)}$ $C_2^{(p)}$]; 14) голоценовый повторноколлизионный аллювиальный речных долин – умеренноресурсное (запасы по нашей оценке) и потенциально умеренноресурсное (суммарные прогнозные ресурсы на площади Унгинского, Ханневического и Барковско-Ждановского золоторудно-россыпных узлов по [12, 15]) стратиформное золотое россыпное [$Au_0^{(pcl)}$ $Au_0^{(pcl)}$].

Прогнозируемый минерагенический потенциал: золото коренное – 558 т (в полосе влияния Главного Таймырского надвигового шва), золото россыпное – 0,87 т, серебро – 2470 т, медь – 1460 тыс. т, свинец – 1360 тыс. т, цинк – 390 тыс. т, молибден – 375 тыс. т, уран – 40 тыс. т, уголь бурый – 730 млн т.

Заключение

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются этапы, отвечающих формированию структурных этажей: раннепротерозойский – СВК фундамента Центрально-Таймырского палеомикроконтинента; раннерифейско – первый позднерифейский - СВК чехла микроконтинента, островодужные, коллизионные; второй позднерифейско – нижневендский – СВК континентальногрифтовые, пассивно-окраинного типа чехла микроконтинента, зрелоостроводужные, коллизионные; поздневендско-позднепалеозойский – СВК пассивно-окраинные шельфовые, коллизионные; раннемезозойский – СВК трапповые, коллизионные; позднекайнозойский – СВК плитный.

Оценен прогнозируемый минерагенический потенциал Челюскинской зоны: золото россыпное - умеренноресурсный и потенциально умеренноресурсный, золото коренное - умеренноресурсный и потенциально высокоресурсный, серебро - умеренноресурсный и потенциально умеренноресурсный, медь - умеренноресурсный и потенциально высокоресурсный, свинец умеренноресурсный и потенциально высокоресурсный, цинк – умеренноресурсный, молибден - умеренноресурсный и потенциально высокоресурсный, уран - умеренноресурсный и потенциально высокоресурсный, уголь бурый - умеренноресурсный и потенциально умеренноресурсный.

Список литературы

1. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений / Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 496 с.
2. Walker W. Metallogeny and global tectonics. Dowden, Hutchinson & Ross, 1976 413p.

3. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок / Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Роскомнедра, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1995. 468 с.
4. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГИМ, 1996. 203 с.
5. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б.* Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН, 2011. Т. 346. № 5. С. 647-653.
6. *Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
7. Geodynamics map of Northeast Asia /Compiled by Leonid M. Parfenov, Akeksander I. Khanchuk, Combosuren Badarach, Robert J.Miller, Vera V. Naumova, Warren J. Nokleberg, Masatsugu Ogasawara, Andrey V. Prokopiev and Hongquan Yan, 2013. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3024, 2 sheets, scale 1:5 000 000, <http://pubs.usgs.gov/sim/3024/>.
8. *Гусев Г.С., Киликко В.А., Межеловский Н.В.* Металлогенический потенциал Восточноевропейско-Баренцевской мегапровинции по результатам прогнозно-металлогенического анализа // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 71–79.
9. *Межеловский Н.В., Гусев Г.С., Киликко В.А. и др.* Тектоническое (геодинамическое) и тектоно-минерагеническое картографирование территорий // Разведка и охрана недр. 2014. № 12. С. 59–66.
10. *Сироткина О.Н., Гусев Г.С.* Строение и минерагения чехла Московской и Воронежской тектоно-металлогенических субпровинций Восточно-Европейской платформы: по результатам тектоно-минерагенического анализа / Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей". Москва, 24 – 26 мая 2016 г. — М.: Издательство «Перо». 2016. С. 157-161
11. *Киликко В.А., Межеловский А.Д., Межеловская С.В., Шаройко Ю.А.* Геоинформационное моделирование минерагенической информации на примере западно-салаирской зоны // Проблемы недропользования. 2015. №3. С.68-78.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймыро-Североземельская. Лист Т-45-48 – м. Челюскин / Гл. науч. ред. Г.В. Шнейдер, А.Е.

- Рыбалко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. Объяснительная записка. 563 с. Карта на 4 листах.
13. Тектонический кодекс России / отв. ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть) / Научн. ред. В.Ф.Проскурин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. Объяснительная записка. 424 с. Карта на 5 листах.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-48 – оз. Таймыр (вост. часть) / Гл. научн. ред. В.Ф.Проскурин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. Объяснительная записка. 256 с. Карта на 4 листах.
16. International Chronostratigraphic Chart / International Commission on Stratigraphy, 2016. [www. Stratigraphy.org](http://www.Stratigraphy.org)
17. Малич К.Н., Гончаров М.М., Костоянов А.И. Вещественный состав и осмиевая изотопия платиноидной минерализации кунарского комплекса (Челюскинский пояс, Северо-Восточный Таймыр) // Недра Таймыра, вып. 5. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 144–159.
18. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Каракин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ВТОРИЧНЫЕ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА (ФЕС) КОЛЛЕКТОРОВ ТРАДИЦИОННЫХ И НЕТРАДИЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

В.А. Зайцев¹, Л.В. Панина²

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, в. н. с., e-mail: v.zaitsev@mail.ru*

²*МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент*

Распределение зон повышенной трещиноватости и как следствие флюидной проницаемости зависит от современной геодинамической активности, которая часто проявляется в виде новейших дислокаций, отраженных в рельефе, повышенных значениях теплового потока и сейсмичности. Отметим, что разработка технологии обнаружения зон повышенной трещиноватости и проницаемости в осадочных бассейнах молодых и древних платформ, является главной целью проекта, разрабатываемого на кафедре динамической геологии госбюджетной темы. Данные работы проводятся с помощью 3D геодинамическое моделирование, которые позволяют оценить деформационный процесс на количественном уровне и на разной глубине. Опыт работ позволяет утверждать, что при разработке многих нефтяных и газовых месторождений необходимо учитывать наличие естественной трещиноватости продуктивных пластов. При этом возникает необходимость определить, какая доля флюидного потока будет фильтроваться по трещинам (вторичная проницаемость), а какая по межзерновым порам (первичная проницаемость классического коллектора). В том случае, если трещины имеют значительную густоту и степень раскрытости, их влияние может быть определяющим для величины флюидной проницаемости пласта. Соотношение первичной и вторичной проницаемости индивидуальны для каждого резервуара. Особо отметим, важность изучения именно современного поля напряжений, поскольку оно зачастую является наложенным. В данной работе оценка упругих и пластических деформаций было выполнено с помощью специализированного программного модуля RMSFracture компании ROXAR. Использование данной технологии позволило интегрировать разнообразную структурно-геологическую информацию, построить физически обоснованную дискретную модель трещиноватости, а затем методом двойного пространства спрогнозировать фильтрационно-емкостные свойства пород.

Рассмотрим примеры оценки вторичной проницаемости выполненную для различных типов месторождений. Начнем с оценки Даниловское нефтяное месторождение, расположенное на севере Иркутской области [Зайцев, 2019]. Основные этапы технологии оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород показаны на рис.1. Для оценки вторичной флюидной проницаемости необходимо с помощью геомеха-



Рис. 1. Технология оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород

нической модели реконструировать поле тектонических напряжений, формирующих трещиноватость, построить вероятностную модель распределения трещин и рассчитать трещинную проницаемость. Для построения геодинамической модели Даниловского месторождения был использован метод сопоставления величин комплекса геодинамических параметров, рассчитанных для всех возможных ориентировок внешнего поля напряжений с параметрами работы скважин. Сравнение проводилось с помощью коэффициента корреляции Пирсона. В результате выполненных исследований установлено, что статистически максимальное влияние на работу скважин оказали параметры геомеханической модели с ориентировкой оси сжатия $\sigma_3=150^\circ$, а осью растяжения $\sigma_1=60^\circ$, при сдвиговом типе поля напряжений (рис.2).

Для расчёта вторичной пористости и проницаемости необходимо создать «аналитическую дискретную модель трещиноватости горного массива». Данный этап моделирования выполняется с помощью программного обеспечения (Create Fracture Model), который позволяет использовать тренды (зависимости), полученные в результате геомеханического моделирования. Отбор этих трендов осуществляется с помощью их сопоставления с характером работы скважин. Отбираются лишь те параметры, которые значимо влияют на их работу. Дискретная модель трещиноватости, построенная по трем (наиболее информативным) геодинамическим трендам с учетом азимутов трещин показана на рисунке 3.

Оценка вторичной пористости и проницаемости была выполнена с помощью программного модуля Dual-Porosity Modelling. Вероятностная величина плотности трещин рассчитывается с помощью аналитической дискретной модели трещиноватости. Для оцен-

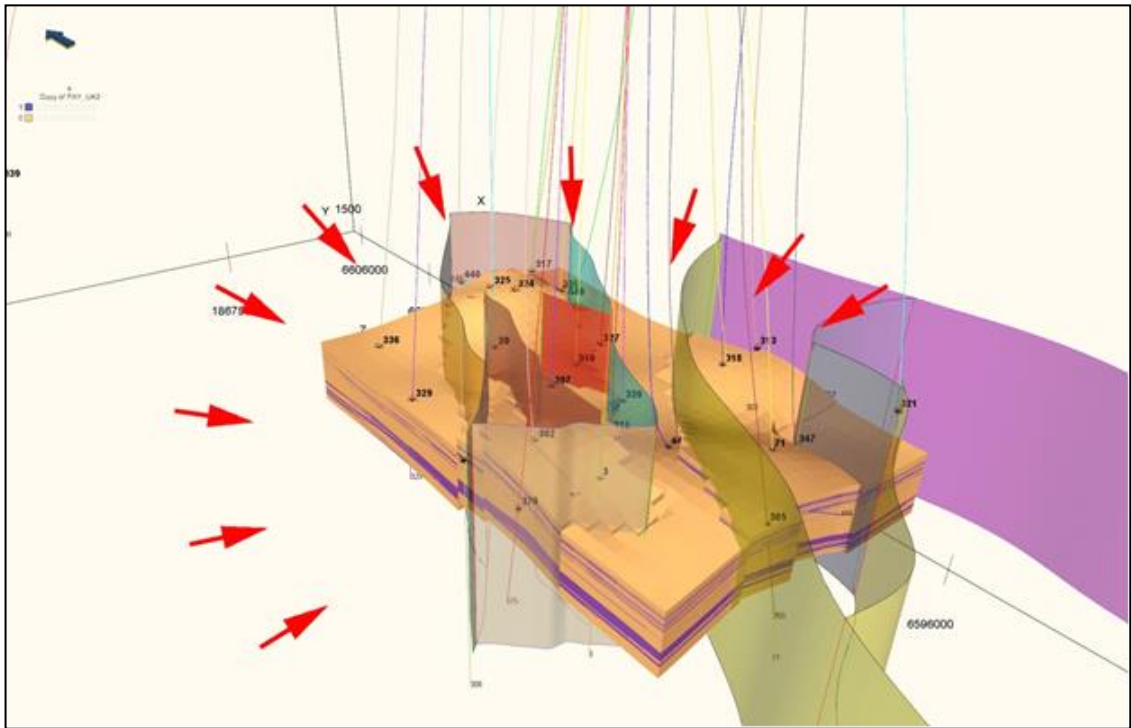


Рис. 2. Общий вид 3D геодинамической модели восточной части рассматриваемого месторождения. Стрелками показаны варианты ориентировок приложенных внешних нагрузок (пояснения в тексте)

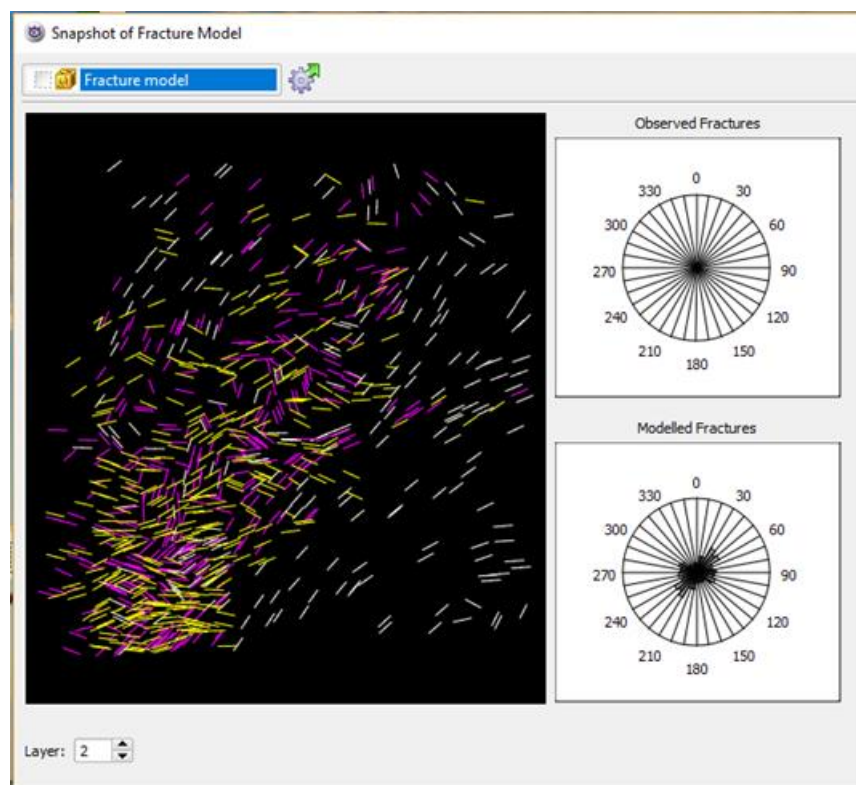


Рис. 3. Дискретная модель трещиноватости, построенная по трем (наиболее информативным) геодинамическим трендам с учетом азимутов трещин. Цветом показаны системы трещин, построенные с помощью разных параметров

ки степени открытости трещин используется величина горизонтальных смещений. И, наконец, для определения интегральной величины воздействия данных параметров их нормируют по степени значимости (коэффициенту Пирсона), а затем «складывают». Модуль Dual-Porosity Modelling позволяет рассчитывать трещинную проницаемость в разных форматах. На рисунке 4 представлены расчеты $Perm\ Kh\ max$ и график зависимости между средними дебитами нефти и трещинной проницаемостью. Виден четкий тренд увеличения максимальных дебитов скважин с возрастанием вторичной проницаемости. Коэффициент корреляции между этими параметрами составляет 0.92.

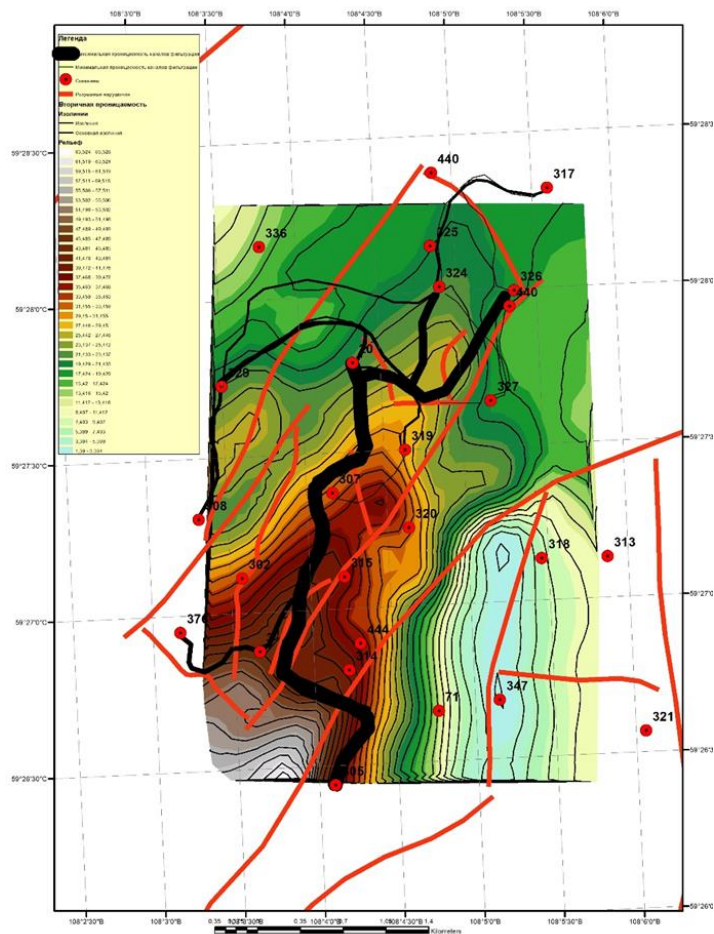


Рис. 4. Каналы миграции флюидов к скважинам №324, 20, 326, 307 и схема вторичной проницаемости (толщина каналов фильтрации пропорциональна величине проницаемости)

Исследование фильтрационных потоков, выполненное методом закачки меченых жидкостей, позволило установить главные каналы миграции, однако не объяснило причину их появления. Построенная карта вторичной проницаемости позволила более адекватно объяснить местоположение и пропускную способность этих каналов.

Другим примером доказанного влияния вторичной проницаемости на добычные возможности работы скважин является нефтяное месторождение Северные Бузачи (Прикаспий) [Зайцев, 2015]. (Рис. 5)

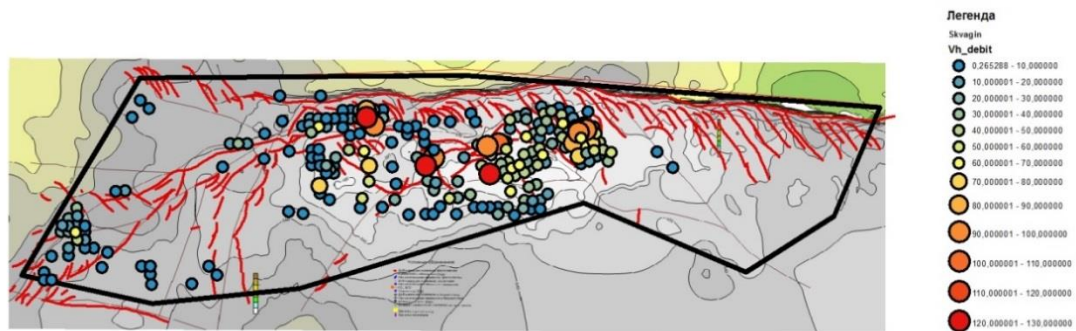


Рис. 5. Распределение максимальных дебитов работы скважин месторождения Северные Бузачи

Было установлено, что данное месторождение испытывает современное сдвиговое поле напряжений, с юго-восточной ориентировкой оси максимального сжатия. С помощью геомеханической модели, удалось установить восемь параметров, определяющих появление новых или изменение степени раскрытости существующих трещин. Используя данные параметры, была построена аналитическая модель трещиноватости, а затем, распределение трещинной проницаемости. Выполненное сопоставление полученных данных с добычными характеристиками 220 скважин позволило установить, что трещинная проницаемость вносит заметно больший вклад в общую проницаемость, чем поровая. Отметим, что данные полученные методом двойного пространства с учетом эффективной мощности пластов имеют довольно высокий коэффициент корреляции с максимальными дебитами нефти - $K=0.59$. Это обстоятельство свидетельствует в пользу достоверности предложенной модели трещиноватости и, следовательно, оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород (Рис. 6).

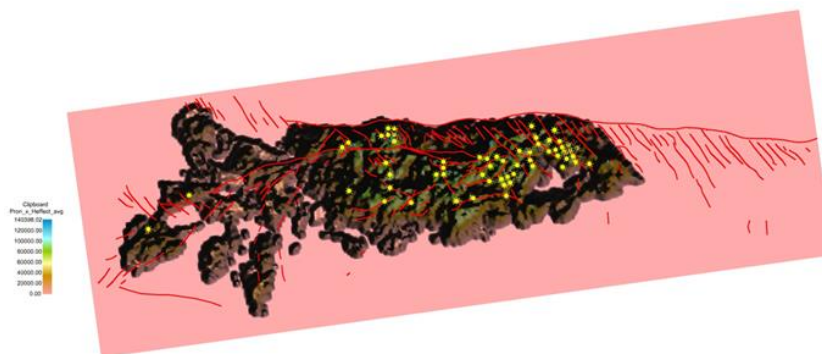


Рис. 6. Расчетная модель двойной проницаемости месторождения Северные Бузачи

Сложное тектоническое строение шельфа Охотского моря, высокая геодинамическая активность и присутствие ловушек неантиклинального типа в

продуктивных комплексах, обуславливают необходимость использования предлагаемой технологии для изучения вторичных фильтрационно-емкостных свойств коллекторов. На примере Киринского, Аяшского и Восточно-Одоптинского участка лицензионных блоков была реализована технология оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород [Зайцев, 2017]. В результате выполненных работ было установлено, что основные максимумы повышенных значений вторичной проницаемости протягиваются вдоль крупных разрывных нарушений, создают сеть фильтрационных каналов определяющих миграцию углеводородов. Мачигарско-даехуриинский комплекс представлен глинисто-кремнистыми породами, которые характеризуются повышенной трещиноватостью. Ближайшими месторождением-аналогом для данного комплекса является Окружное нефтяное месторождение с трещинно-поровым коллектором. (Рис. 7). В резервуарах дагинского (N_1^{1-2} dg) стратиграфического комплекса с поровым и трещинно-поровым типом коллектора содержатся промышленные залежи углеводородов на месторождениях шельфа: Лунском, Венинском, Киринском, и прилегающей суши – Монги, Мирзоева, Усть-Томи, Усть-Эвайском и других (Рис. 8). В залегающих выше отложениях ранне-среднемиоценового комплекса характер коллектора также трещинно-поровый (Рис. 9).

Причем, вклад значений вторичной проницаемости в полную (или эффективную) проницаемость у разных стратиграфических подразделений неодинаков. Так, например, в комплексе пород фундамента мелового возраста предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара, для которого вторичная проницаемость равна полной. Для эоцена - позднеолигоценового мачигарско-даехуриинского (P_3^1 mc- P_3^2 dh) комплекса, обладающего трещинно-поровым резервуаром, вклад вторичной проницаемости при оценке эффективной - преобладает и, следовательно, площади с высокими значениями вторичной проницаемости являются перспективными для поиска месторождений нефти и газа. В залегающих выше отложениях ранне-среднемиоценового комплекса, составляющая вторичной проницаемости становится меньше. Для преимущественно терригенных отложений верхнего миоцена-плиоцена, обладающих поровым резервуаром, роль вторичной проницаемости существенно ниже, тем не менее, ее необходимо учитывать.

Освоение ресурсов углеводородов сланцевых формаций является одним из перспективных направлений развития современной мировой нефтегазовой отрасли. Отличительной особенностью сланцевых коллекторов является то, что углеводороды находятся в рассеянном состоянии в породах с очень низкой первичной проницаемостью.

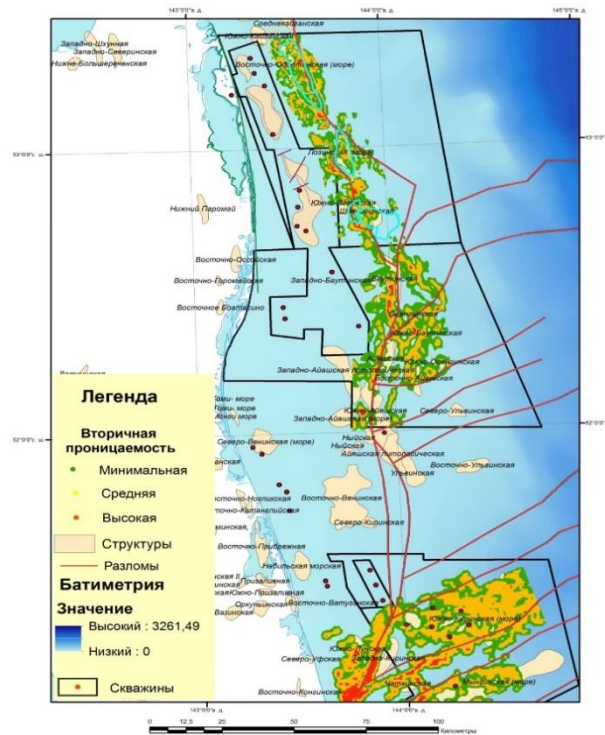


Рис. 7. Схема вторичной проницаемости даехуриинского горизонта (P_3^2) Киринского, Аяшского и Восточно-Одоптинского лицензионных участков

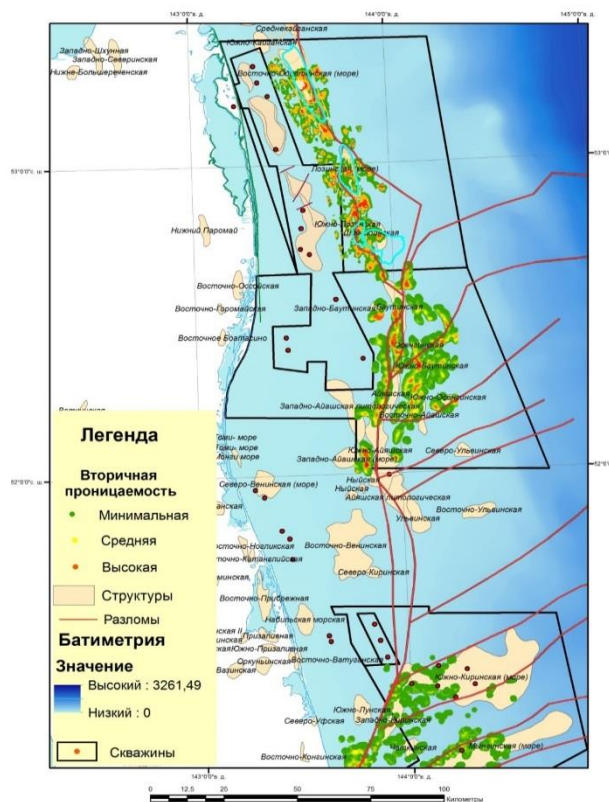


Рис. 8. Схема вторичной проницаемости дагинского ($N_1^{1-2} dg$) комплекса (ОГ 6) Киринского, Аяшского и Восточно-Одоптинского лицензионных участков

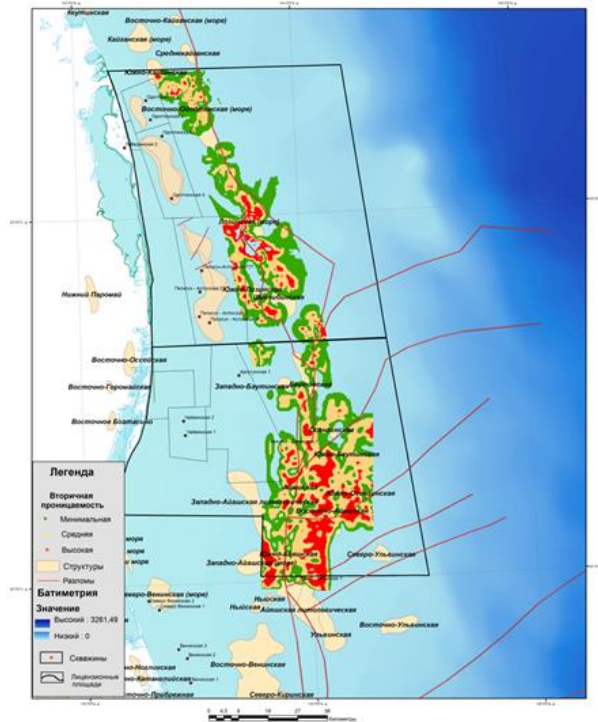


Рис. 9. Схема вторичной проницаемости верхненутовского (N_{2pt_2}) подкомплекса (ОГ 2) для Аяшского и Восточно-Одоттинского лицензионных участков

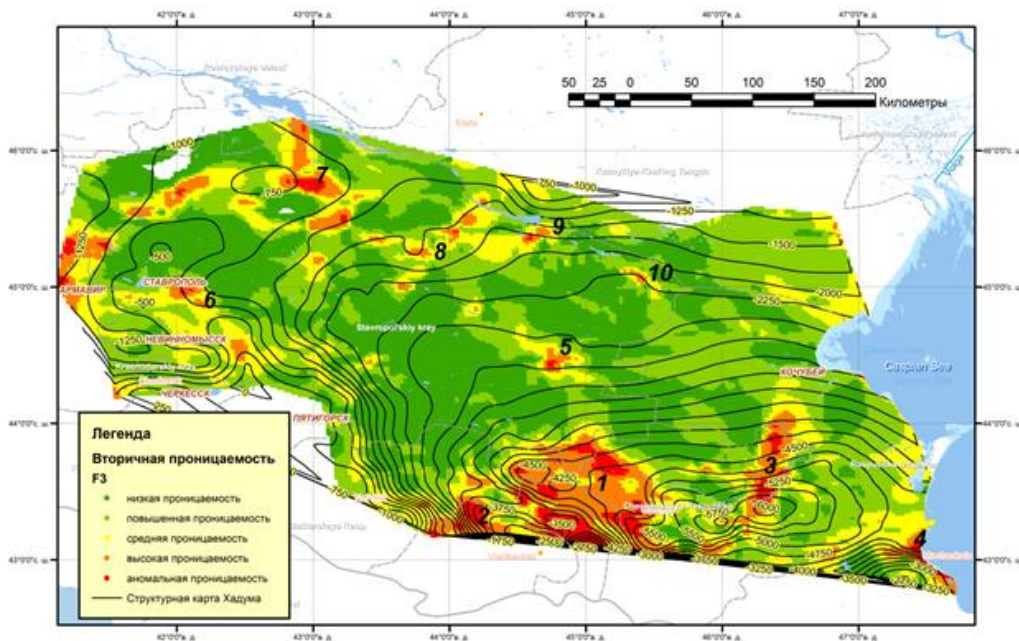


Рис. 10. Модель вторичной проницаемости хадумской свиты (Предкавказье)

В пределах центрального и восточного Предкавказья трещиноватость пород хадумской свиты оказывает существенное влияние на степень её проницаемости, которая, определяется типом отложений, степенью их нарушенности и полем тектонических напряжений [Керимов, 2016]. 3D геодинамическая модель изучаемой территории позволила выполнить оценку вторичной проницаемости пород хадумской свиты,

являющейся нефтематеринской толщей. Выявленные участки повышенных значений проницаемости являются наиболее благоприятными для добычи сланцевой нефти и газа. Помимо освоения ресурсов углеводородов из сланцевых формаций предлагаемая технология была апробирована на углеметановых промыслах [Зайцев, 2018]. В частности, было выполнено моделирование процесса фильтрации метана, выделившегося в результате десорбции угольных пластов 45-48 (Рис.11) участка шахты «Ерунаковская-III» (Кузбасс). Оценка величины вторичной проницаемости, необходимой для этого моделирования, была сделана по технологии изложенной выше.

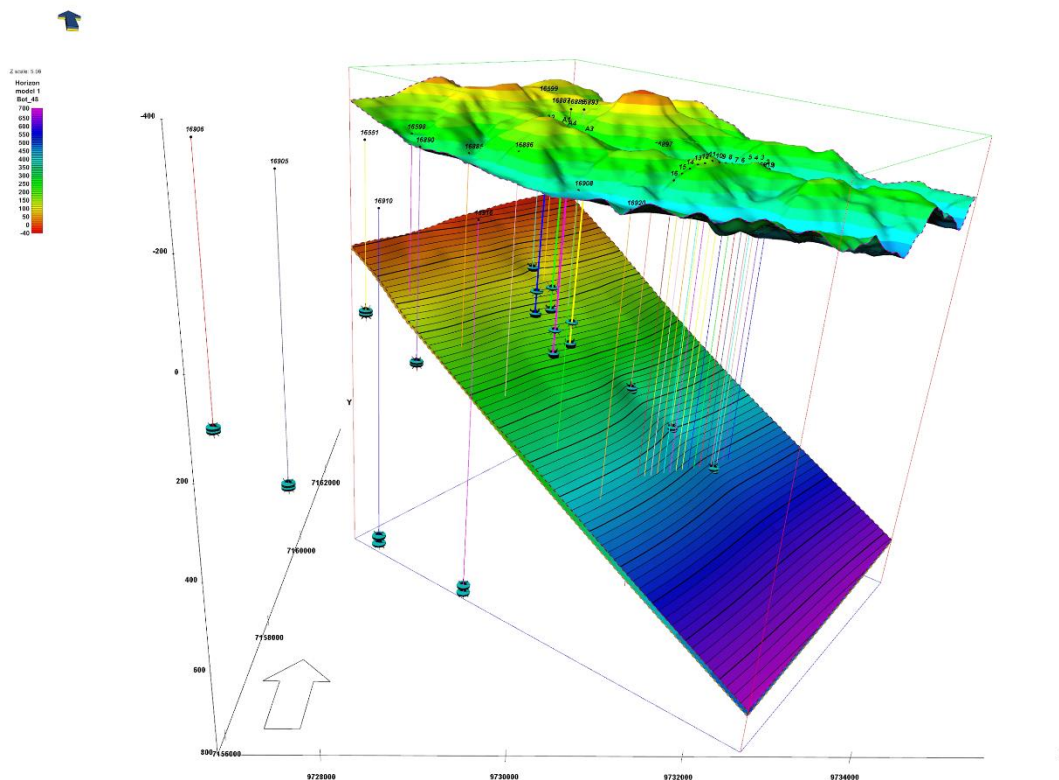


Рис. 11. Общий вид моделируемой площади. На схеме показаны: а - рельеф дневной поверхности, б - структурная карта кровли угольного пласта 48, в – скважины (пробуренные и проектируемые)

В результате оценки геомеханических параметров угольного массива, выполненное с помощью 3D компьютерного моделирования, удалось установить, что техногенное воздействие на угольный пласт проходит в условиях изначально нарушенной (тектоническими трещинами) среды, находящейся в определенной геодинамической обстановке. В итоге природная трещиноватость играет решающую роль в формировании фильтрационных каналов в угле (Рис. 12). Геомеханическая модель позволила оценить напряженное состояние угольного массива, создать дискретную модель трещиноватости и рассчитать вторичную и техногенную пористость и проницаемость, используя специальные геофизические методы микросейсмического зондирования.

Благодаря этим методам впервые были определены области дренирования метаноугольных скважин. Основные максимумы повышенных значений вторичной проницаемости, установленные с помощью 3D моделирования, протягиваются вдоль крупных трещин, создавая сеть фильтрационных каналов. Наличие этих каналов подтверждается наблюдением за изменением дебитов добывающих скважин.

Гидродинамическое моделирование позволило оценить ресурсы угольного метана в пределах области добывающих скважин. Для добывающих скважин были построены графики дебитов добычи метана (Рис. 13). Результаты моделирования вторичной и техногенной проницаемости нашли свое подтверждение при адаптации гидродинамической модели.

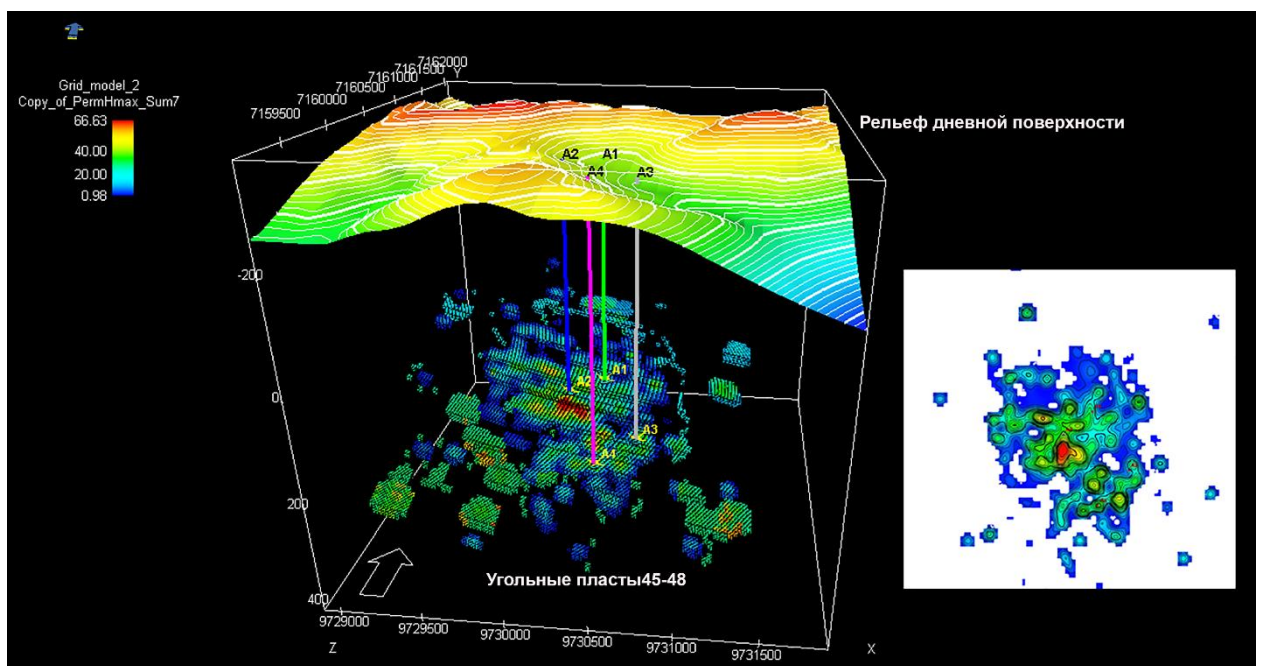


Рис. 12. Схема вторичной проницаемости угольных пластов 45-48 (на врезке изображение карта проницаемости)

Таким образом, результаты проведенных исследований убедительно свидетельствуют о достоверности полученных с помощью данной технологии данных о вторичной проницаемости различных горных пород. Эти данные могут использоваться как для поиска месторождений углеводородов, так и для проектирования наиболее рационального способа их разработки.

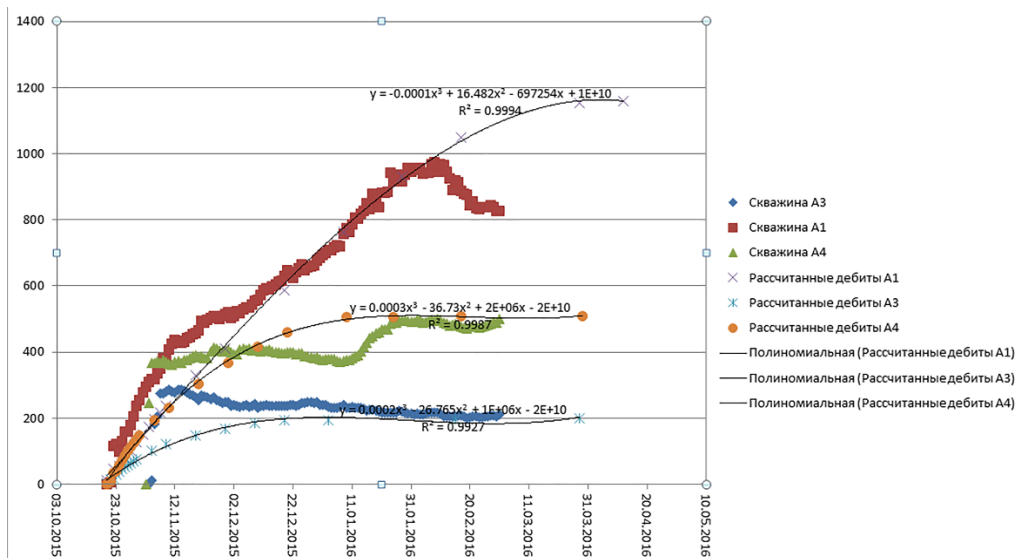


Рис. 13. Корреляция результатов гидродинамического моделирования с реальными дебитами газа по трем добывающим скважинам

Список литературы

1. Зайцев В. А. Использование геомеханической модели нефтегазового месторождения для оценки вторичной проницаемости // Тезисы научно-практической конференции «Проблемы разработки нефтяных месторождений в условиях сильных пластовых и флюидальных неоднородностей.» — Тюмень, 2015.
2. Зайцев В. А., Керимов В. Ю., Рябухина С. Г., Бондарев А. В. Современная геодинамика и ее влияние на вторичные фильтрационные свойства коллекторов северо-восточной части Сахалинского шельфа. Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 5 (2017), 16–23.
3. Зайцев В. А. Компьютерное моделирование процесса заблаговременной дегазации угольных пластов 45-48 участка шахты Ерунаковская-viii // Наука и техника в газовой промышленности. — 2018. — № 1. — С. 24–32.
4. Зайцев В. А., Панина Л.В. Оценка влияния современного поля напряжений на фильтрационные параметры классического нефтяного месторождения. //Динамическая геология. № 1. М.: МГУ, 2019. С.79–108.
5. Керимов В. Ю., Мустаев Р. Н., Дмитриевский С. С., Зайцев В. А. Оценка вторичных фильтрационных параметров низкопроницаемых сланцевых толщ майкопской серии центрального и восточного Предкавказья по результатам геомеханического моделирования. Нефтяное хозяйство, 9 (2016), 18–21.

НОВЕЙШИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Е.А. Мануилова¹, Л.В. Панина²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, аспирант, e-mail: manuilovaekaterina139@gmail.com

²МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент

Западная Сибирь – одна из основных нефтегазоносных областей на территории РФ. Однако, в настоящее время в регионе наблюдается дефицит базы перспективных объектов для поддержания и развития углеводородного сырья [2]. В связи с этим возникла потребность в разработке новых методических подходов для поиска нефтегазовых месторождений. Одним из перспективных направлений является проведение структурно-геоморфологического анализа рельефа с выходом на установление неотектонического строения и геодинамической обстановки территории исследования. В основе этого метода лежит дешифрирование гидрографической сети и рисунка современного рельефа, которые являются результатом как тектонических движений, так и воздействия экзогенных процессов. Основные положения методики структурно-геоморфологического анализа изложены в [8]. Стоит отметить, что строением новейшего плана Западно-Сибирской плиты занимались и другие исследователи [7, 2], но это были обобщающие работы. В данной работе проведено более детальное дешифрирование (рабочий масштаб 1:500000) территории Западно-Сибирской плиты, что позволило выявить новейшие дислокации, выраженные в рельефе, установить их взаимосвязь с месторождениями углеводородов и построить карту прогноза.

В процессе работ были использованы топографические карты масштаба 1:500 000, спектрзональные космические изображения (Landsat), цифровая модель рельефа (SRTM) и геофизические данные (сейсмические профили). Автоматизированное дешифрирование проводилось с использованием программы LESSA, позволяющей в автоматизированном режиме обнаруживать линейные элементы рельефа (хребты и долины) и проводить их статистическую обработку [5]. Также построены в программе GlobalMapper и проинтерпретированы геоморфологические профили. Полученные данные сопоставлены с геолого-геофизическими данными. Построение прогнозной карты осуществлялось в программе Lineament [4].

Проведенные исследования позволили установить новейший план Западно-Сибирской плиты (Рисунок 1), который представляет собой систему разноранговых поднятий и сопряженных с ними впадин, образующие неотектонические области. Линии вытянутости гидросети, построенные с помощью программы LESSA, в одних случаях следуют вдоль границ поднятий, подчеркивая их конфигурацию, в других - образуют

радиально расходящийся рисунок. В местах изменения простираний линий вытянутости проходят границы новейших структур. Региональные поднятия представляют собой сочетание поднятий первого ранга, разделенных узкими впадинами. Пликативные структуры в одних случаях полностью наследуют своды фундамента, в других - не целиком. В пределах отрицательных структур также установлены поднятия первого ранга, которые частично наследуют древний структурный план. Также выделены локальные поднятия, которые наследуют своды гранитных массивов, базитов и приурочены к внутренним зонам развития триасовых грабен-рифтов.

Неотектонические области объединяются в более крупные структуры – сегменты: Ямало-Гыданский, Обь-Тазовский, Северо-Уральский, Южно-Уральский, Широтное Приобье, Северо-Енисейский, Южно-Енисейский, Тобольско-Обский.

Новейшие структуры Западно-Сибирской плиты осложнены «слабыми зонами» (термин введен Н.П. Костенко [8]) – зоны разрывов, повышенной трещиноватости, проницаемости и др. Доминирующими простираниями «слабых зон» на территории исследования являются северо-западные и северо-восточные. Согласно розам-диаграммам, построенным с помощью автоматизированного дешифрирования, в западной части территории преобладают северо-западные простирания, а в восточной – северо-восточные. Некоторые из них смещают границы как региональных, так и локальных структур, что указывает на сдвиговую природу этих дислокаций. Установлено, что «слабые зоны» северо-западного простирания - правосторонние сдвиги, а северо-восточного – левосторонние сдвиги. Эта комбинация правых и левых сдвигов определяет обстановку субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Наличие сдвигового поля напряжений на территории Западно-Сибирской плиты подтверждается и в работах других исследователей [10,11].

В центральной части Западно-Сибирской плиты в основном в пределах Среднеобской впадины выделены «слабые зоны» меридиального простирания, которые согласно установленной геодинамической обстановке соответствуют секторам растяжения. Также установлены «слабые зоны» субширотного простирания, которые маркируются долиной реки Обь. При сопоставлении выявленных при визуальном дешифрировании «слабых зон» с картой плотности «слабых зон», построенной в программе Lessa, обнаружено, что участки с наибольшей плотностью таковых приурочены к поднятиям, что указывает на их рост, который сопровождается эрозией.

Интерпретация геоморфологических профилей позволила перевести ряд «слабых зон» в ранг разрывных нарушений, а также выявить новые зоны, пропущенные при дешифрировании. Существенно дополнила информацию о разрывных нарушениях

интерпретация сейсмических профилей и её сопоставление с данными геоморфологических профилей, которое показало, что разрывные нарушения, секущие структуры современного рельефа, нередко прослеживаются и в фундаменте, и в чехле плиты.

Начало формирования новейших дислокаций совпадает по времени с регрессией позднеолигоценового туртасского бассейна и накоплением озерно-аллювиальных отложений амбросимовской свиты раннего миоцена [1]. Большинство новейших структур разного ранга, выявленных структурно-геоморфологическим анализом отражены на карте неотектоники [6], где показаны суммарные амплитуды движений за весь неоген-четвертичный этап. Однако, многие локальные поднятия и разрывные нарушения, в частности сдвиги, на этой карте не проявлены.

На территории исследования расположено несколько нефтегазоносных комплексов (НГК) – ниже-, средне- и верхнеюрский, неокомский и апт-сеноманский. Сопоставление карт месторождений нефти и газа, приуроченных к разным стратиграфическим уровням, с выявленными новейшими дислокациями позволило выявить шесть типов месторождений с соответствующими признаками (Табл. 1).

Тип месторождения/ Признак	Меридиональное направление дизъюнктивных дислокаций	Приуроченность к узким впадинам, разрабатываемым и долинами крупных рек	Новейшие структуры наследующие древний структурный план	Сдвиги
Тип 1	+			
Тип 2		+		
Тип 3			+	
Тип 4				+
Тип 5			+	+
Тип 6	+		+	

Табл. 1. Связь новейших структур с нефтегазоносностью

Установленные закономерности можно объяснить тем, что новейшие дислокации, воздействуя на комплексы пород, влияют на перераспределение залежей углеводородов, заставляя их мигрировать по зонам повышенной проницаемости. В условиях субширотного растяжения такими проницаемыми участками могут быть

субмеридиональные разрывы и зоны трещиноватости пород, фрагменты развивающихся локальных поднятий, а также швы сдвиговых дислокаций.

Комплекс полученных данных был обработан в программе Lineament, что позволило получить материал для дальнейшего создания карты прогноза месторождений нефти и газа на территорию Западно-Сибирской плиты.

Таким образом, в результате исследований проведено детальное дешифрирование в масштабе 1:500000 и установлен новейший план Западно-Сибирской плиты. Описаны пликативные структуры (региональные и локальные поднятия и впадины), которые нарушены «слабыми зонами» северо-западного, северо-восточного, субмеридианального и субширотного простирания. По смещению границ региональных и локальных структур зафиксированы сдвиговые дислокации. Комбинация правых и левых сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания указывает на обстановку субмеридионального сжатия. Сочетание пликативных и разрывных дислокаций создают сводово-блоковый стиль новейшего строения Западно-Сибирской плиты. Новейшие дислокации в разной степени наследуют структуры фундамента, но четкого копирования этих структур в новейшем структурном плане не наблюдается. Сопоставление нефтегазоносности территории исследования с полученными данными позволил установить некоторые закономерности в распределении месторождений углеводородов. Собранный информация позволяет получить входные данные для построения карты распространения месторождений углеводородов для территории Западно-Сибирской плиты.

Список литературы

1. *Астапов А.П., Брадучан Ю.В., Боровский В.В., и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Р-43. Сургут. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 342 с.
2. *Варламов, Иван Павлович.* Новейшая тектоника платформенных областей Сибири : автореферат дис. доктора геолого-минералогических наук : 04.00.01 / АН СССР. Сиб. отделение ин-т земной коры. - Иркутск, 1989. - 28 с.
3. *Загубный, Д. Г.* Программные алгоритмы выделения геохимических аномалий по данным площадного опробования [Текст] / Д. Г. Загубный, авт. Л. А. Верховская // Разведка и охрана недр. - 2013. - № 8. - С. 28-32. - Библиогр.: с. 32 (6 назв.) . - ISSN 0034-026X
4. *Златопольский А.А.* Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ

- при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.
5. Карта неотектоники. Лист Р-42. Ханты-Мансийск. ГГК, 2011. Лист-Р-43. Сургут: ГГК, 2010.
 6. *Корчуганова Н.И.* Четвертичный структурный план и широтная зональность Западно-Сибирской равнины // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2013. №4. С. 5-10.
 7. *Костенко Н.П.* Геоморфология. – М.: Изд. МГУ, 1999. – 379 с.
 8. *Панина Л.В., Мануилова Е.А.* Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), № 4, с. 1-5.
 9. *Сим Л.А., Рапопорт А.Б.* Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность северной части Колвинского мегавала // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Мат-лы XIV Междунар. конфер. ч. 2. Петрозаводск, 2008. С. 194–197.
 10. *Тимурзиев А.И.* Структуры горизонтального сдвига осадочных бассейнов и опыт применения тектонофизических методов для повышения эффективности поисков, разведки и освоения присдвиговой нефти // Геофизический журнал. 2014. Т.36, № 2. С. 172-183.
 11. <https://pandia.ru/text/77/378/33342.php>

ЗНАЧЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ СТРУКТУРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ: ПРИМЕР СДВИГОВЫХ ЗОН С ЧЕХЛОМ БОЛЬШОЙ МОЩНОСТИ

Н.С. Фролова¹, А.Н. Корбутяк²

¹ МГУ им.М.В. Ломоносова, в.н.с., e-mail: n.s.frolova@mail.ru

² МГУ им.М.В. Ломоносова, н.с.

Проблема

Давно установлена приуроченность месторождений нефти и газа к зонам сдвигов в чехле над разломами в фундаменте. В связи с этим такие зоны активно изучаются в последние годы с помощью 3D-сейсморазведки. Результаты интерпретации полученных данных обычно объясняют, опираясь на эксперименты по воспроизведению сдвиговых зон в системе чехол-фундамент – это так называемые зоны сдвига Риделя (рис. 1). Согласно общепринятым схемам, основной структурный элемент сдвиговых зон – сколы Риделя – имеют геликоидальную форму (см. рис. 1), а их углы с проекцией разлома фундамента на разных срезах изменяются от 0° близ разлома, до 15-20° близ поверхности (рис. 2).

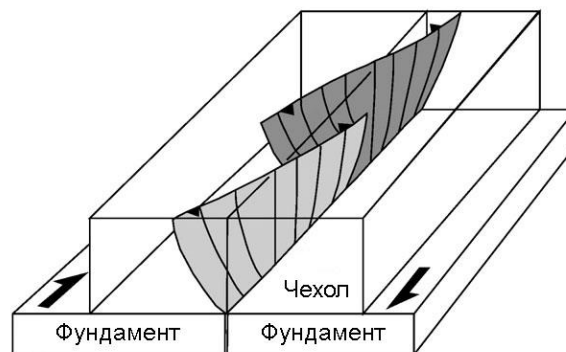


Рис. 1. Схема экспериментов по воспроизведению зон сдвига Риделя.

Геликоидальная форма ранних эшелонированных сколов Риделя получена в опытах с использованием песка [1]

С другой стороны, в последние годы выяснилось, что по данным 3D-сейсморазведки ориентировка эшелонированных разрывов в некоторых хорошо изученных осадочных бассейнах со сдвиговой тектоникой заметно отличается от «классической». Так, углы R-сколов с проекцией разлома фундамента в верхних горизонтах чехла могут достигать 40-50° (рис. 3).

Сходная картина получена А.М. Никишиным и К.Ф. Старцевой [3] по результатам интерпретации 3D-сейсмических данных для одного из районов юга России (рис. 4).

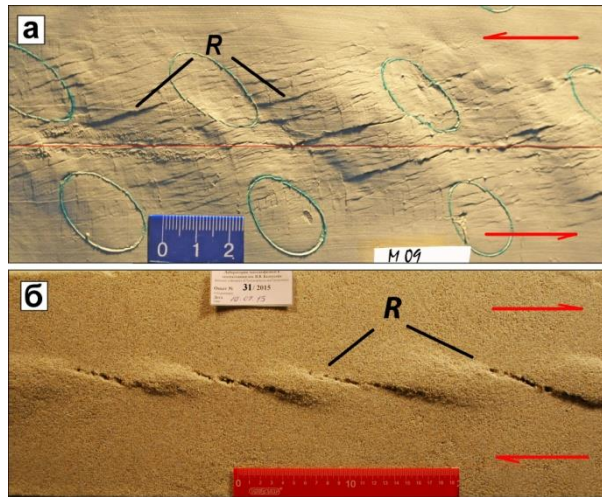


Рис. 2. Сколы Риделя на поверхности образцов в экспериментах с использованием влажной глины (а) и песка с примесью солидола (б). Угол с проекцией разлома в фундаменте составляет 15°

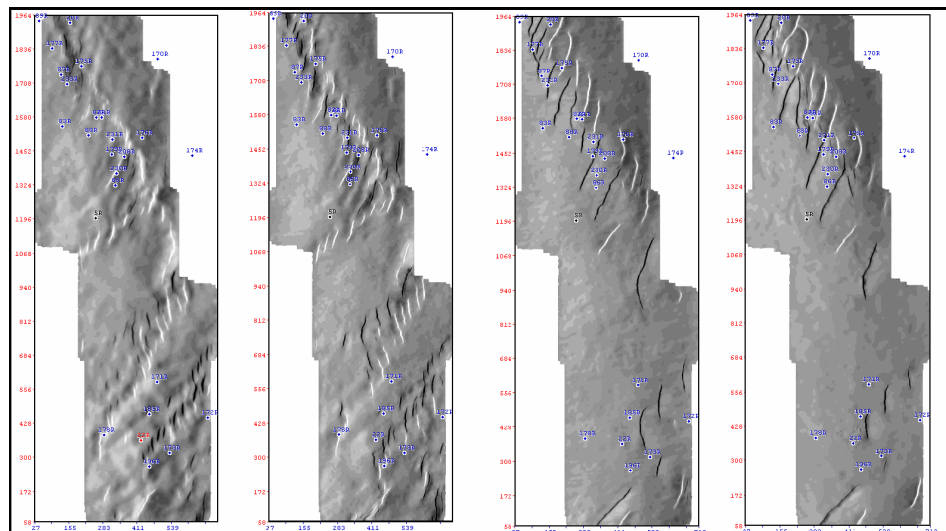


Рис 3. Эшелонированные системы сбросо-сдвигов (R-сколов) над диагональными разломами фундамента на различных глубинных срезах осадочного чехла от нижней юры (слева) до верхнего мела (справа) на картах углов наклона. Еты-Пуровский вал, Западная Сибирь [2]. Углы разрывов с проекцией разлома фундамента увеличиваются снизу вверх, достигая $40-50^\circ$

Отклонение ориентировки реальных разрывов, выявленных методами сейсморазведки, от теоретической модели может вызывать их неверную кинематическую интерпретацию, например, их можно принять за трещины отрыва.

Подходы к решению проблемы

Вероятно, существует параметр, который невозможно учесть в экспериментах. К тому, что в данном случае это нагрузка осадочного чехла, одновременно пришли две группы исследователей [4, 5]. Структурный парагенез сдвиговых зон Риделя в экспериментах обусловлен полем напряжений, формирующимся вследствие сопротивле-

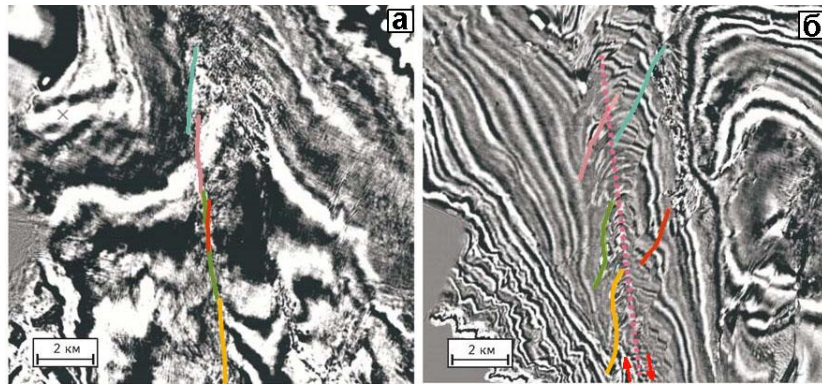


Рис. 4. Системы сдвигов (сколов Риделя): а – примерно в кровле условного фундамента, б – в осадочном чехле над зоной сдвига в условном фундаменте [3]

ния чехла горизонтальному сдвигу вдоль вертикальной плоскости (разлом в фундаменте) (рис. 5а). По мнению Н.С. Фроловой с соавторами [5] в осадочных бассейнах чехол сопротивляется также горизонтальному сдвигу вдоль горизонтальной плоскости (граница чехол-фундамент). Это связано с тем, что разломы фундамента имеют конечную длину, чехол же перекрывает большие площади, имеет значительную мощность, его подошва испытывает большую литостатическую нагрузку, и сила трения на границе чехол-фундамент значительна. В этой ситуации возникает напряженное состояние простого сдвига с вертикальной ориентировкой плоскости, в которой располагаются оси максимального сжатия и растяжения (рис. 5б).

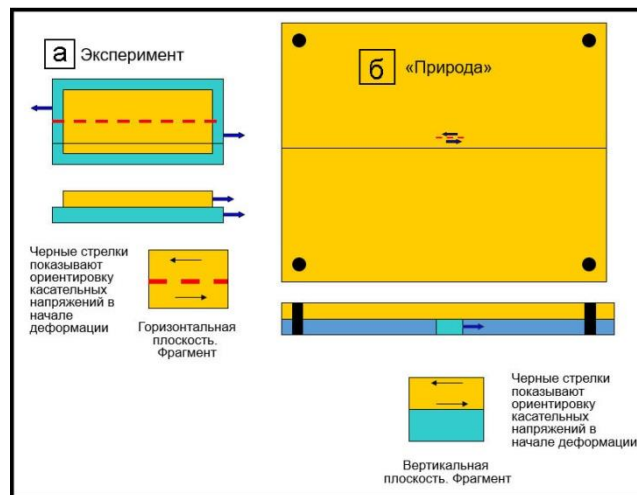


Рис. 5. Схема, показывающая движение фундамента и чехла в экспериментах и природе, а также ориентировку касательных напряжений, являющихся следствием таких смещений

Обстановку, изображенную на рис. 5б, можно назвать горизонтальным скашиванием; в ней должны формироваться *R*-сколы в виде весьма пологих сбросов с углами падения сместителя около 15°, что и было подтверждено экспериментально (рис. 6).

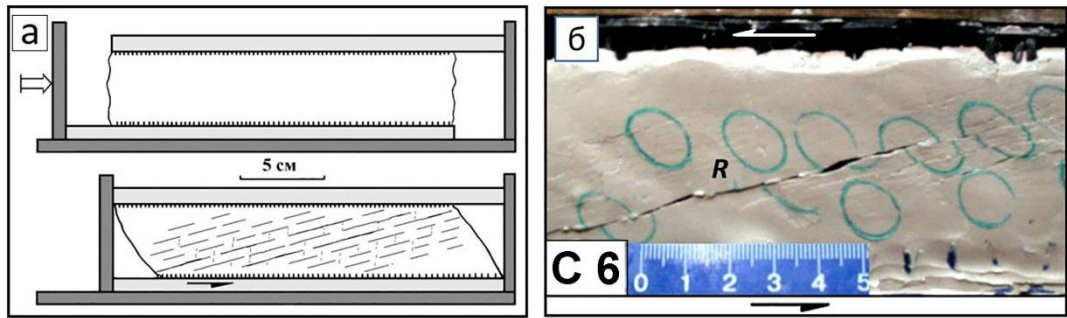


Рис. 6. Эксперимент по воспроизведению горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости: а – схема опыта, б – результат опыта (эквивалентный материал – влажная глина)

В суммарном поле напряжений сколы Риделя должны иметь следующую конфигурацию: кинематически это сбросо-сдвиги, углы с проекцией разлома фундамента увеличиваются по сравнению с классическими представлениями, углы падения уменьшаются, поверхности разрывов в противоположных блоках не связаны друг с другом (рис. 7). Именно такую геометрию разрывов можно наблюдать в природе (см. рис. 3, 4).

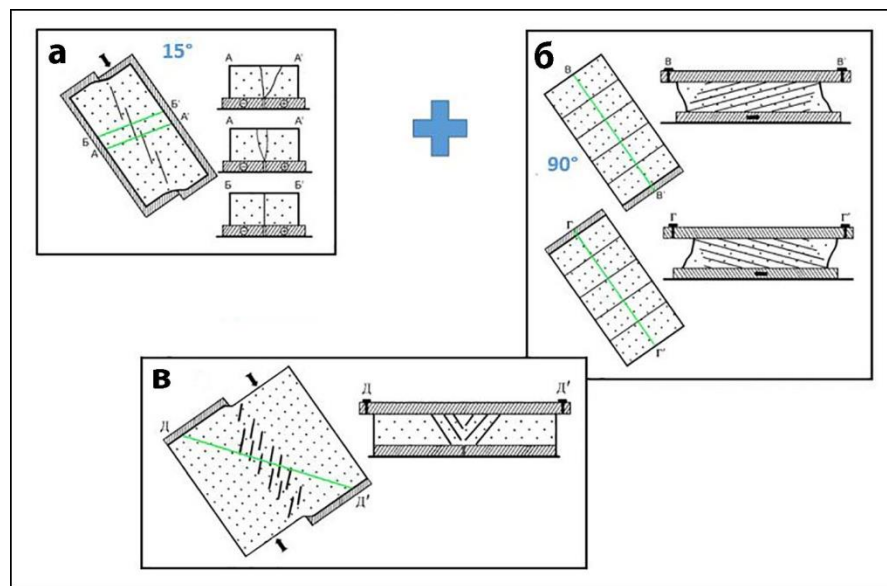


Рис. 7. Геометрия сколов Риделя: а, б – в физических моделях (схема). а – модель простого неоднородного сдвига (система чехол-фундамент), б – модель простого однородного сдвига (горизонтальное скашивание); в – предполагаемая конфигурация разрывов при сочетании обстановок

Следует подчеркнуть, что именно при таком подходе получает объяснение автономное развитие R-сколов по разные стороны от проекции разлома в фундаменте на поверхность (рис. 8).

Подтвердить наши построения с помощью физического моделирования технически очень сложно; в качестве примера можно привести результаты одного из опытов (рис. 9).

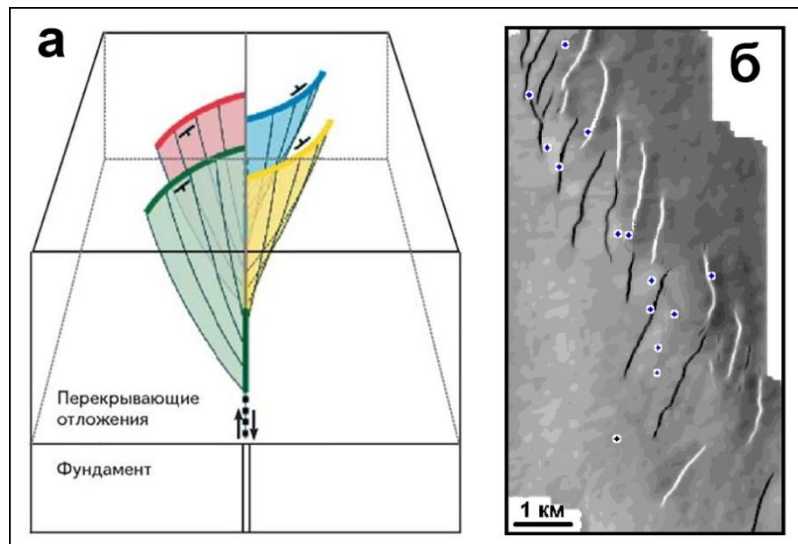


Рис. 8. Развитие независимых зон деструкции (R-сколов) по обе стороны от проекции сдвига в фундаменте в природных зонах сдвига: а – объемная модель сдвиговой зоны, построенная на основании анализа данных по сейсмическому кубу [3], б – фрагмент карты углов наклона. Еты-Пуровский вал, Западная Сибирь [по 2]

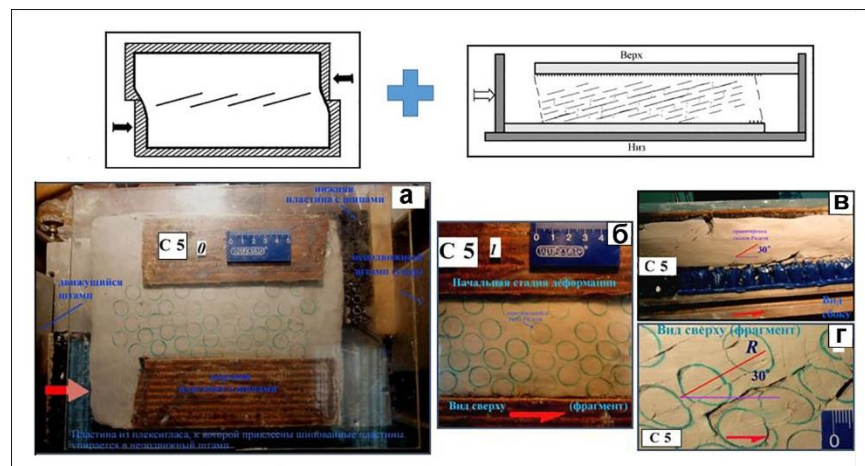


Рис. 9. Физическое моделирование сочетания двух типов (схема вверху) сдвига: а – общий вид модели из глины до деформации; б – начало деформации; в и г – фрагменты структуры при развитии деформации: в – вид сбоку, г – вид сверху. Угол с проекцией разлома «фундамента» равен 30°

В последнее время стало развиваться численное математическое моделирование сдвиговых зон. Одна из моделей была недавно представлена Р.А. Бакеевым и Ю.П. Стефановым [6]. В их работе особое внимание уделялось вопросу влияния глубины залегания разлома на 3-х мерную конфигурацию формирующихся зон локализованной деформации (иными словами, разрывного структурного парагенеза). Исследование деформации слоя геосреды выполнялось путем численного решения системы уравнений динамики упруго-хрупкопластичной среды. Один из результатов работы представлен на рис. 10.

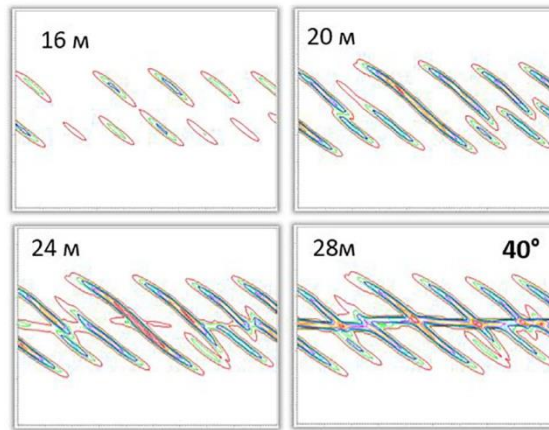


Рис. 10. Горизонтальные сечения структур нарушений для глубины разлома 4,5 км. Вышележащий слой 500 м. Цифры – величина смещений по разлому фундамента [6]

В представленном на рис. 10 случае углы нарушений (сколов Риделя) с проекцией разлома фундамента на поверхность достигают значения 40° . Следует заметить, что мощность чехла в районе упомянутого выше Еты-Пуровского вала имеет ту же величину, а ориентировка сколов Риделя на соответствующей глубине примерно такая же, как в представленной модели (см. рис. 3). Отличие состоит лишь в том, что в природе зоны деструкции (R-сколы) не протягиваются непрерывно через осевую линию зоны сдвига.

Выводы

Результаты интерпретации 3D-сейсмических данных показывают, что в верхних частях мощного осадочного чехла углы зон локализованной деформации (R-сколов) с проекцией сдвигового разлома в фундаменте могут достигать значительных величин, что противоречит теории и данным физического моделирования. В связи с этим возникают трудности с пониманием природы таких зон. Противоречие связано с тем, что в общепринятых моделях не учитывалось влияние нагрузки осадочного чехла. Математическое и физическое моделирование позволяет снять это противоречие и способствует правильной интерпретации сейсмических данных.

Список литературы

1. 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.
2. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью) / Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2009. 40 с.

3. *Никишин А.М., Старцева К.Ф.* Пример детального объемного строения сдвиговых зон по данным интерпретации 3D- сейсмических данных // Геология нефти и газа. 2015. №4. С. 29-33.
4. *Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А.* Тектонофизическое моделирование структур сдвига // Проблемы тектонофизики. К 40летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140.
5. *Фролова Н.С., Гончаров М.А., Короновский Н.В.* Роль скашивания осадочного чехла параллельно горизонтальной плоскости при формировании структурных парагенезов над сдвиговыми разломами в фундаменте // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. ИЗК СО РАН. Иркутск, 2009. Т. 2. С. 162-164.
6. *Бакеев Р.А., Стефанов Ю.П.* Влияние веса осадочных пород на строение сдвиговых разломных зон // М-лы докл. всероссийской конференции с международным участием "Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле". ИФЗ РАН. Москва, 2016. Т. 2. С. 237-241.

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ, СВЯЗАННЫЕ С РЕШЕНИЕМ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

ДИСЛОКАЦИИ В РЫХЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЛАДОЖЬЯ КАК ИНДИКАТОР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

А.О. Агibalов,¹ Г.П. Бардышев², Н.Г. Кошевой², А.А. Сенцов³, В.А. Зайцев⁴

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант, agibalo@yandex.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, студент

³ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с.

⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, в. н. с.

В данной работе изложены результаты палеосейсмологических наблюдений, проведенных на территории Приладожья в 2019 году. За время полевых работ были изучены разрезы песчаных отложений балтийского гляциолимния (поздний неоплейстоцен), вскрытых в заброшенных песчаных карьерах (табл. 1, рис. 1).

Точка наблюдения	Район	GPS координаты
4	пос. Хелюля	61°45'10,6''N 30°38'48,8''E
6	оз. Рюттюярви	61°50'14,4''N 30°45'28,7''E
I	урочище Тохма	61°45'53,3''N 30°37'26,2''E
II	оз. Нутьярви	61°51'00,8''N 30°45'23,9''E

Табл. 1. Расположение песчаных карьеров, в которых проводилось изучение разрезов песчаных отложений балтийского гляциолимния (поздний неоплейстоцен)

В двух из них, расположенных в районах пос. Хелюля (точка наблюдения 4) и оз. Рюттюярви (точка наблюдения 6), в 2018 году нами были обнаружены разрывные нарушения, интерпретируемые как палеосейсмодислокации [1, 2]. Новые данные о дислокациях в этих пунктах дополняют ранее полученные результаты и подтверждают достоверность выводов о сейсмодислокационной активности Приладожья в новейшее время. В точках наблюдения I и II впервые были зафиксированы дизъюнктивные и инъекционные структуры, генезис которых может быть связан с сейсмодислокационными процессами. Ниже приведено краткое описание изученных структур.

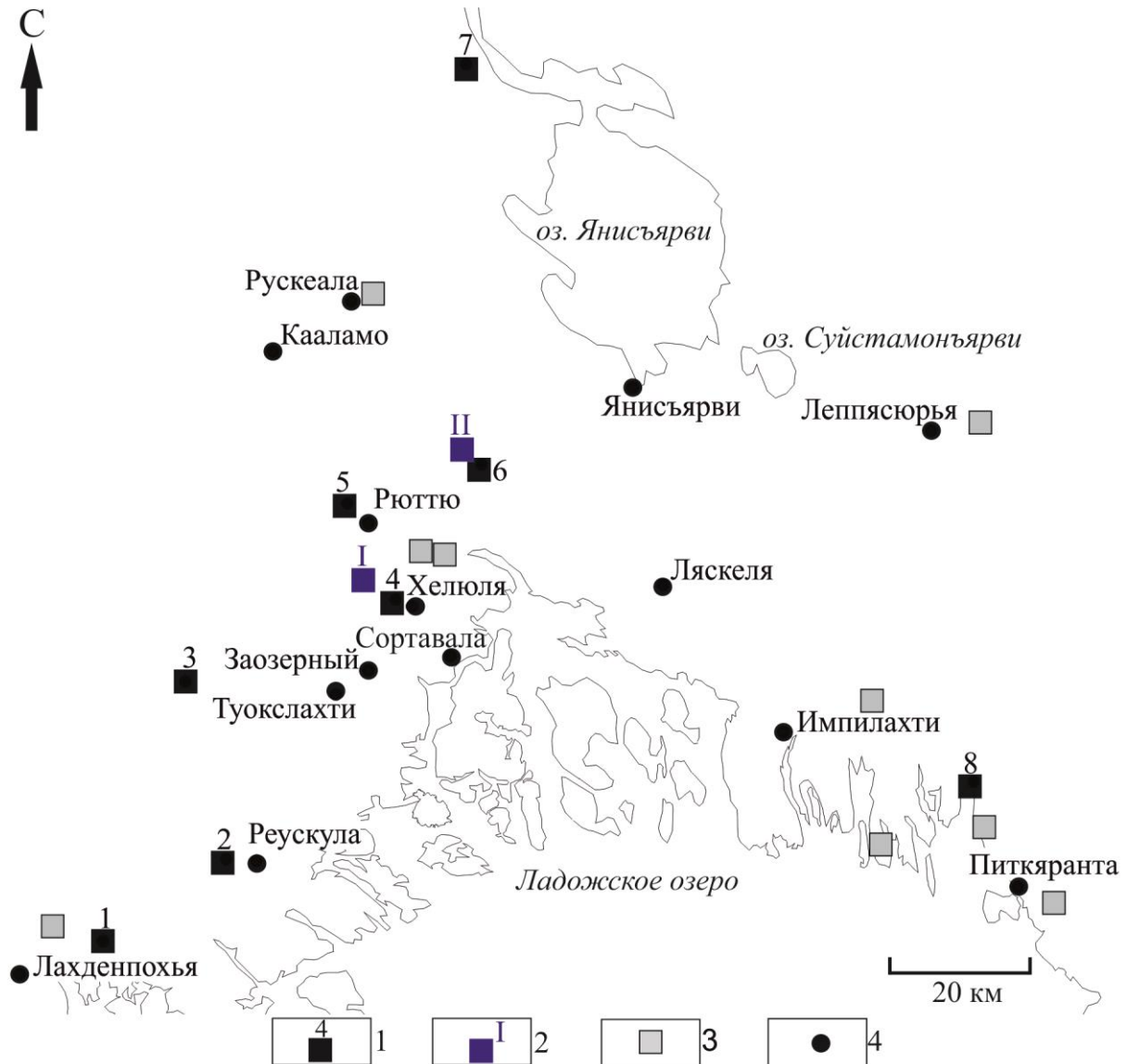


Рис. 1. Схема расположения песчаных карьеров, в которых обнаружены дислокации:

1-2 – точки наблюдения, в которых зафиксированы дислокации: 1 - разрывные нарушения, интерпретируемые как результат сейсмического воздействия; 2 – дислокации проблемного генезиса; 3 – каменные карьеры; 4 – населенные пункты.

1. В районе пос. Хелюля (точка наблюдения 4) отмечена ограниченная двумя погружающимися навстречу друг другу дизъюнктивами дислокация, имеющая клиновидную форму в разрезе. Ее линейные размеры составляют около 0,5 м. В центральной части «клина» наблюдается прослой палеопочвы (рис. 2). По-видимому, эта дислокация могла сформироваться в результате сеймотектонических процессов или морозобойного растрескивания. Сходные клиновидные структуры были описаны на южном берегу Финского залива А.А. Никоновым и А.В. Русаковым, рассматривавшим их как палеосейсмодислокации [3]. Альтернативная точка зрения по вопросу генезиса

упомянутых структур, предполагающая, что они возникли в результате криогенных процессов, высказана в статье И.Д. Стрелецкой [4].

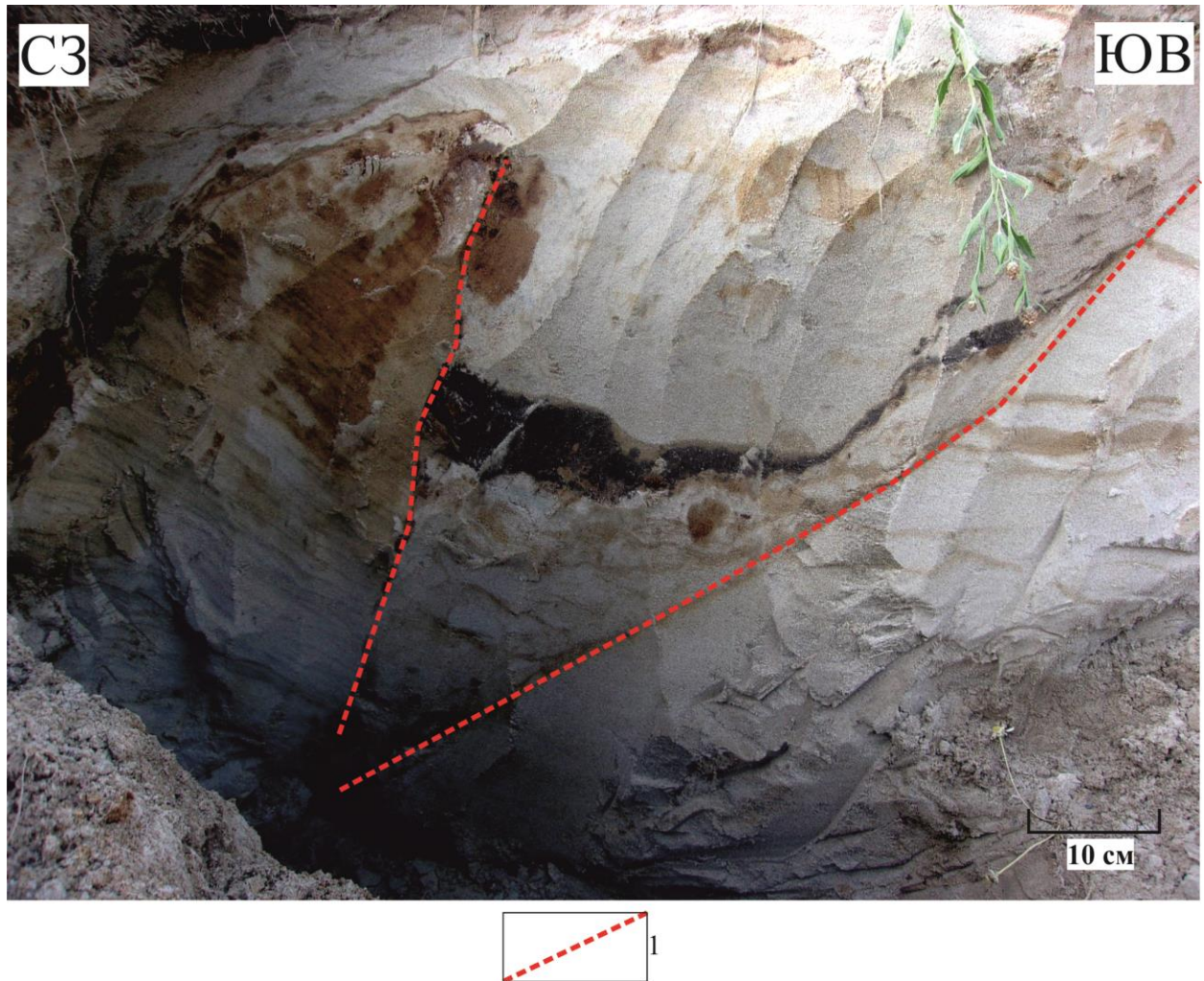


Рис. 2. Клиновидная структура, наблюдаемая в песчаных отложениях позднего неоплейстоцена в районе пос. Хелюля (точка наблюдения 4): 1 – границы клиновидной дислокации.

2. В районе оз. Рюттюярви в слоистых песках обнаружены дизъюнктивные нарушения и связанные с ними инъекционные структуры шириной около 15 см, сложенные грубозернистыми песками (рис. 3, 4). Поскольку отложения балтийского гляциолимния не перекрываются ледниковыми образованиями, данные структуры нельзя рассматривать как гляциодислокации. На наш взгляд, их формирование обусловлено сейсмотектоническими процессами, происходившими в Приладожье в новейшее время [1].

3. В районе урочища Тохма в толще слоистых песков было встречено единичное разрывное нарушение взбросовой кинематики с амплитудой смещения порядка 1 см (рис. 5).

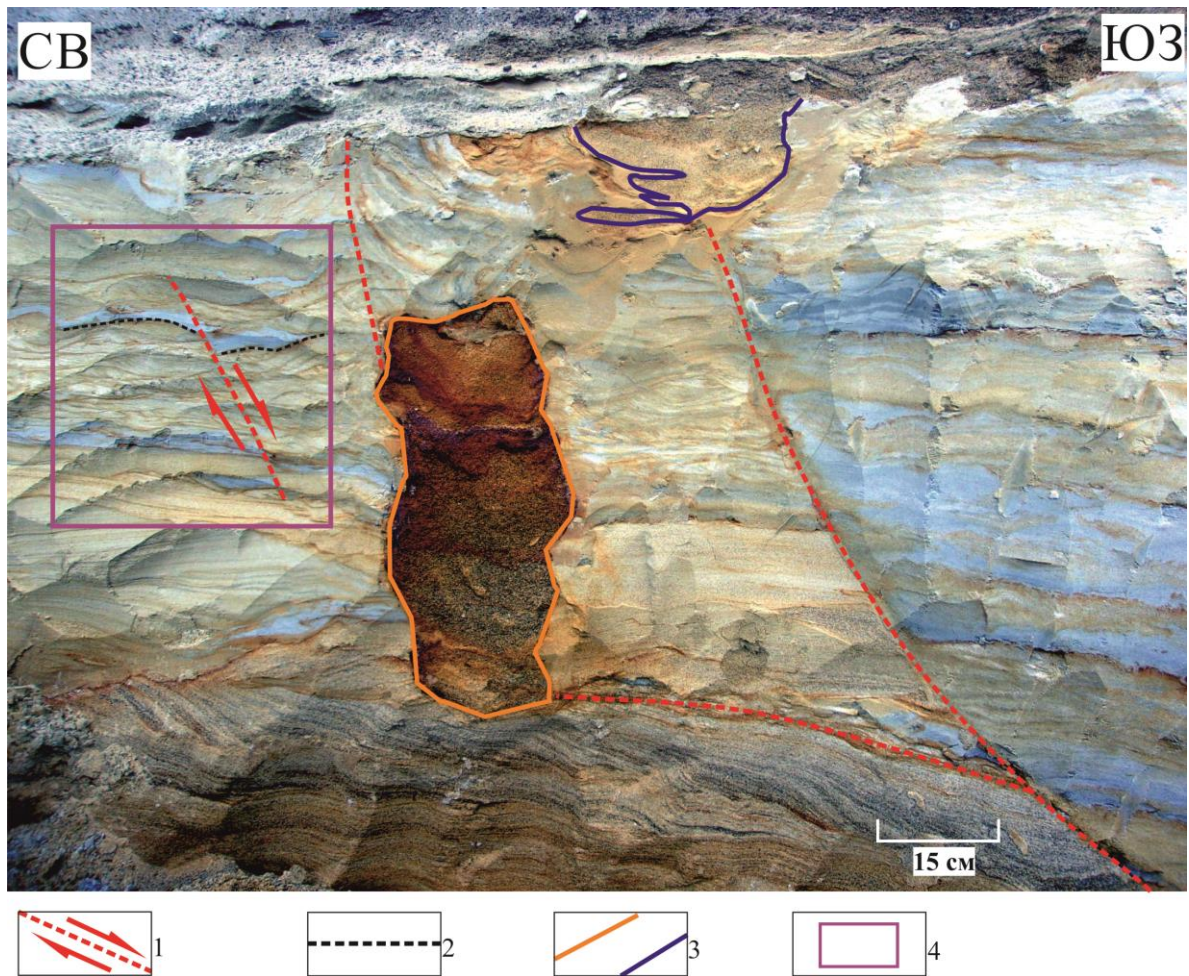


Рис. 3. Дизъюнктивные нарушения в слоистых песках позднего неоплейстоцена и связанные с ними инъекционные структуры, зафиксированные в районе оз.

Рюттъярви (точка наблюдения 6): 1 – разрывные нарушения и направления смещения по ним; 2 – маркирующие прослои; 3 – границы инъекционных структур; 4 – фрагмент стенки карьера, показанный на рис. 4 в большем масштабе.

4. В районе оз. Нутъярви зафиксировано внедрение песчаного материала, отличающегося по цвету и размерности зерен, в виде инъекционной микродайки шириной около 10 см (рис. 6).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

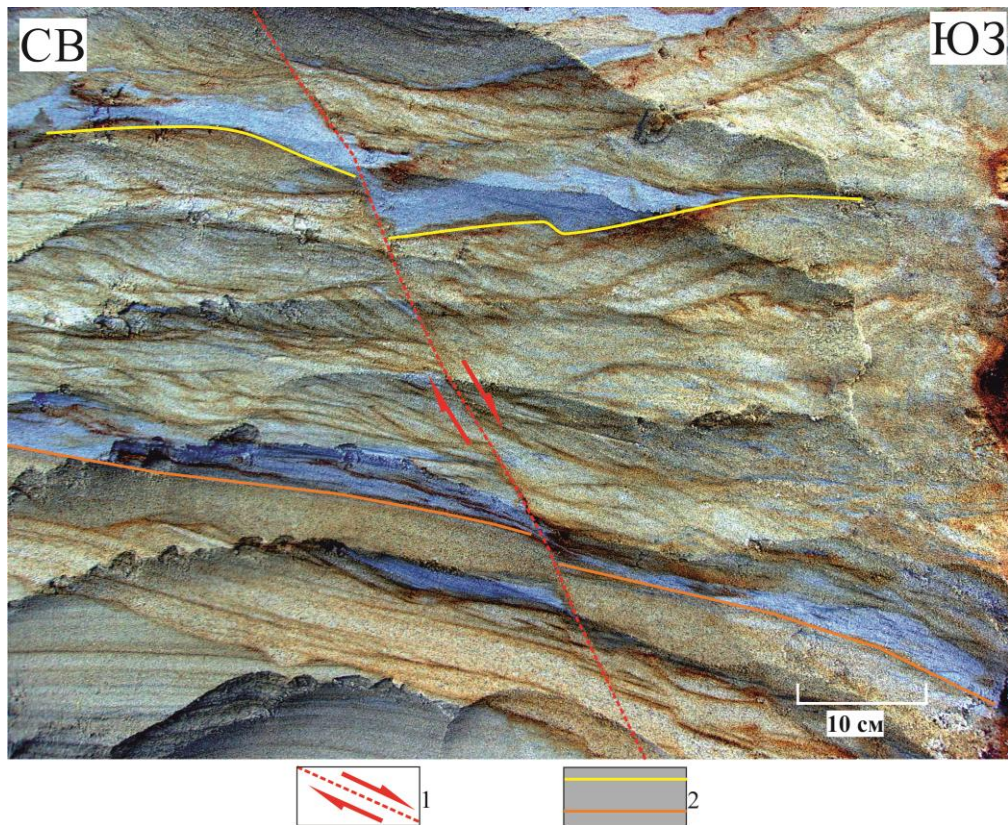


Рис. 4. Сброс в слоистых песках позднего неоплейстоцена, зафиксированный в районе оз. Рюттюярви (точка наблюдения б): 1 – разрывное нарушение и направление смещения по нему, 2 – маркирующие прослой

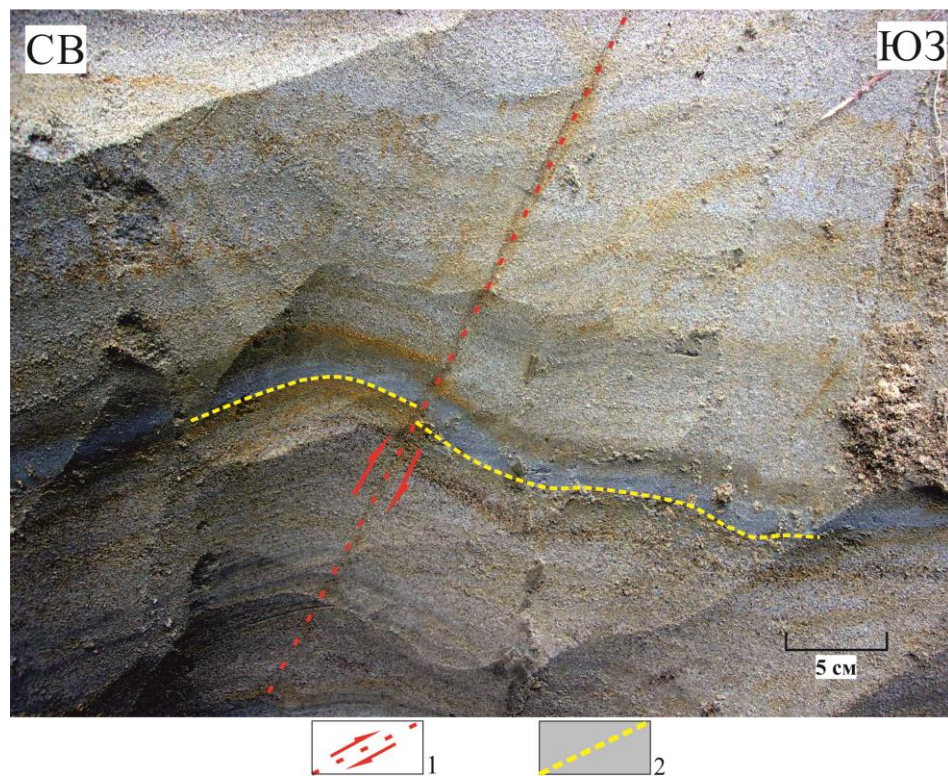


Рис. 5. Взброс в слоистых песках позднего неоплейстоцена в районе урочища Тохма (точка наблюдения II): 1 – разрывное нарушение и направление смещения по нему, 2 – маркирующий прослой

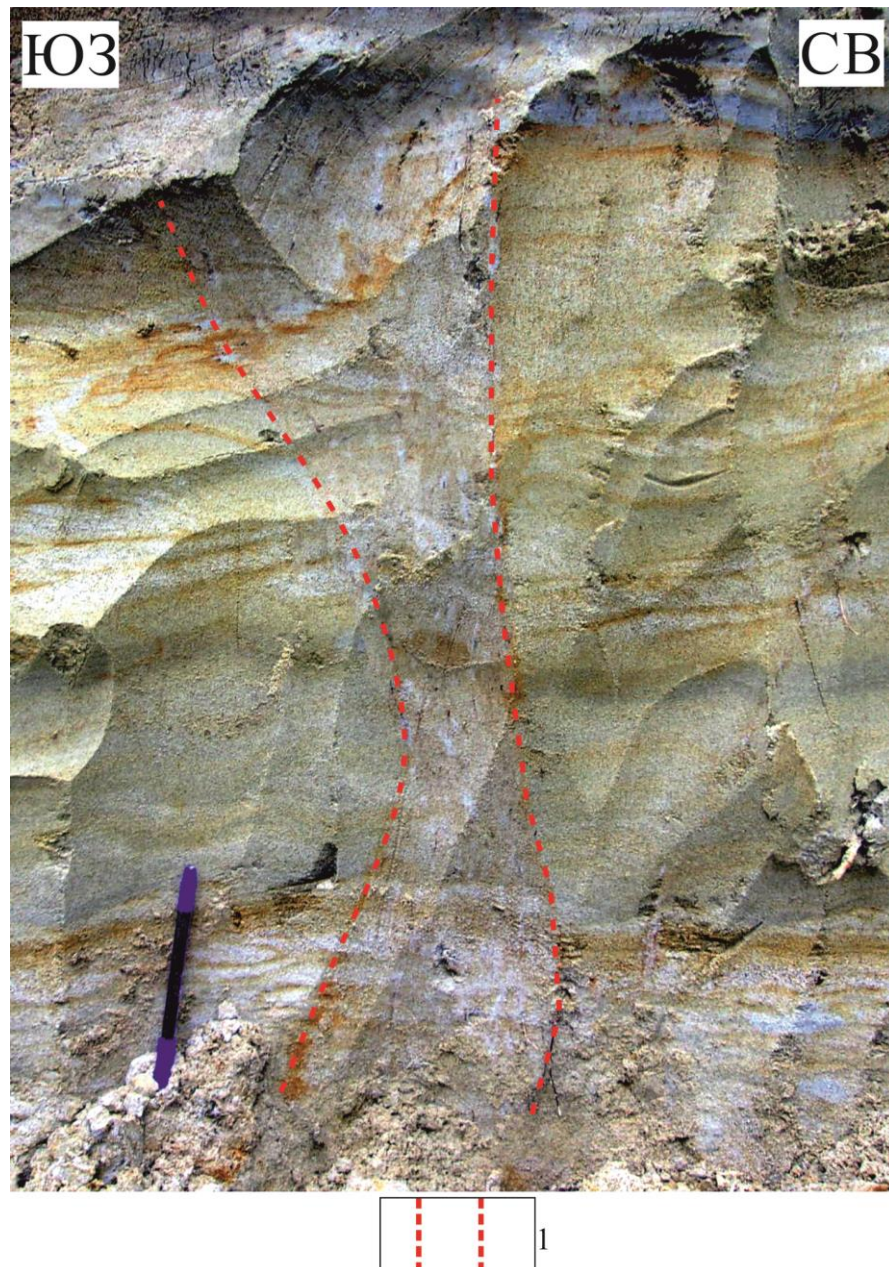


Рис. 6. Инъекционная микродайка в песках позднего неоплейстоцена в районе оз.

Нутьярви: 1 – граница инъекционной структуры

Список литературы

1. Агibalов А.О. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях Северного Приладожья как индикатор сейсмотектонических процессов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. №2. С. 17-22.
2. Агibalов А.О., Сенцов А.А., Бардышев Г.П., Зайцев В.А. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях Северного Приладожья как индикатор новейшей сейсмотектонической активности территории // Материалы всероссийской научной конференции "Восточно-Европейская платформа: геология, неотектоника, геоморфология». М.: Перо, 2018. С. 38-56.

3. Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1–12.
4. Стрелецкая И.Д. Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. №1. С. 3-12.
5. Палеосейсмология / под ред. Д.П. Мак-Калпина. Т.1. М.: Научный мир. 2011. 560 с.

МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА АБРАУ

В.И. Попков¹, О.Ю. Крицкая², А.А. Остапенко², И.Е. Дементьева³

¹Кубанский государственный университет», профессор, e-mail: geoskubsu@mail.ru

²Кубанский государственный университет, доцент

³Кубанский государственный университет, старший преподаватель

Полуостров Абрау, расположенный между городами Анапа и Новороссийск, по особенностям развития геологических процессов выделяется среди других участков Черноморского побережья Кавказа (рисунок 1). Он отличается высокой тектонической и сейсмической активностью. Проявившиеся здесь в недавнем геологическом прошлом крупные сейсмические события определили современный облик ландшафтов территории, в частности: особенности рельефа, в том числе подводного, активность современных геологических процессов, характер субстрата, на котором произрастают уникальные растительные сообщества [1, 2].

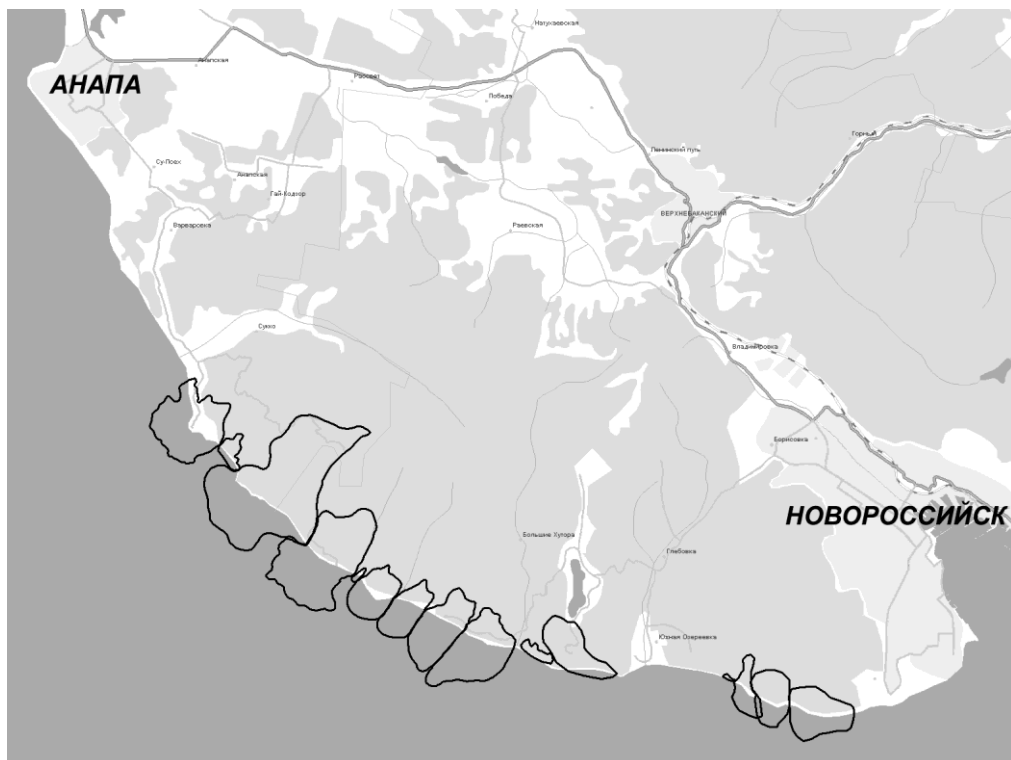


Рис. 1. Обзорная схема обвально-оползневых структур полуострова Абрау

В тектоническом отношении полуостров Абрау находится в зоне сочленения южного крыла Новороссийско-Лазаревского синклиория, Анапского выступа, Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов. Высокая современная геодинамическая активность территории может быть обусловлена процессами поддвига структур

Черноморской впадины под складчато-орогенные сооружения Северо-Западного Кавказа [3, 4].

Сложена территория в основном породами мелового и палеогенового флиша. Среди меловых отложений здесь отмечены породы кампанского и маастрихского ярусов, представленные ритмичным переслаиванием мергелей, известняков, песчаников и алевролитов. Палеогеновые отложения также имеют флишевое переслаивание с меньшим содержанием карбонатных пород и большим глинистых. Наиболее мощными здесь являются отложения анапской свиты, свиты мысхако и лихтеровской, мощность которых на отдельных участках достигает 350–400 м. В пределах прилегающей акватории наиболее широко представлены глинистые и глинисто-мергелистые отложения нижнего и верхнего неогена.

Свидетельством высокой сейсмической активности являются характерные для данной территории крупные обвально-оползневые структуры. Оползни сейсмогравитационного генезиса отчетливо читаются на космоснимках, батиметрических картах и очень хорошо выражены в рельефе (рисунок 2).

Данные структуры в той или иной степени были описаны в литературе и ранее, хотя и не изучены подробно [5-8 и др.]

В результате проведения нами исследований на данной территории было установлено, что наиболее выраженные проявления сейсмогравитационных процессов отмечаются на участке побережья от устья р. Сукко до устья р. Озерейка, включая мыс Утриш, п-ов Малый Утриш, оз. Абрау. Отдельные сейсмогравитационные проявления встречаются вплоть до п. Мысхако (окраина г. Новороссийск). Данная территория протягивается на расстояние около 35 км [4]. Всего в ходе проведенных исследований авторами к настоящему моменту закартировано и описано 11 крупных сейсмогравитационных образований [1] (см. рис. 1). Целью настоящей работы является обзор методов палеосейсмологических исследований, которые применялись авторами для изучения и картирования сейсмогравитационных структур полуострова Абрау с учетом физико-географических, геолого-тектонических и структурно-геоморфологических особенностей территории.

Проведение детальных палеосейсмологических исследований основано на применении палеосейсмогеологического метода, позволяющего пополнить статистические базы сильных землетрясений за счет сейсмособытий, произошедших сотни и даже тысячи лет назад. В основе его лежит анализ сейсмодислокаций. При этом они зачастую являются единственным источником сведений о сильных палеоземлетрясениях и их повторяемости.

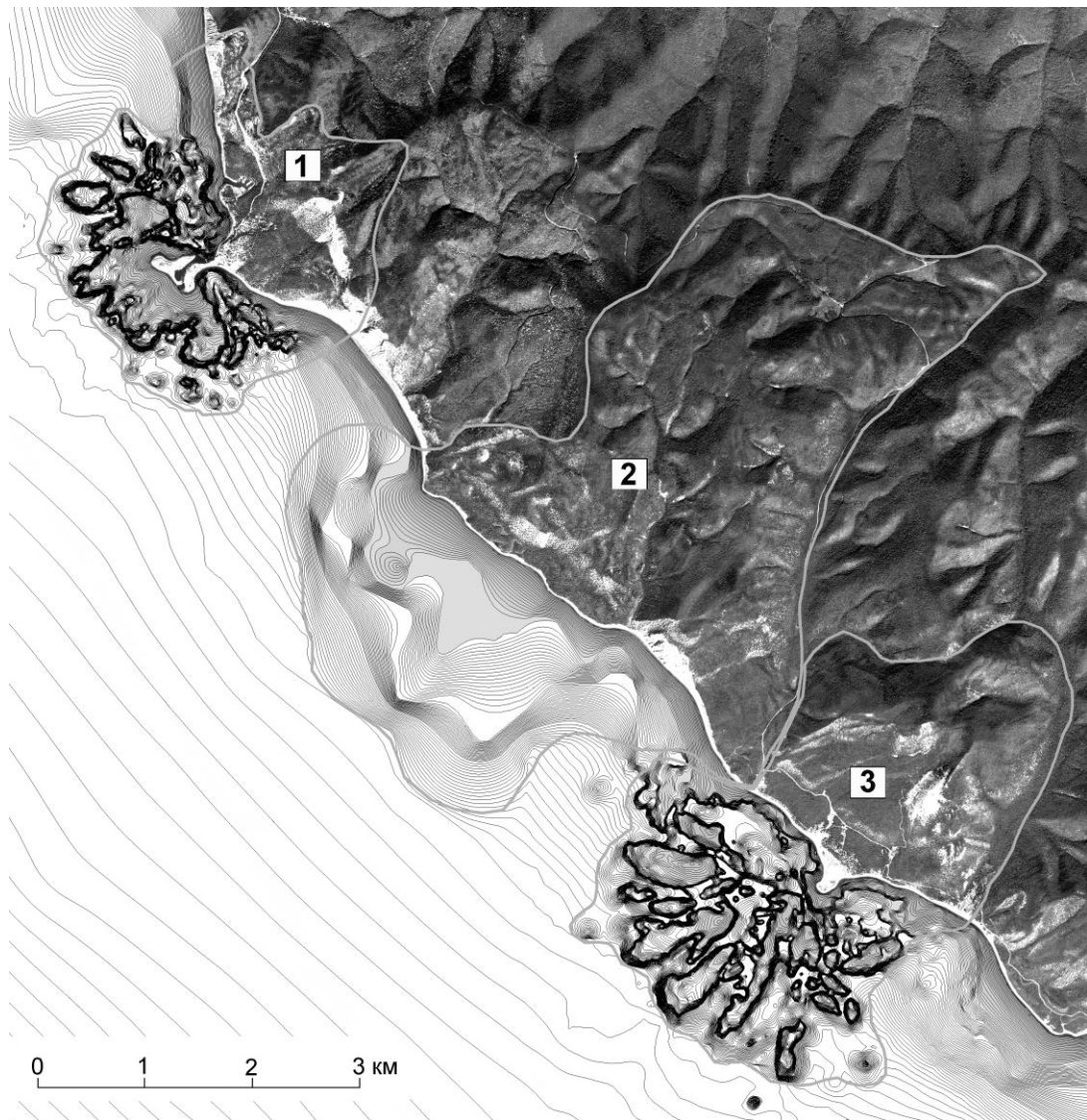


Рис. 2. Крупнейшие сейсмогравитационные структуры между мысом Утриш и полуостровом Малый Утриш: 1 – оползень Большого Утриша; 2 – оползень Лагунный; 3 – оползень Малого Утриша

В основу методики изучения степени и характера тектонической активности зон разломов во многом положен опыт изучения сейсмодислокаций, образованных в эпицентральных зонах сильных континентальных землетрясений. Для составления общей картины возможных сейсмических событий в районе исследований было необходимо:

- уточнение границ и положения различных типов палеосейсмодислокаций;
- определение внутреннего строения палеосейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций;
- определение факторов, влияющих на размеры сейсмогравитационных дислокаций;
- расчет вероятной магнитуды землетрясений по сопоставлению с данными, полученными при анализе современных инструментально зафиксированных сейсмических событий и их выраженности в рельефе.

Теоретические основы палеосейсмогеологии были заложены Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко в 50-х годах XX века, широко использовались, активно применяются и разрабатываются до сих пор иркутскими сейсмогеологами в работах по оценке сейсмической опасности в Сибири и Монголии.

В процессе исследований ставилась задача изучить весь спектр явлений, созданных сильными землетрясениями прошлого. При этом основное внимание уделялось выделению, картированию и изучению сейсмогравитационных деформаций, так как они занимают наибольшие площади и более всего выражены в современном рельефе. При проведении таких исследований необходимо учитывать особенности территории, повлиявшие на сохранность палеосейсмических форм.

В целом для Северо-Западного Кавказа характерен выраженный гумидный климат и соответствующие ему густые леса. Основными особенностями, определяющими процессы экзоморфогенеза, являются: повышенное количество осадков, и как результат – высокая интенсивность эрозионных, склоновых и селевых процессов. Все эти факторы обуславливают высокую скорость денудации и слабую сохранность палеосейсмических дислокаций (прежде всего первичных) и сейсмогравитационных деформаций.

Помимо этого на Северо-западном Кавказе широко распространены оползни экзогенного генезиса, что может влиять на интерпретацию полученных данных, так как оползни сейсмогенной природы могут быть схожи по морфологии с экзогенными. Однако территория полуострова Абрау заметно выделяется по своим физико-географическим и геоморфологическим характеристикам, и здесь отмечается лучшая сохранность сейсмогравитационных деформаций и их отчетливая выраженность в рельефе по сравнению с другими участками Черноморского побережья.

Прежде всего, этому способствует большая засушливость климата по сравнению с расположенными южнее участками побережья. На исследуемой территории практически нет постоянных водотоков, временные также маловодны и только в ограниченный период времени. Скорости водной эрозии и плоскостного смыва снижены, а классические оползневые процессы, гидрологические и гидрогеологические обусловленные, здесь не развиты. Аридностью климата обусловлен и разреженный растительный покров, представленный ксерофильными сообществами (можжевельник, фисташка туполистная, грабинник). Это значительно улучшает качество дешифрирования снимков и позволяет отчетливо увидеть различные морфологические элементы сейсмогенных структур.

Благоприятным фактором в исследованиях сейсмогравитационных форм данной территории является также их открытость со стороны моря и препарировка фронтальных частей сейсмогенных оползней абразионными процессами. Таким образом, со стороны

моря фронтальные части сеймотектонических структур в пределах исследуемой территории отлично обнажены, что позволило вывить и уточнить границы данных форм, оценить характер и направление смещений, оценить распространение и состав различных типов сейсмогравитационных отложений. Частично вскрывают отдельные сейсмогравитационные формы и речные долины. Однако в днищах долин следы молодых смещений часто оказываются завуалированными русловыми и склоновыми процессами.

Таким образом, для проведения исследований сейсмогравитационных форм полуострова Абрау эффективным представляется применение комплекса методов, включающего структурно-геоморфологическое дешифрирование космоснимков, а также ряд геолого-геоморфологических методов.

Дистанционные методы исследования включали, прежде всего, работу с космическими снимками, сделанными в разное время года и полученными из общедоступных источников (GoogleEarth и SASplanet).

На основании структурно-геоморфологического дешифрирования космических снимков проводилось выделение границ сейсмогравитационных структур, положение которых уточнялось в ходе полевых наблюдений. Также проводилась оценка их морфологических и морфометрических параметров.

В ходе проведения дешифрирования космических снимков на исследуемой территории был выявлен присущий сейсмогравитационным структурам типичный бугристый оползневой рельеф с выраженными стенками срыва, цирками, террасами и отдельными сеймотектоническими отторженцами. Причем зоны отрыва на снимках отчетливо видны даже там, где на местности они слабо выражены.

Помимо этого при дешифрировании были выявлены особенности размещения эрозионной сети, индицирующей распространение сейсмогравитационных форм. В частности отмечены участки смещения истоков некоторых водотоков вниз по противоположному склону. Также было отмечено, что в пределах сейсмогравитационных оползней эрозионная сеть практически не проработана, что является важным дешифровочным признаком. Кроме того при проведении дистанционных исследований использовались косвенные признаки наличия тех или иных геоморфологических особенностей. К ним относятся в первую очередь геоботанические, позволяющие по характеру растительности и ее распределению выявить участки не только различные по морфологии, но и определить некоторые гидрогеологические параметры и состав отложений, так как эти факторы определяют степень дренированности субстрата, особенности распределения растений, их видовой состав.

Пример работы по дешифрированию одной из сейсмогравитационных структур можно увидеть на рисунке 3, где на снимке цифрами показаны основные части структуры, различные по своей морфологии и генезису, а на схеме выделены основные морфологические элементы данной формы.

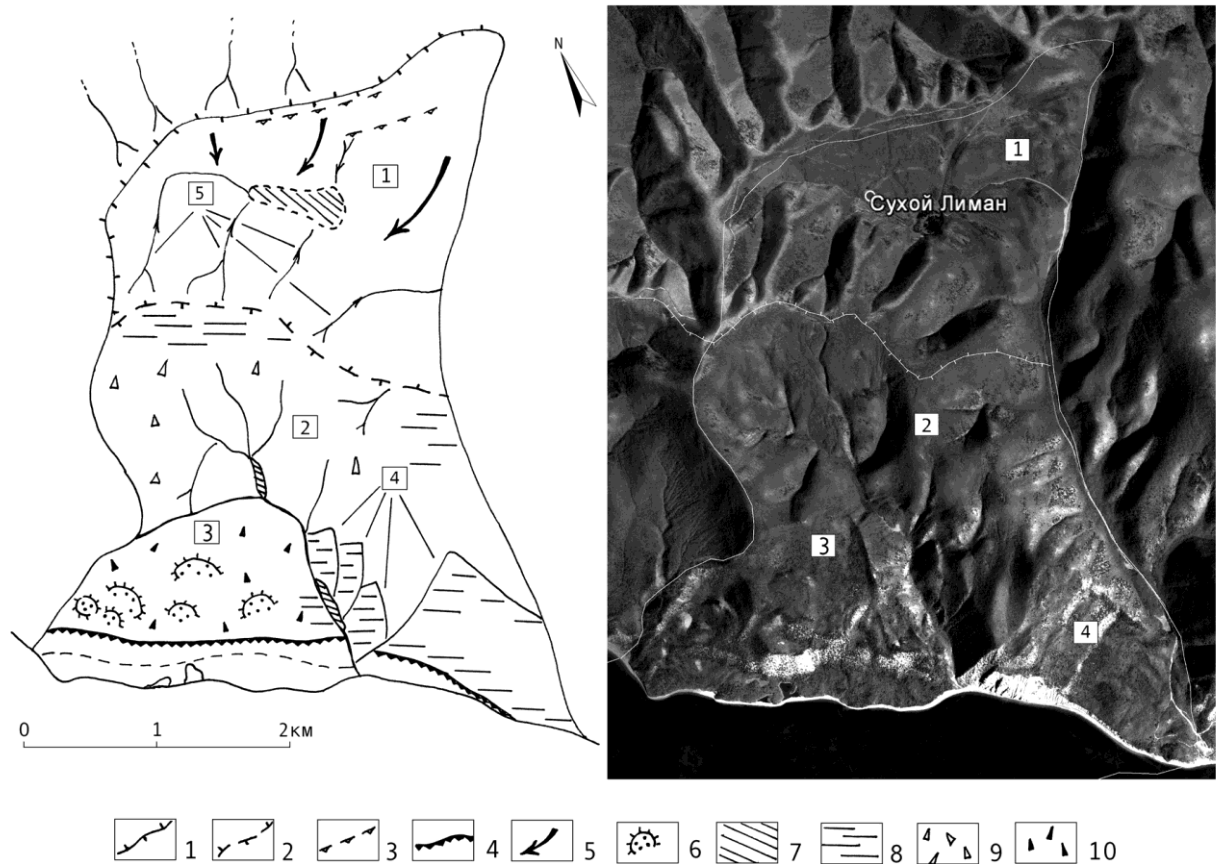


Рис. 3. Схема основных морфологических элементов наземной части сейсмогравитационной структуры Лагунной: 1 – современный водораздел хр. Навагир; 2 – водораздел, сместившийся в результате сейсмических событий; 3 – зоны отрыва и скольжения верхней части хр. Навагир; 4 – уступ фронтальной части оползня, приуроченный к предположительному сейсмогенному разрыву; 5 – направления движения сейсмогравитационной структуры; 6 – сейсмогравитационные отторженцы; 7 – дно котловин, образовавшихся в результате сейсмогравитационных смещений; 8 – участки слабо нарушенного залегания коренных пород; 9 – породы средней степени дезинтеграции; 10 – максимально дезинтегрированные породы.

Для работы использовались топографические карты масштаба 1:50000, геологические карты масштаба 1:200000, батиметрические сонарные карты Navionix, космические снимки со спутников Google и Yandex.

Полевые исследования, которые осуществлялись при проведении данной научно-исследовательской работы, основывались на общей методике полевых геологических и геоморфологических исследований [9, 10]. Также применялись частные методики, позволяющие изучить определенный вид геологических процессов и форм, например общая методика полевого описания берегов В.П. Зенковича [11].

В ходе проведения полевых исследований проводились визуальные и полуинструментальные наблюдения. Маршруты для исследований прокладывались так, чтобы выявить основные морфологические особенности сейсмогравитационных структур как в продольном, так и в поперечном направлении. В последнем случае – это маршруты вдоль береговой линии. В результате были выявлены и уточнены границы сейсмогравитационных структур и положение их основных морфологических элементов (зон отрыва, цирков, отторженцев и пр.), положение и характер тектонических нарушений; фиксировалась смена механического и литологического состава отложений; измерялись элементы залегания коренных пород; отмечалась активность современных геологических процессов (абразии, эрозии, гравитационных процессов) по прямым и косвенным признакам.

Одной из решаемых задач во время проведения исследований было определение относительного возраста и активности сейсмогравитационных структур. Об этом также можно судить по ряду косвенных признаков. В исследуемом районе – это характер береговой линии, активность и направленность береговых процессов. Так во время проведения исследований береговой линии заповедника «Утриш» в 2018 г. авторами была установлена четкая закономерность приуроченности аккумулятивных берегов с широкими пляжами к наиболее крупным сейсмогравитационным структурам, выдающимся в море. Установлены также стадии развития различных участков береговой линии, которые зависят, прежде всего, от возраста сейсмических событий, которые привели к изменению берега [2].

Так, например, было установлено, что к наиболее крупной и древней сейсмогравитационной структуре данного района – Лагунному оползню – приурочен участок выровненного аккумулятивного берега с псевдолагунами. Это является результатом длительного развития данного участка в условиях значительного количества рыхлых отложений (в этом случае сейсмогравитационного коллювия) и положительного баланса наносов. В то же время на участках срезания морем более молодых сейсмогравитационных форм выравнивание берега идет еще очень активно, о чем можно судить по интенсивным абразионным проявлениям и значительному перемещению береговых наносов.

Все это позволяет сделать вывод о том, что при изучении палеосейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций требуется применение целого ряда методов как дистанционных, так и полевых. Причем для каждого случая необходимо учитывать физико-географические и геолого-геоморфологические особенности территории, которые дают возможность комплексно подойти к изучению данных форм и получить значительное количество информации без широкого применения дорогостоящих методов, включая геофизические.

Список литературы

1. *Крицкая О.Ю., Попков В.И., Остапенко А.А.* Палеосейсмические факторы формирования современного рельефа Черноморского побережья Кавказа на участке Анапа – Новороссийск // Геоморфология. 2017. № 4. С. 27-34.
2. *Крицкая О.Ю., Попков В.И., Остапенко А.А.* Опасные геологические процессы полуострова Абрау // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: коллективная монография по материалам VII Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Ессентуки. 6-9 декабря 2017 г. Т. VII. Ч. 2. М.: ИИЕТ РАН, 2018. С. 340-350.
3. *Попков В.И.* Структурная геология зоны сочленения Черноморской впадины и Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах Академии наук республики Башкортостан. 2010. №15. С. 21-28.
4. *Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н.* О тотальной сейсмостектонической переработке южного склона Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 431-434.
5. *Несмеянов С.А., Шмидт Г.А., Щеглов А.П.* Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. 1987. № 3. С. 74-78.
6. *Никонов А.А.* Об исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале в районе г. Анапы // Сейсмологический бюллетень Украины за 1993 г. Симферополь: изд-во ИГ НАНУ, 1996. С. 84-87.
7. *Островский А.Б.* Палеосейсмостектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 46-58.
8. *Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М.* Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

9. *Симонов Ю.Г.* Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. Спб: Питер, 2005. 427 с.
10. *Спирidonов А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картирования. М.: Высшая школа, 1970. 458 с.
11. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Наука, 1962. 710 с.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИИ

Е.А. Рогожин¹

¹*ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. н. с, зав. отделением, e-mail: eurog@ifz.ru*

Аннотация

Сейсмические очаги, как правило, приурочены к зонам крупных активных разломов. С нарастанием энергии землетрясения они становятся всё более сложными в структурном отношении. То есть в природе существуют сравнительно просто устроенные очаги, приуроченные к плоскостям крупных разломов или формирующихся в дизъюнктивных узлах разного ранга, и очень сложные очаги землетрясений, характеризующиеся объёмной структурой вдоль границ крупных сейсмогенных блоков. Разные по строению очаги по-разному проявляются в виде сейсмодислокаций на поверхности. Рассмотренные материалы оперативного сейсмотектонического изучения Нефтегорского 1995 г., о.Сахалин, М=7.6; Алтайского 2003 г., Горный Алтай, М=7.3; Олюторского 2006 г., Камчатский край, М=7.8 землетрясений показали, что очаги первых двух событий были приурочены к крупным активным разломам и дизъюнктивным узлам сочленения крупных региональных разломов, а третье землетрясение имело объёмный очаг в виде протяженного блока земной коры, обрамленного активизировавшимися при землетрясении разрывами, и разделенного на сегменты менее протяженными разрывами поперечного простирания. В результате проведенных исследований были разработаны комплексные объёмные сейсмотектонические модели их очагов.

Введение

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР затем РАН традиционно был лидером в стране по изучению зон сильных землетрясений. Сейсмологи и сейсмотектонисты ИФЗ, наряду со специалистами из других профильных организаций на местах, принимали участие в экспедиционных работах по обследованию их эпицентральных зон.

В отечественной сейсмотектонике в семидесятые-восемидесятые годы XX века сложились противоречивые представления о приуроченности сейсмических очагов к определенным геологическим структурам. И.Е. Губин [1] и Н.В. Шебалин [2] связывали сейсмические проявления с плоскостями крупных, в основном вертикально проникающих в недра разломов. В.И. Кейлис-Борок [3] с соавторами (1973 г.) пришли к выводу, что эпицентры крупных землетрясений "салятся" в дизъюнктивные узлы разных рангов, Г.П. Горшков [4] настаивал на объёмной, боковой природе очага землетрясения.

Для выяснения тектонической позиции, характера, величины смещений и истории сейсмических активизаций очагов сейсмостектоническая группа ИФЗ РАН совместно с сейсмологами изучили зоны всех сильнейших землетрясений конца XX, начала XXI вв. в Северной Евразии с выходом сейсмического очага на поверхность. Рассмотрим их результаты на примерах: Нефтегорского 1995 г., о.Сахалин, $M=7.6$; Алтайского 2003 г., Горный Алтай, $M=7.3$; Олюторского 2006 г., Камчатский край, $M=7.8$ сильнейших сейсмических событий.

Материалы сейсмостектонического изучения сильных землетрясений

Очаг **Нефтегорского землетрясения 1995 г.** на Северном Сахалине вышел на дневную поверхность в виде системы сейсморазрывов общей протяженностью около 40 км (рис. 1). Интересно, что разрыв при землетрясении произошел не по крупнейшей тектонической структуре региона (Хоккайдо-Сахалинскому разлому меридионального простирания), а по структуре более низкого ранга – Верхне-Пильтунскому разлому, вспоров его практически целиком.

Вертикальные смещения во время Нефтегорского землетрясения в зоне сейсморазрыва были характерны только для участков развития брахиантиклиналей, между которыми сейсмодислокация имела вид чистого правостороннего сдвига. Антиклинали в результате сейсмогенной подвижки по разлому несколько увеличили свои амплитуды. Система первичных сейсмодислокаций состояла из магистрального сейсморазрыва, простирающегося в юго-юго-западном – северо-северо-восточном направлении, и нескольких оперяющих разрывов, осложняющих его в районе северного окончания. Смещение крыльев магистрального сейсморазрыва представляло правосторонний сдвиг, на отдельных участках имеющий взбросовую составляющую. Максимальная амплитуда правого сдвига отмечалась в центральной части протяженной системы сейсморазрывов и составляла около 8 м, максимальная амплитуда взброса достигала 2 м [5] (рис. 2). Взброшенным было в основном западное крыло сейсморазрыва. Кроме первичных сейсмодислокаций на поверхности возникли многочисленные выбросы разжиженного песчано-глинистого материала в виде грифонов и небольших грязевых сопок.

Выяснилось, что в траншее В (см. рис. 3) погребенная палеопочва, расположенная в западном крыле сейсморазрыва, образовалась 1800 ± 40 лет назад (ГИН 8445). В восточном крыле аналогичная палеопочва имеет возраст 1850 ± 180 лет (ГИН 8446), а расположена на один метр ниже горизонта, вскрытого в западном крыле. В основании современной почвы, имеющей в западном крыле сейсморазрыва мощность до 35 см, отобран образец, возраст которого составляет 1410 ± 40 лет (ГИН 8447).

В более северной, траншее (см. рис. 3 А) древнее смещение определяется

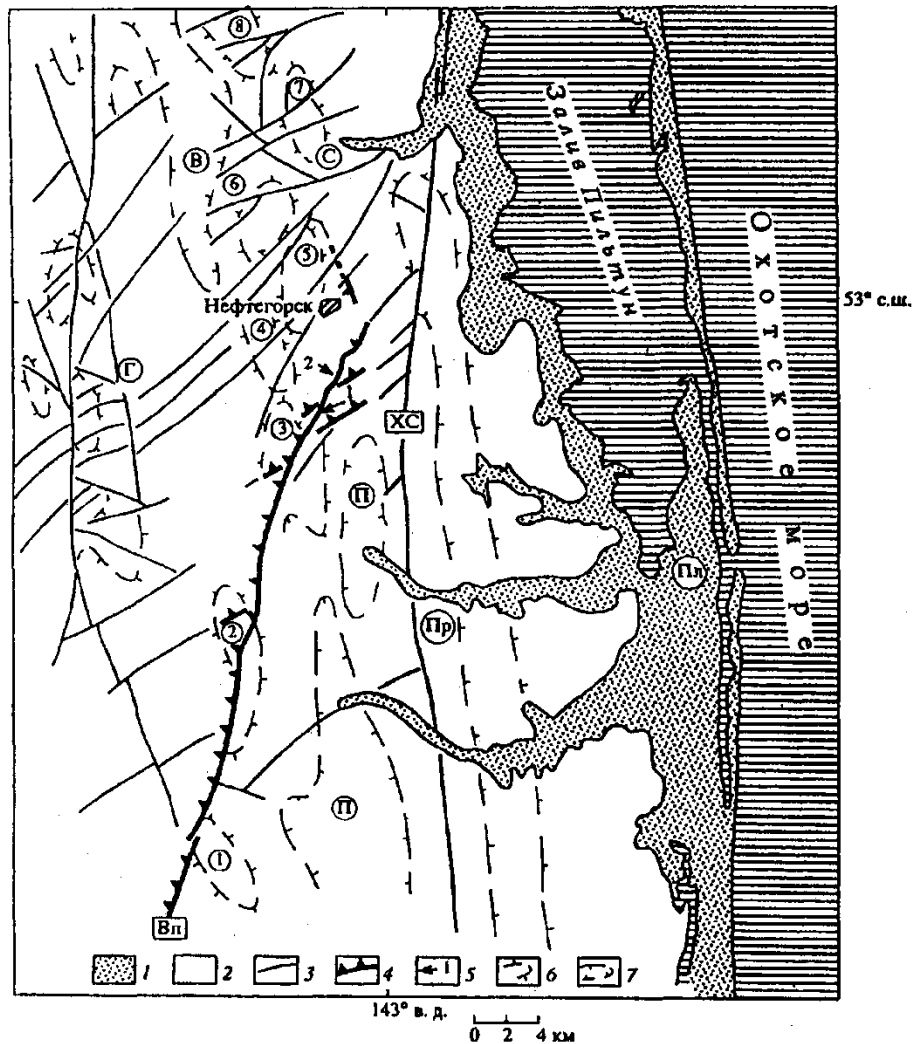


Рис. 1. Схематическая геологическая карта очаговой области Нefтегорского землетрясения [5]. 1, 2 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые; 3 – разломы; 4 – сейсморазрыв землетрясения (зубчиками указано направление падения сместителя); 5 – положение и номера палеосейсмогеологических траницей; 6, 7 – складки: б – антиклинальные (цифры в кружках: 1 – Таковская, 2 – Верхнепильтунская, 3 – Среднепаромайская, 4 – Южно-Кенигская, 5 – Кенигская, 6 – Малосабинская, 7 – Сабинская, 8 – Западносабинская). Группы складок (буквы в кружках) антиклинальные: Г – Гыргыланышская, С – Сабинская, Пр – Паромайская, и синклинальные: В – Волчинская, П – Среднепильтунская, Пл – Пильтунская впадина. Крупные разломы (буквы в квадратах): Вп – Верхне-Пильтунский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский.

возрастом горизонта торфяной почвы. По данным радиоуглеродного анализа это - 1060 ± 40 лет (ГИН 8448). Таким образом, возникает ряд из трех сильных землетрясений, происшедших в древности в этом сейсмическом очаге и проявившихся в виде сейсморазрывов по той же системе сейсмодислокаций. Промежуток времени от одного толчка до другого составляет около 400 лет.

Очаг **Алтайского землетрясения 2003 г.** с $M=7.3$ вышел на поверхность в виде протяженной системы первичных сейсмодислокаций, образовав разветвленную систему

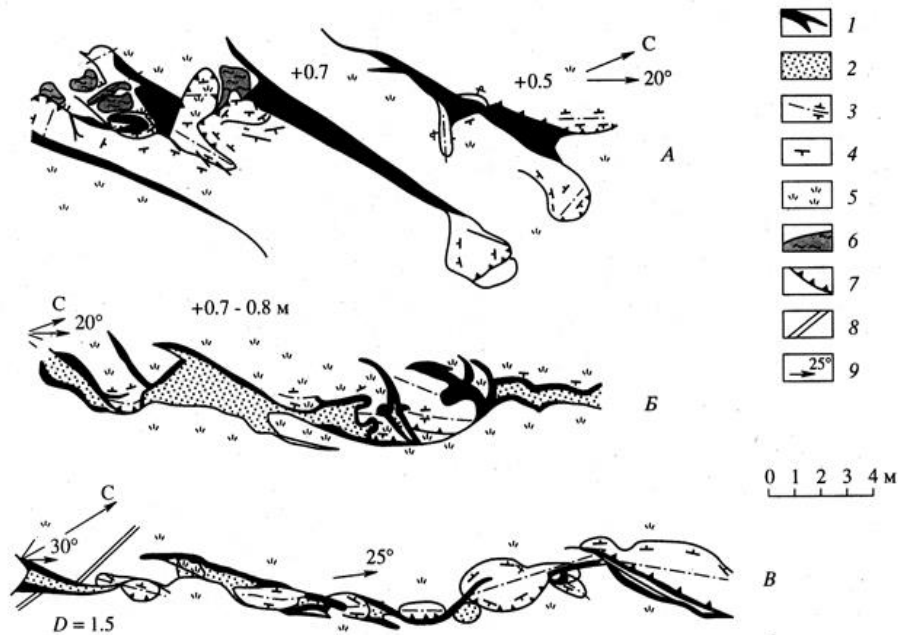
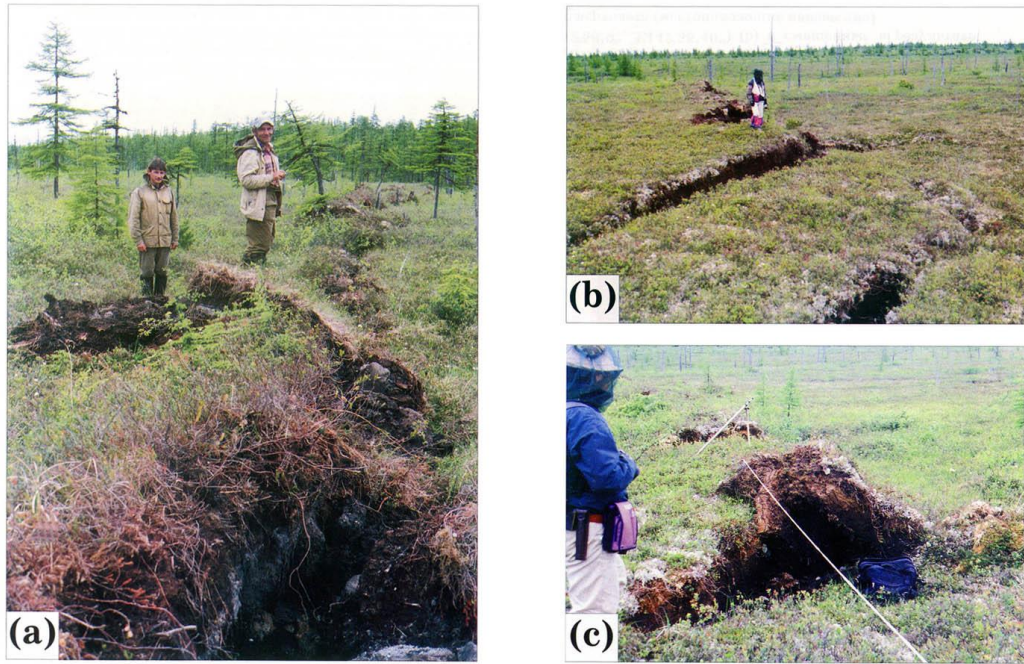


Рис. 2. Фотографии разных типов сейсморазрыва (вверху) и детальный план сейсморазрыва на отдельных участках (внизу): а (А), б (Б) - со взбросо-сдвиговой, с (В) - с правосдвиговой морфо-кинематикой [5]. 1 - зияющие трещины в почвенном (и торфяном) слое; 2 - проглядывание песков окобыкайской свиты миоцена; 3 — оси валов сжатия; 4 - направление простирания и падения деформированной дневной поверхности; 5 - дерн; 6 — пласты дерна в опрокинутом залегании; 7 - взбрасывание или надвигание почвенного слоя; 8 - тропа, смещенная сейсморазрывом на участке В; 9 — простирание сейсморазрыва. Цифры со знаком плюс на А и Б - амплитуда вертикального смещения взброшенного крыла в метрах. D на В - амплитуда правосдвигового смещения в метрах.

сейсморазрывов, (рис. 4), [5]. Деформация поверхности по главной ветви северо-западной ориентировки – магистральному разрыву длиной около 70 км – представляла собой правосторонний сдвиг с амплитудой горизонтальных смещений до 2 м (рис. 5). Вертикальная составляющая сейсмогенной подвижки проявилась лишь местами, а по амплитуде была значительно меньше горизонтальной – максимум 0.7 м. На одних участках она носила сбросовый, а на других – взбросовый характер. Имеется отдельная близширотно ориентированная ветвь сейсморазрыва, связанная с Центрально-Курайской антиклинальной грядой.

Кроме системы первичных сейсморазрывов возникли вторичные, сейсмогравитационные и вибрационные сейсмогенные нарушения. К вторичным дислокациям относятся возникшие в результате землетрясения оползни, горные обвалы, осыпи и камнепады, сейсмогравитационные отседания склонов, выбросы разжиженного песчано-глинистого материала в виде грифонов и небольших грязевых сопок, компенсационные проседания земной поверхности.

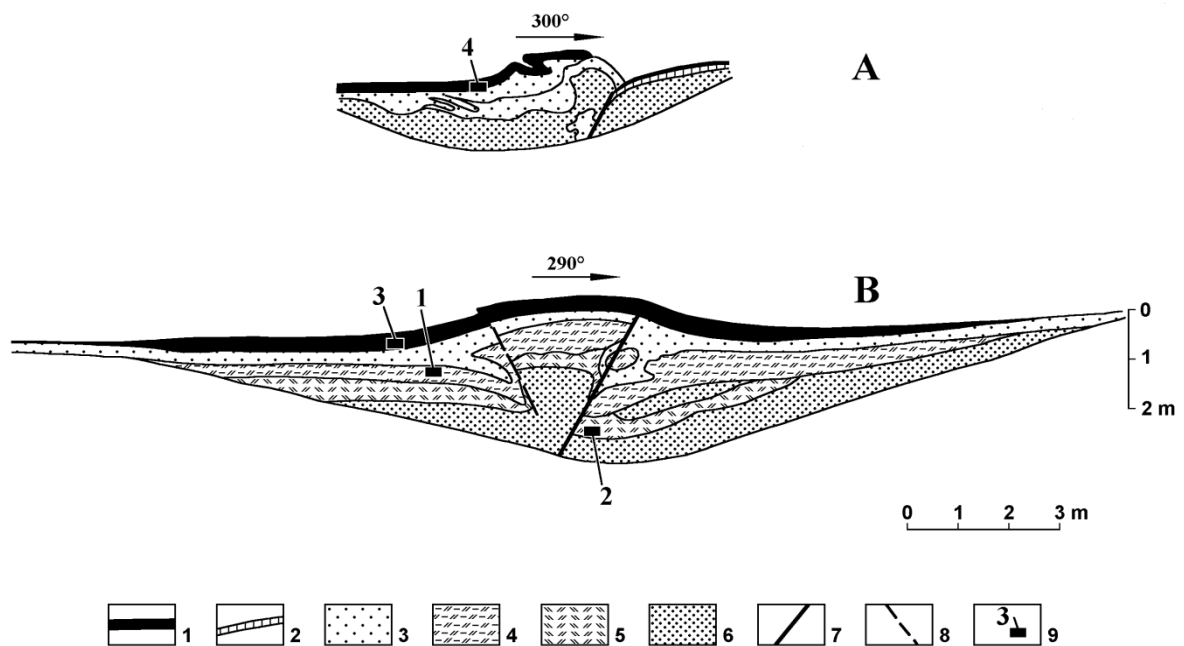


Рис. 3. Приповерхностное строение сейсморазрыва в траншеях (А и Б). Зарисовки в одном масштабе. 1 - современная почва; 2 - суглинок; 3 - белый кварцевый песок; 4, 5 - погребенные палеопочвы: 4 — твердый и 5 - рыхлый горизонты; 6 - желтый песок окобыкайской свиты миоцена; 7-8 - плоскость сместителя сейсморазрыва: 7 - основная, 8 - дополнительная; 9 - места отбора образцов для определения радиоуглеродного возраста (1 — ГИН 8445, 2 - ГИН 8446, 3 - ГИН 8447, 4 - ГИН 8448)

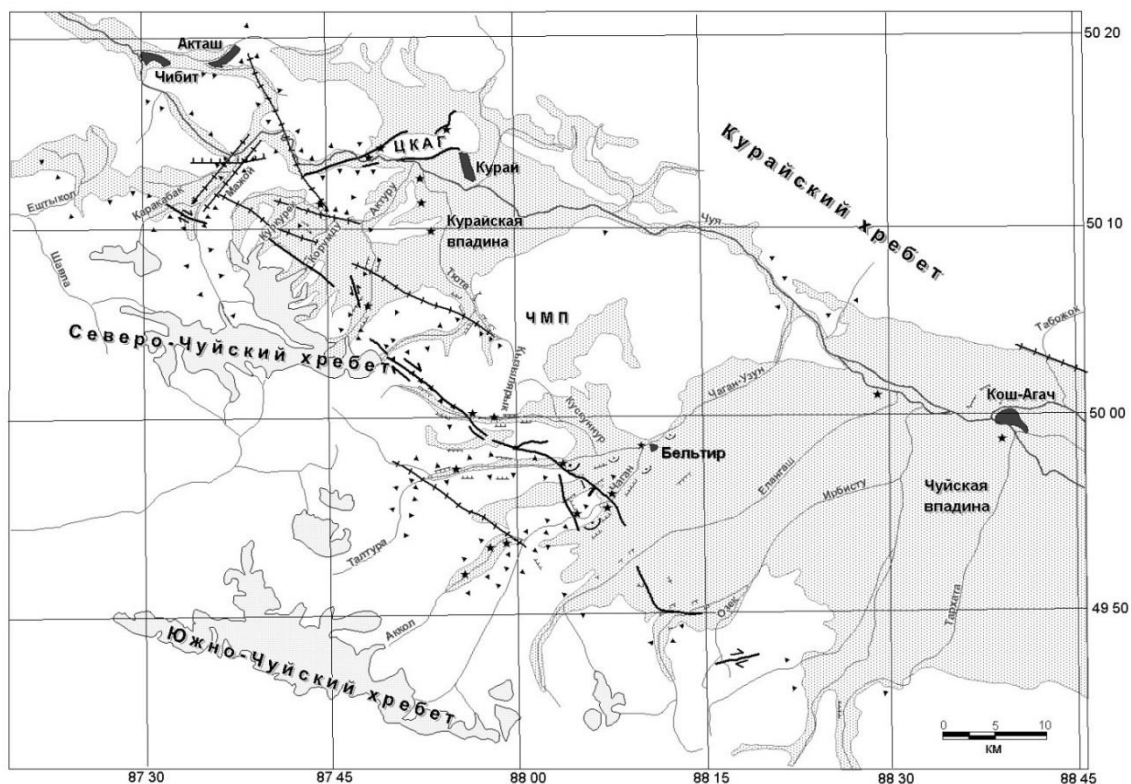


Рис. 4. Карта распространения всех видов сейсмодислокаций Алтайского землетрясения [по 5]. 1 – сеймотектонические разрывы (а - правые сдвиги, б - сбросы); 2 – обвалы и осыпи; 3 – разжижения грунта; 4 – оползни; 5 – разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний; 6 – трещины отседания склонов; 7 – четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; 8 – крупнейшие современные ледники. ЦКАГ - Центрально-Курайская антиклинальная гряда, ЧМП - Чаган-Узунская межвпадинная перемычка.

Установлены также многочисленные случаи подвижек по геологическим разломам, спровоцированные сейсмическими сотрясениями от главного толчка. При этом непосредственной связи таких активизировавшихся дизъюнктивов с афтершоковыми проявлениями очага не наблюдается. Подземные толчки привели к нарушению естественных форм рельефа в основном в горной части плейстосейстовой области землетрясения.

Образовавшаяся система сейсморазрывов на многих участках обновила палеоразрывы, оставшиеся от древних сильных сейсмических событий. Так, в долине р. Кускуннур вскрывшийся современный сейсморазрыв обнажил остатки валов вспучивания, возникших в приразломной зоне около 1000 лет назад (рис. 6).

В процессе палеосейсмогеологических исследований до и после Алтайского землетрясения 2003 г. было выяснено, что различные нарушения рельефа (активные сейсморазрывы, обвалы и каменные лавины, подпрудные озера, оползни и разжижения

грунта) возникали неоднократно в короткие интервалы времени, иногда практически синхронно, в разных частях исследованного района Горного Алтая в процессе его развития в голоцене. В очаговой зоне Алтайского землетрясения 2003 г. обнаружены многочисленные следы ранее происходивших сильных сейсмических событий. Первичные и вторичные палеосейсмодислокации согласно проведенным радиоуглеродным датировкам времени их возникновения свидетельствуют, что доисторические толчки с магнитудой от 7.0 до 8.0 имели место в этом же сейсмическом очаге примерно 230–300, 1100, 1900–2000, 2500, 3200, 4000, 4600 и 7800–8000 лет назад. Период повторяемости составил, таким образом, около 500–900 лет. Большой интервал времени между сейсмическими событиями, случившимися 4600 и 7800–8000 лет назад, вероятно, объясняется неполнотой знаний о древних землетрясениях первой половины голоцена.



Рис. 5. Сейсморазрыв Алтайского землетрясения 2003 г. с правостдвиговым смещением.

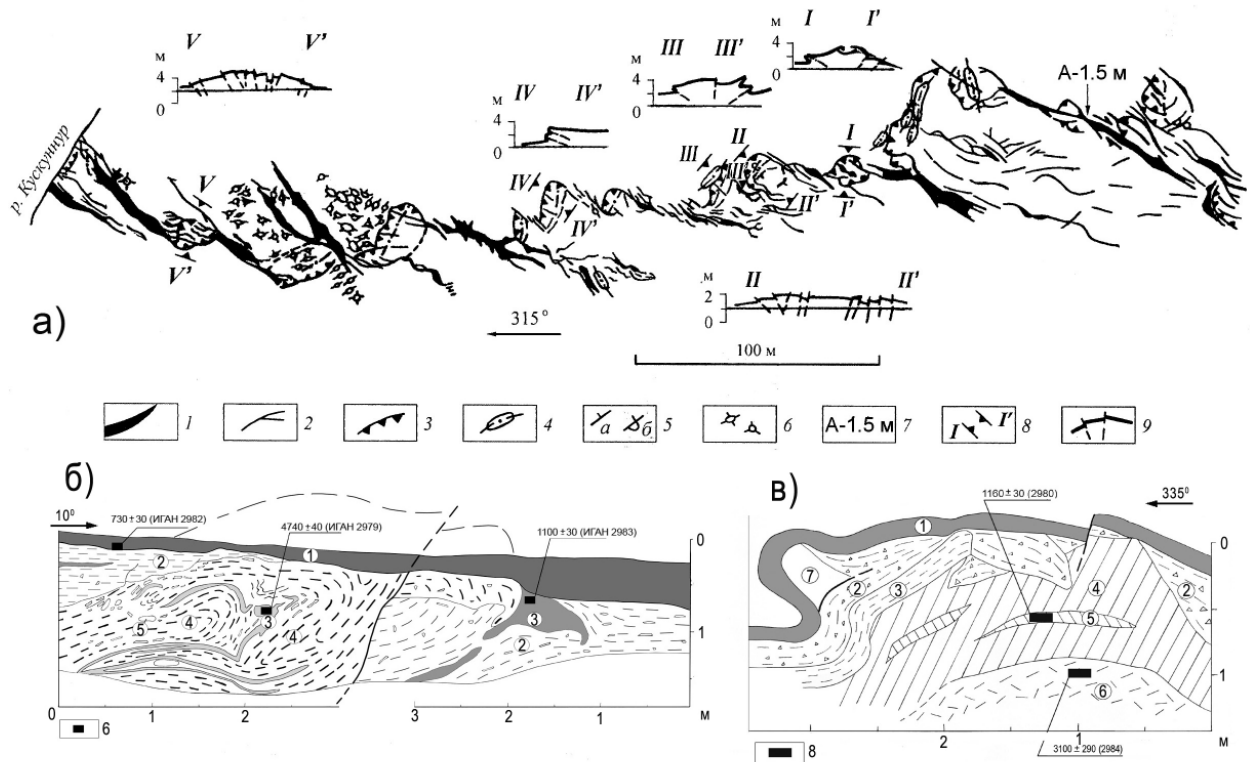


Рис. 6. Детальный план участка сейсморазрыва на правом берегу р. Кускуннур и разрезы валов вспучивания. а – план участка: 1 – открытые, зияющие трещины растяжения, 2 – тонкие трещины сдвига, 3 – взбросы валов вспучивания, 4 – антиклинальные складки валов вспучивания, 5 – элементы залегания почвенного слоя на валах вспучивания (а – в нормальной позиции, б – в опрокинутой позиции), 6 – грифоны, 7 – амплитуда правосдвигового смещения (м), 8 – линии разрезов через валы вспучивания, 9 – почвенный слой и разрывы на разрезах валов вспучивания. **б** – разрез древнего вала вспучивания: 1 – современная почва, 2 – серый суглинок, 3 – деформированные слои погребенных палеопочв, 4 – слоистый сланцевый щебень, 5 – аллювиальная галька; 6 – места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и их датировки. **в** – разрез современного вала вспучивания: 1 – современная почва, 2 – серый суглинок с дресвой, 3 – серая песчаная глина, 4 – палеопочва, 5 – торф, 6 – серый суглинок с дресвой, мерзлый, 7 – пустота, 8 – места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и их датировки.

Эпицентральная зона Олюторского землетрясения 2006 г. с $M=7.8$ в Корякии (рис. 7) располагалась в долине р. Вывенка восточнее села Хаилино между двумя крупными хребтами Корякского нагорья: Пыльгинским и Ветвейским. Сеймотектоническое обследование эпицентральной области землетрясения позволило выявить и закартировать первичные и вторичные сейсмодислокации, порожденные этим сильным сейсмическим событием [5]. Обнаружен и закартирован в детальном масштабе выход сейсмического очага на поверхность в виде сложной системы сейсморазрывов,

прослеженная длина которых в целом составляет около 140 км. Сейсморазрыв образован тремя кулисообразно подставляющими друг друга протяженными ветвями северо-восточного простирания длиной от 16 до 75 км. Общее простирание системы разрывов совпадает с простиранием хребтов Корякского нагорья (рис. 8).

Выполненное детальное картирование выхода очага на поверхность позволяет наметить три основных участка сейсморазрыва с различной внутренней структурой, морфотектонической позицией и кинематикой смещений: юго-западный, центральный и северо-восточный.

Юго-западный сегмент зоны сеймотектонических нарушений представляет собой систему разрывов длиной около 16 км, состоящую из двух ветвей, располагающиеся под острым углом одна к другой. Южная ветвь имеет левосдвиговую кинематику и запад-северо-западное простирание. Амплитуда сдвига, измеренная по смещению разорванных корней кедрового стланика, составляет местами 1.3-1.8 м. Северная ветвь представлена тремя нарушениями правосдвиговой кинематики. Местами разрывы принимают ярко проявленное кулисообразное строение, образуя трещины растяжения (сейсморвы) длиной до 150 м и шириной до 10 м, подставляющиеся зонами сжатия (валами вспучивания) высотой до 5 м (рис. 9).

Центральная часть сейсморазрыва образована эшелонированной системой отдельных сдвиговых сегментов общей длиной около 50 км (рис. 8, 10). Все сегменты имеют правосдвиговую кинематику смещений, иногда с взбросовой составляющей, и восток-северо-восточную ориентировку. Самый протяженный сегмент сейсморазрыва на центральном участке представляет собой правосторонний сдвиг. Амплитуда сдвига, измеренная по разорванной дороге, составляет 1.3 м. В строении сегмента основную роль играют трещины растяжения (сейсморвы), длиной до 50 м и шириной до 2 м, сопрягающиеся между собой валами вспучивания высотой до 1.5 м. Разрыв сопровождается широкой зоной вторичных деформаций.

В пределах северо-восточного участка сейсморазрыв 2006 г. практически повсеместно приурочен к подножию крутого тектонического уступа, с юго-востока ограничивающего долину р. Вывенки. Длина сегмента – около 75 км. Сейсморазрыв имеет крайне сложное строение, часто разветвляясь на 2–3 параллельных ветви. Амплитуда правосдвигового смещения (рис. 11а), измеренная по деформациям русел водотоков, не превышает 1 м. Доминирующей является взбросо-надвиговая составляющая с амплитудой вертикального поднятия юго-восточного крыла до 3 м (рис. 11б), особенно ярко проявленная на отрезках, где сейсмический разрыв приобретает меридиональное или северо-восточное простирание. В целом, конфигурация северо-восточного сегмента

сейсморазрыва свидетельствует о пологом падении плоскости сместителя на восток-юго-восток, под углом $20-30^{\circ}$.

Проведенное палеосейсмогеологическое исследование системы сейсморазрывов Олюторского землетрясения показало, что реконструированные древние землетрясения имеют приблизительные временные рамки 7000-6000, 5700-5100, 3700-3500, 2500-2000, и 1000-600 л.н. Период повторяемости между событиями, включая Олюторское 2006 г., составляет в среднем около 1200-1500 лет. Магнитуды палеоземлетрясений оцениваются в рамках 7.5-8.0.

Обсуждение результатов

Выполненное сеймотектоническое обследование эпицентральных областей всех сильных и сильнейших континентальных сейсмических событий, возникших в Северной Евразии в последние десятилетия XX и в первые годы XXI вв. показало, что землетрясения с умеренной магнитудой (до 7.0) характеризуются сравнительно простой структурой очагов, связанных с известными региональными разломами. К примеру, исследование сейсморазрывов Кумдагского 14 марта 1983 г. ($M = 5.7$) и Бурунского землетрясений 22 февраля 1984 г. ($M = 6.0$) умеренной силы в Западной Туркмении показало, что они произошли в зоне Челекен-Кумдагского активного разлома запад-

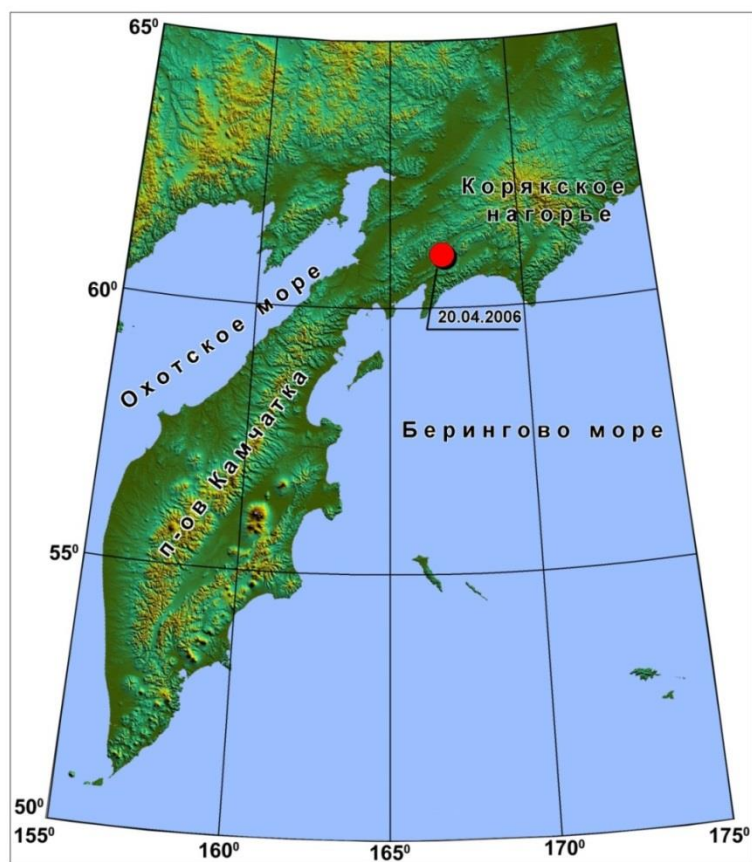


Рис. 7. Эпицентр Олюторского землетрясения 2006 г. $M=7.8$, $I_0=10$

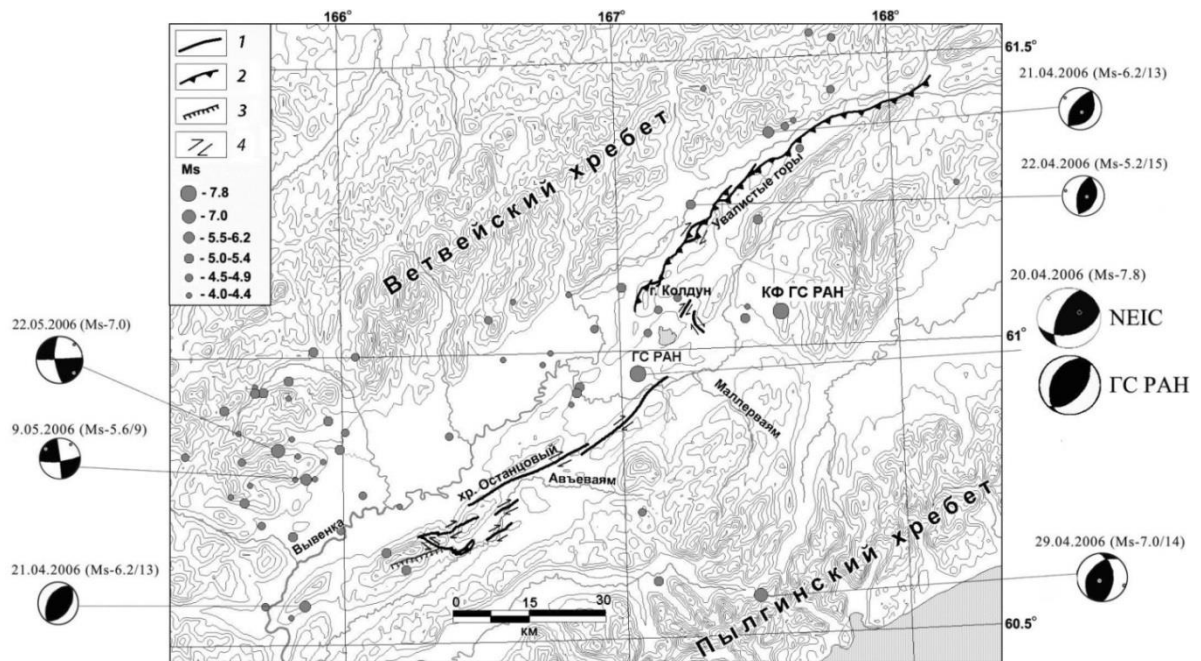


Рис. 8. Положение сейсморазрыва и механизмы очагов главного толчка и сильнейших афтершоков Олюторского землетрясения [по 5]. Положение эпицентра главного толчка показано по данным ГС РАН и Камчатского филиала ГС РАН (КФ ГС РАН). Афтершоки с $M_s \geq 4.0$ с момента главного толчка по начало августа 2007 г. (данные ГС РАН). Механизмы очагов афтершоков по данным NEIC, главного толчка по данным ГС РАН и NEIC. Горизонтالي рельефа проведены через 100 м. 1- разрывные нарушения, в основном сдвиги; 2- взбросо-надвиги, бергитрихи направлены в сторону поднятого крыла; 3- сейсмогравитационные дислокации (в виде уступа, прослеживающегося в подножии гряды), бергитрихи направлены в сторону опущенного крыла, 4- направление сдвигового перемещения

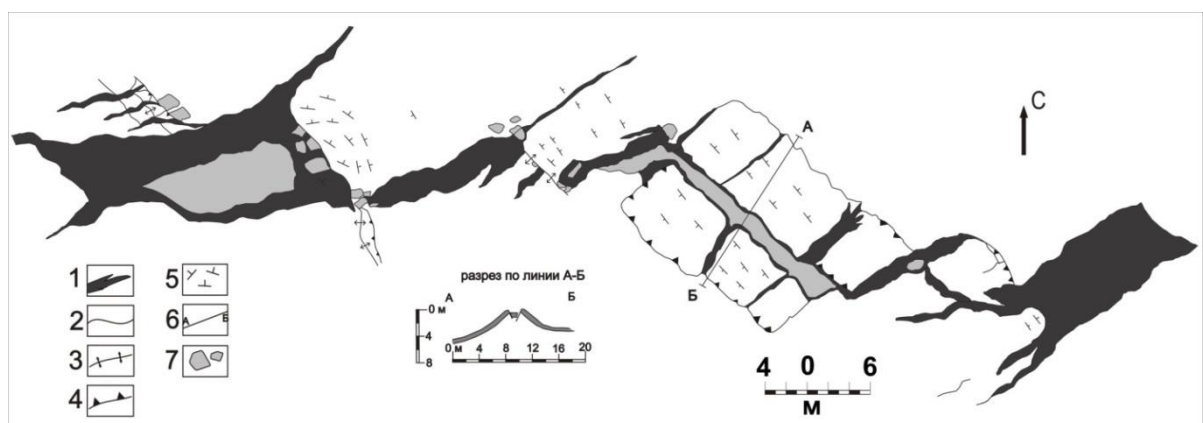


Рис. 9. План фрагмента участка левосдвигового разрыва в юго-западном сегменте системы сейсморазрывов и разрез вала вспучивания (см. рис. 8). Условные обозначения: 1-зияющие трещины отрыва; 2-закрытые трещины; 3-оси валов вспучивания; 4-фронтальные взбросы; 5-условные горизонтали рельефа; 6-линия разреза, изображенного на врезке; 7-изолированные фрагменты дерна и земной поверхности.

северо-западного простирания, в зоне которого и возникли связанные с ними сейсморазрывы простой, линейной формы. Сейсморазрыв Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. ($M = 6.8$) на Малом Кавказе имел простую прямолинейную форму и был связан с Алаварским разломом северо-восточного простирания, выраженным на дистанционных материалах Ахурянским линеаментом.

С нарастанием энергии землетрясения очаги становятся всё более сложными в структурном отношении. Подробно рассмотренные в настоящей статье сильнейшие землетрясения России показали, что при магнитудах около 7.5 очаги охватывают дизъюнктивные узлы, либо объемные литосферные блоки. Так, система первичных сейсмодислокаций Нефтегорского землетрясения состояла из магистрального сейсморазрыва, простирающегося в юго-юго-западном – северо-северо-восточном направлении, и нескольких оперяющих разрывов, осложняющих его в районе северного дистального окончания. Несколько таких разрывов возникли вблизи зоны Хоккайдо-Сахалинского разлома меридионального простирания. Сходная картина была характерна



Рис. 10. Фотография правостороннего смещения сельской дороги на центральном сегменте сейсморазрыва 2006 г.



Рис. 11. Фотографии сейсморазрыва Олюторского землетрясения 2006 г. на северо-восточном сегменте системы сейсмодислокаций: а – правосторонний сдвиг, б – взросо-сдвиг.

для очага Алтайского землетрясения. Главная ветвь системы сейсморазрывов, отражающих выход очага на поверхность, была приурочена к широкой зоне Северо-Чуйского регионального разлома северо-западного простирания, Однако, на отдельных участках поверхностный сейсморазрыв существенно отклонялся от этого крупного дизъюнктива. Также имелась отдельная протяженная субширотная ветвь в районе Центрально-Курайской антиклинальной гряды. То есть, в обоих случаях очаги были приурочены к дизъюнктивным узлам сочленения разломов разного простирания.

При Олюторском землетрясении выходы очага на поверхность в виде протяженных сейсморазрывов северо-восточного простирания как бы обрамляли линейно вытянутый в этом направлении блок коры, а дополнительные разрывы (см. рис. 8) северо-западного простирания расчленяли его на три отдельных менее крупных блока. Подтверждение существования такой блоково-разрывной структуры и больших смещений в очаге получено при моделировании сейсмогенных деформаций поверхности методом InSAR-интерферометрии [6].

Кстати сказать, проведенные исследования геодезическими и дистанционными методами позволили установить существенные деформации земной поверхности в обширном окружении очаговых зон и других сильнейших сейсмических событий. Так, результаты повторного нивелирования по профилю, пересекающему основной сейсморазрыв Алтайского землетрясения, показали, что в эпоху перед Алтайским землетрясением (2000–2003 гг.) блок к юго-западу от сейсморазрыва опускался со скоростью 10–14 мм/год. Косейсмические вертикальные смещения по тому же профилю (2003–2004 гг.) показали относительное поднятие этого блока на 40 мм [5]. Вращательные движения блоков против часовой стрелки в эпицентральной области при землетрясении и значимое сокращение коры в северо-северо-восточном направлении были выявлены также методом InSAR-интерферометрии [5].

Сопоставление результатов геодезических измерений методом GPS, осуществленных после главного толчка, и данных трилатерации, выполненных в 1990 г., показало, что средние значения правостороннего сдвига в зоне Нефтегорского землетрясения составили по разным данным от 3.1 до 5.3 м [5]. Измерение вертикальных косейсмических смещений методом повторного нивелирования и с помощью приборов GPS позволило оценить их амплитуду в северной части активизировавшегося Верхне-Пильтунского разлома величиной 0.5 м.

Таким образом, при всех трех рассмотренных в статье землетрясениях произошли существенные изменения в динамике движений поверхности как в горизонтальном, так и в вертикальном планах.

Анализ палеосейсмогеологических материалов дал возможность оценить сейсмический режим изученных регионов на протяжении большей части голоцена, используя также сведения о землетрясениях инструментального, исторического периодов сейсмологических наблюдений и о современных сильных сейсмических событиях, изученных в конце XX и начале XXI веков.

Заключение

Сейсмические очаги, как правило, приурочены к зонам крупных активных разломов. С нарастанием энергии землетрясения они становятся всё более сложными в структурном отношении. То есть в природе существуют сравнительно просто устроенные очаги, приуроченные к плоскостям крупных разломов или формирующихся в дизъюнктивных узлах разного ранга, и очень сложные очаги землетрясений, характеризующиеся объёмной структурой вдоль границ крупных сейсмогенных блоков. Разные по строению очаги по-разному проявляются в виде сейсмодислокаций на поверхности. Рассмотренные материалы оперативного сеймотектонического изучения Нефтегорского 1995 г., о.Сахалин, $M=7.6$; Алтайского 2003 г., Горный Алтай, $M=7.3$; Олюторского 2006 г., Камчатский край, $M=7.8$ землетрясений показали, что очаги первых двух событий были приурочены к крупным активным разломам и дизъюнктивным узлам сочленения крупных региональных разломов, а третье землетрясение имело объёмный очаг в виде протяженного блока земной коры, обрамленного активизировавшимися при землетрясении разрывами, и разделенного на сегменты менее протяженными разрывами поперечного простирания. В результате проведенных исследований были разработаны комплексные объёмные сеймотектонические модели их очагов.

Анализ палеосейсмогеологических материалов, полученных при траншейных исследованиях, дал возможность оценить сейсмический режим изученных регионов на протяжении большей части голоцена, используя также сведения о землетрясениях инструментального, исторического периодов сейсмологических наблюдений и о современных сильных сейсмических событиях, изученных в конце XX и начале XXI веков.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00641_a).

Список литературы

1. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
2. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. М.:Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.

3. Кейлис-Борок, Габриелов А.М., Левшина Т.А., Ротвайн И.М. Блоковая модель динамики литосферы // Современная динамика литосферы континентов. 1988. М.: ИЗК СО АН СССР. С. 5.
4. Горшков Г.П. Региональная сейсмоструктура территории юга СССР. М.: Наука, 1984. 272 с.
5. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмоструктуры//М.: ИФЗ РАН, 2012, 340 с.
6. Михайлов В.О., Киселева А.О., Арора К. и др. Новые данные об Олюторском землетрясении, полученные с применением спутниковой радарной интерферометрии // Вулканология и сейсмология, 2018. № 3, с. 64-69.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ, ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

А.А. Сенцов¹, В.А. Зайцев², А.В. Полещук³, Г.П. Бардышев⁴

¹ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с.,

e-mail: alekssencov@yandex.ru

²МГУ имени М.В. Ломоносова, в. н. с

³ГИН РАН, с. н. с

⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, студент

Введение

В настоящее время большое внимание уделяется проблеме прогноза землетрясений в районе активных континентальных окраин и горно-складчатых зон. Однако, землетрясения происходят и на территории древних платформ, которые характеризуются большей стабильностью, нежели коллизионные зоны, зоны трансформных разломов и зон субдукции. На платформенных территориях энергия землетрясений меньше. Однако, землетрясения в Калининграде 21.09.2004 с $M=4,7$ [1]; 4,6 и 4,1, ряд землетрясений на Балтийском щите и в Воронежской области показывают, что проблема прогноза землетрясений является актуальной для платформенных территорий.

Отметим, что для этих территорий уже достаточно длительное время проводятся работы по изучению сейсмичности. Например, на территорию Балтийского щита есть достаточно большой список работ А.А. Никонова, который работал на разных элементах Балтийского щита [2], который выделяет интенсивностью до 8 баллов по шкале MSK-64. На территории Белорусской синеклизы после землетрясения в 2004 году были проведен ряд неотектонических исследований [3] и палеосейсмологических работ [1, 4]. На территории Воронежской антеклизы установлением взаимосвязи между неотектоническими структурами и землетрясениями занимаются [5, 6]. Наиболее полное собрание данных о сейсмичности Восточно-Европейской платформы приведены в работе Н.В. Шарова [7, 8].

В данной работе будут рассмотрены современные методы, с помощью которых можно определить и уточнить новейшее напряженное состояние некоторых регионов (о них будет сказано чуть позже) для того, чтобы уточнить прогноз землетрясений для Восточно-Европейской платформы по месту, а так же по времени.

Цель исследования - анализ новейшей геодинамики сейсмоактивных районов Восточно-Европейской платформы, а именно Балтийской синеклизы,

Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы, для выявления зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) и прогноза сейсмического режима

Используемые данные

При анализе сейсмичности Восточно-Европейской платформы нами были использованы каталоги землетрясений на данную территорию (как мировые, так и отдельные на каждую территорию). Данные по Балтийской синеклизе были получены из «Оперативного сейсмологического каталога Геофизической Службы РАН (ОСК)», «Сводного каталога землетрясений Южной Прибалтики», «Сейсмологического бюллетеня Международного сейсмологического центра (ISC)», «Каталога землетрясений Литвы» и «Унифицированного каталога землетрясений Северной Евразии под редакцией Н.В. Кондорской и В.И. Уломова» Данные по сейсмичности Фенноскандинавского щита были взяты из интернет-ресурса Университета Хельсинки [9] и каталога Американской Геологической Службы (USGS). Источником данных по микросейсмичности Воронежской антеклизы послужили данные сейсмостанций в данном регионе, размещённые там с 1996 г. (рис. 1).

Кроме данных о сейсмичности использовались и данные дистанционного зондирования Земли и геологической изученности исследуемых территорий. К этому типу данных относятся используемые цифровые модели рельефа ASTER, с разрешением 1,5 arc-секунды, серии космических снимков Landsat 7, а также данные геологического строения изучаемых регионов. О последних будет более подробно рассказано в главах, посвященных каждому отдельному региону.

Используемые методы

Структурно-геоморфологический метод Н.П. Костенко [10], основным материалом которого топографические карты, а так же аэрофотоматериалы. Этот метод имеет ряд преимуществ: 1) карта дает объективную количественную оценку возвышенностей и низменностей и 2) сопоставление одного и того же рельефа в различных масштабах позволяет детализировать отдельные участки, а также определить положение структур изучаемого района в более крупном регионе. Главными объектами исследований являются слабые зоны и зоны водораздельной денудации. слабые зоны бывают как структурно обусловленные (разрывы и зоны трещиноватости, которые разрабатывает гидросеть) и не структурно обусловленные (автодорога).

Под термином «слабые» зоны мы понимаем повышенную трещиноватость, дробление пород и разрывы со смещением. Такие зоны избирательно разрабатываются процессами денудации и особенно эрозией. Активность разработки слабых зон зависит от морфологии разрыва. Факторами, способствующими эрозии слабых зон, являются трещины и другие разрывы, обеспечивающие свободную циркуляцию воды. Речки и

ручьи, попадая в такие благоприятные условия эрозии, начинают разрабатывать слабые зоны по ее простиранию. Так возникает прямолинейный участок русла или речки, фиксирующий разрыв в породах. Наличие слабых зон часто определяет направление стока, отличающегося от оптимального наклона поверхности.

«Слабые» зоны, выделенные по признаку избирательной разработки речками и ручьями определенных направлений, представляют первый параметр, помогающий установить границы блоков, выраженных в рельефе в виде разновысотных возвышенностей.

Вторым важным параметром, дешифрируемым по картам, является средняя высота водораздельных пространств возвышенностей - поднятий, очертания которых были определены по рисунку слабой зоны и строению долины.

Компьютерное геодинамическое моделирование, которое является вторым из используемых методов, выполнено с помощью программы «RMS 2013». Методика работ заключается в том, что по высотным отметкам рельефа была построена поверхность в формате «Grid», на которую нанесена сетка линеаментов. К линеаментам относятся крупные разрывные нарушения, линейные сейсмогенерирующие структуры и наиболее протяженные и четко выраженные в рельефе «слабые» зоны. С помощью модуля «Fracture modeling» были заданы осредненные значения коэффициентов Пуассона (0,25) и внутреннего трения (0,6), а также ориентировки внешних нормальных осей напряжений. В [11] отмечено, что моделирование с использованием указанных значений геомеханических констант является допустимым, поскольку они принципиально не влияют на результаты расчетов. Далее, на основании такого расчетного параметра, как «вероятность трещинообразования» производилось корреляция с плотностями землетрясений. На основании перебора (для каждой структуры платформы или части этой структуры) строилось по 36 геомеханических моделей (по 12 на каждый тип напряженного состояния с шагом изменением положения субгоризонтальной оси сжатия в 15°).

Балтийская синеклиза

В результате структурно-геоморфологического анализа нами была построена карта блоковой делимости исследуемого района, которая представляет собой результаты визуального дешифрирования, проведенного в масштабе 1:500 000 с учетом данных предшественников [3], на которой отображено большое количество «слабых» зон, протяженностью до 400 км. Результаты столь детального (при данных размахах исследования) дешифрирования помогают нам получить не только количество «слабых» зон, но и их количество на единицу площади (плотность), которая так же может

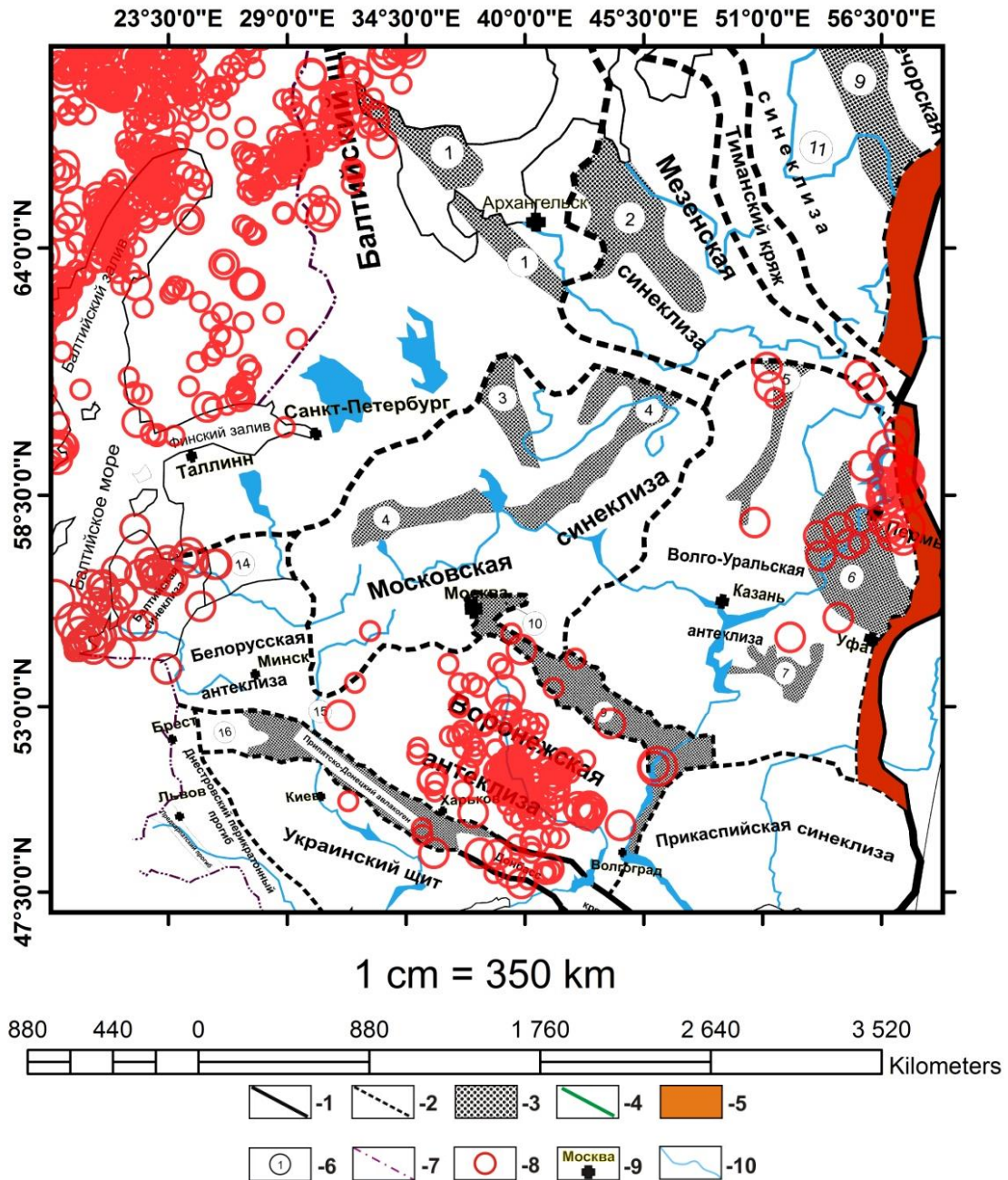


Рис. 1 Сейсмичность Восточно-Европейской платформы и каледонид Скандинавии по [12] с дополнениями. 1 - граница платформы, 2 - границы основных структур, 3 - палеозойские авлакогены, 4 - граница Скифской плиты, 5 - Предуральский прогиб, 6 - названия структур, не подписанные на схеме: 1-9 авлакогены (1 – Беломорский, 2 – Лешуконский, 3 – Вожже-Лачский, 4 – Среднерусский, 5 – Кажимский, 6 – Калтасинский, 7 – Серноводско-Абдулинский, 8 – Пачелмский, 9 – Печоро-Колвинский), 10 – Московский грабен; 11 – Ижма-Печорская впадина; 12 – Хорейверская впадина; 13 – Предкавказский краевой прогиб; 14-16 – седловины (14 – Латвийская, 15 – Жлобинская, 16 – Полесская), 7- государственные границы, 8 – землетрясения (радиус пропорционален магнитуде), 9 - крупные города, 10 - крупные реки.

быть использована в процессе анализа новейшей геодинамики. Подавляющее большинство из них ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях, но встречаются «слабые» зоны и субмеридианальной и субширотной ориентировки. В некоторых случаях они наследуют глубинные структуры. Например, одна из них совпадает с разломом, установленным Е.А. Рогожиным [1, 4], протягивающимся в субширотном направлении от Калининградского залива вглубь континента примерно до 23-го градуса восточной долготы. Это достаточно важное дополнение, т.к. согласно данным Н.В. Шарова и его коллег [7], точно такую же ориентировку имеет часть новейших активных разрывных нарушений в смежных регионах. Исходя из этого, мы предположили, что наиболее крупные (по протяженности) из выделенных нами «слабых» зон являются активными разрывными нарушениями на новейшем этапе, которые достигают фундамента Восточно-Европейской платформы. По мнению Н.В. Шарова [7], это может быть связано с тем, что платформенный чехол относительно маломощный, и он лучше отражает разрывные нарушения хрупкого консолидированного фундамента платформы. Таким образом, для следующего этапа (компьютерного моделирования) была отобрана сетка активных разрывных нарушений, приведенная на (рис. 2).

На этом этапе было проанализировано два различных типа напряженного состояния (по одному для фундамента и осадочного чехла).

Моделирование новейшей геодинамики в фундаменте. Для моделирования новейшей геодинамики в фундаменте, в качестве внешней нагрузки задавалось сдвиговое поле напряжения с азимутом простираения оси максимального сжатия в 330-345° и углом падения, близким к 0°. Это было сделано, исходя из решения фокального очага Калининградского землетрясения, случившегося 21.09.2004 и имевшего магнитуду $M_w = 4.8$. Очаг этого землетрясения располагался на глубине 7-10 км в районе Самбийского полуострова [13]. В результате моделирования было установлено, что для землетрясений, гипоцентры которых располагаются в пределах фундамента на глубинах до 20 км, такой тип напряженного состояния наиболее вероятен.

Так, был рассчитан коэффициент корреляции Пирсона (рис. 3) для следующих групп параметров: глубина и вероятность разломообразования; энергия (в Дж) и вероятность разломообразования. В первом случае коэффициент корреляции составляет 86%, а во втором - 70%. Стоит отметить, что столь высокие значения были получены путем некоторой подготовки исходных материалов. В первом случае, нами были убраны из рассмотрения землетрясения, чей гипоцентр располагался на глубине 10 км. Это было сделано на основании исследований Е.А. Рогожина и его коллег [13], которые установили в данном районе в средней части земной коры (на глубинах 7-11 км) существует

аномальная низкоскоростная зона. Во втором случае нами рассматривались исключительно высокомагнитудные (для данного региона) землетрясения ($M > 4$), т.к. такие события, скорее всего, являются природными, а не техногенного характера.

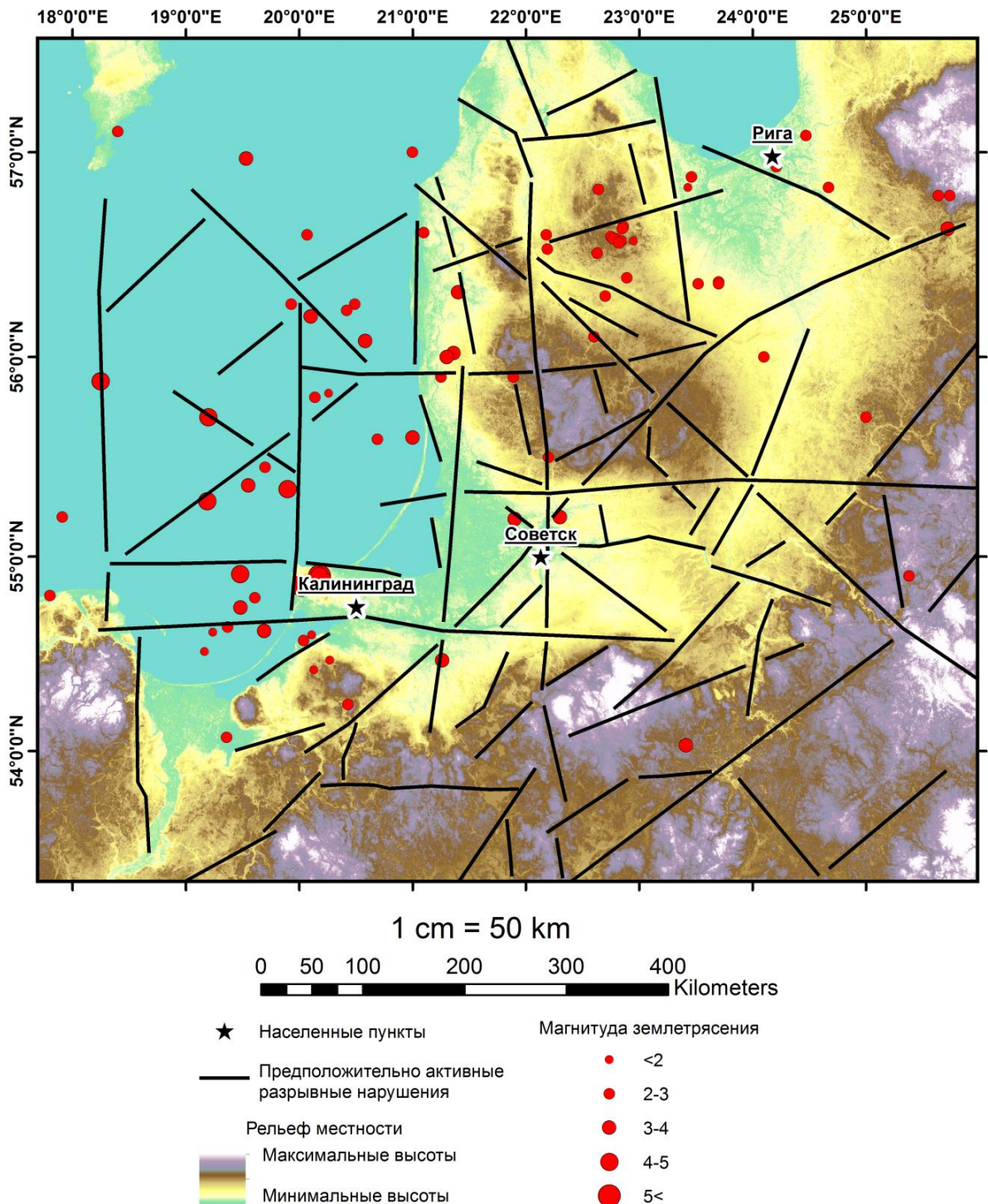


Рис. 2 Модель разрывных нарушений, используемая для геодинамического моделирования Калининградской области и сопредельных территорий

Стоит отметить, что для более глубоких землетрясений такая корреляция не проводилась, т.к. с увеличением глубины будут меняться и деформационные свойства горных пород, что может привести к некорректным результатам при интерпретации. В результате первого этапа моделирования была построена модель напряженного состояния в фундаменте платформы на исследуемой территории. Данное напряженное состояние не коррелируется с малоглубинной сейсмичностью осадочного чехла, что позволяет сделать вывод о том, что чехол находится в другом поле напряжений. В качестве геодинамической интерпретации данного явления можно предложить влияние расположенной севернее зоны InSammer (об этой блоке будет рассказано в разделе, посвященном Феноскандинавскому щиту), испытывающей растяжение в точно таком же направлении, что тут имеет ось сжатия.

Моделирование новейшей геодинамики в осадочном чехле. Согласно М.А. Гончарову [14], при сдвиговых деформациях фундамента, в осадочном чехле должны образовываться антиклинальные поднятия. В нашем случае, при деформациях, вызванных осью сжатия $330-345^\circ$, в осадочном чехле будут образовываться поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении около 60° . В таких условиях деформации осадочный чехол будет испытывать растяжение, причем ось растяжения в чехле должна быть ориентирована так же, как ось сжатия в фундаменте. При росте поднятий, указанной выше ориентировки, в их сводовых частях будут образовываться трещины отрыва, с простиранием в 60° , что говорит об ориентировки оси растяжения в 330° . Данная гипотеза подтверждается тем, что часть закартированных в районе Калининграда новейших антиклинальных поднятий вытянуты в северо-восточном направлении, с небольшими отклонениями от ориентировки в 60° [13]. Ввиду этого, в качестве внешней нагрузки для осадочного чехла задавалось сбросовое поле напряжений, с ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения $330-345^\circ$, а разломная сеть осталась без изменений (т.к. было предположено, что выделенные нами и нашими предшественниками активные разрывные нарушения берут свое начало в фундаменте, то, соответственно, они есть и в осадочном чехле).

Такой тип внешней нагрузки позволил выявить зоны возможного разломообразования в чехле платформы, в которые попадают почти все землетрясения, произошедшие как на материковой, так и на шельфовой части исследуемого региона (рис. 4). Так же, как и в предыдущем случае, был рассчитан коэффициент Пирсона для тех же групп параметров (глубина сейсмического очага и вероятность разломообразования; энергия (в Дж) и вероятность разломообразования). В первом случае это значение равно

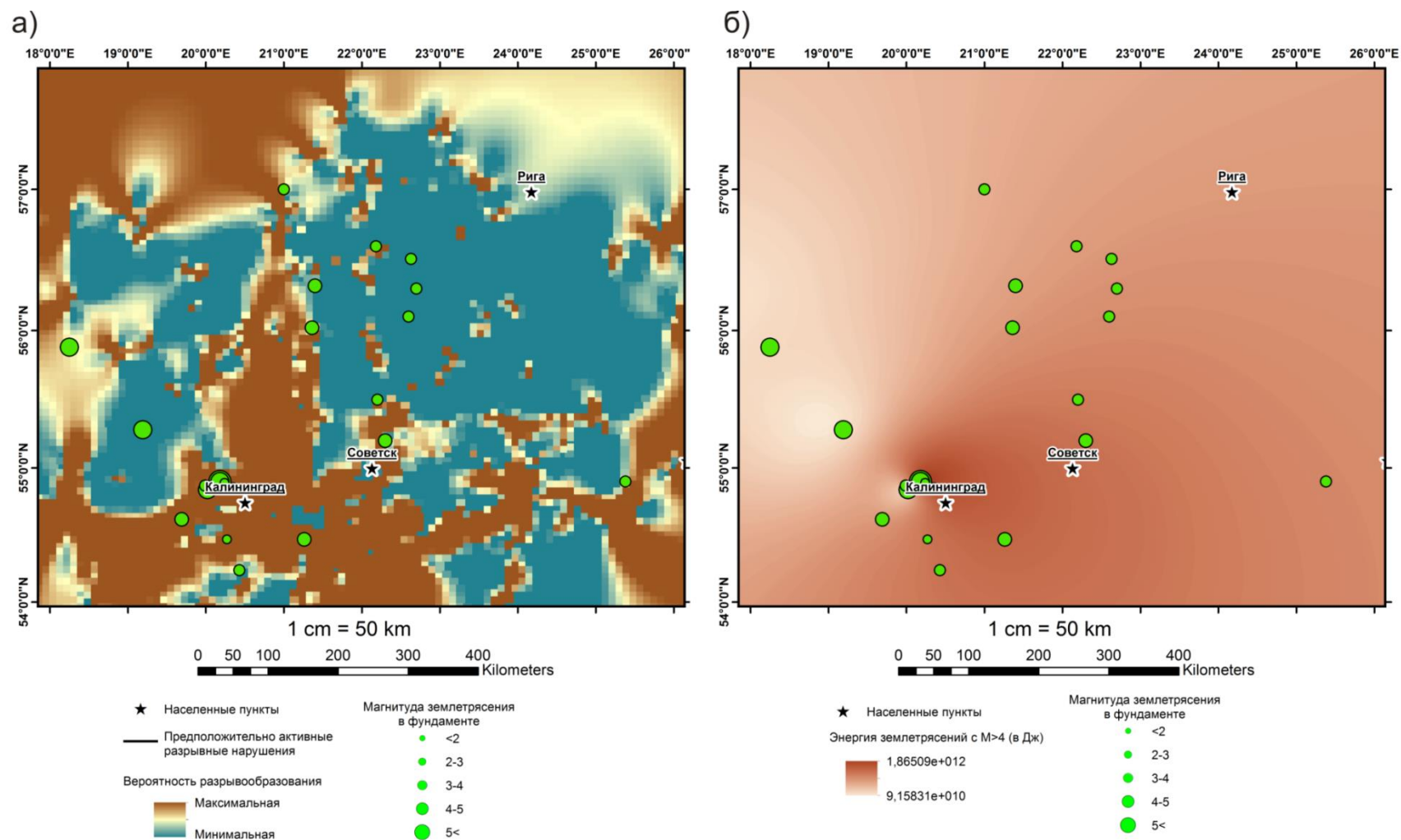


Рис. 3 Карты, отражающая вероятность нового разломообразования в кристаллическом фундаменте (а) и карта, иллюстрирующая распределение максимальных энергий (в Дж) землетрясений кристаллического фундамента (б).

Красные кружки - землетрясения, гипоцентры которых расположены на глубинах от 5 до 20

почти 69%, а во втором – «-45%». Опять же, при расчете первого коэффициента была сделана подготовка материалов сейсмического каталога, а именно, были убраны из рассмотрения землетрясения с гипоцентром равным 0. Это было сделано по причине того, что достаточно часто данные каталогов несколько округляют значения и привязывают их к определенной границе. Вторая причина - ввиду того, что сейсмичность на территории низкомagnitude, не исключено, что эти сейсмические события могут быть связаны с хозяйственной деятельностью человека. Коэффициент Пирсона, равный «-45%» означает следующее: с увеличением энергии землетрясений увеличивается и вероятность разломообразования на отрыв.

Итого компьютерного моделирования является двухъярусная геодинамическая модель. Механизм возникновения такой геодинамической модели, по видимому, связан с гляциоизостатическим поднятием Фенноскандинавского щита. Согласно данным M.Keiding [15], наибольшие современные горизонтальные перемещения (по данным GPS) фиксируются на окраинных частях щита, в то время, как в центральной части они близки к 0.

На основании этого мы делаем предположение, что периферийная часть Фенноскандинавского щита оказывает давление в районе Калининградской области, вызывая в нем горизонтальные перемещения. Данный вывод не противоречит общим геодинамическим представлениям. Данные, полученные в результате моделирования, можно использовать в практических целях, а для уточнения сейсмического прогноза по месту и энергии. Известно [13, 16], что сейсмический потенциал данного региона, по принятой карте общего сейсмического районирования (ОСР-97), входящей в нормативы СНиП II-7-81, явно недооценен. В нашей работе предложен оригинальный вариант зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) (рис. 5).

Их было выделено 8 (три в фундаменте платформы и 5 в осадочном чехле). В фундаменте это две ортогональные зоны, по которым возможная максимальная магнитуда оценивается в 4, и северо-западная, с максимальной магнитудой в 6. Длина субмеридиональной (Береговая) зоны составляет 490 км, а ширина- 115 км; субшротная (Южно-Калининградская) зона имеет длину 555 км при ширине в 70 км; северо-западная (Калининградская) зона ВОЗ 520 км по протяженности и в ширину до 150 км. В осадочном чехле это: 1) Вильнюсская, ориентированная в северо-западном направлении, длиной почти в 290 км и шириной до 90 км, с максимально возможной магнитудой 3; 2) Советско-Балтийская зона ВОЗ с максимальной магнитудой 4, так же ориентирована в северо-западном направлении (длина - 645 км, ширина - до 185 км); 3) Рижско-Советская, вытянутая в северо-восточном направлении, с максимальной магнитудой 3,5,

длинной 400 км и шириной до 350 км; 4) Рижская зона ВОЗ, вытянутая в северо-северо-западном направлении, длиной 215 км и шириной 65 км, с максимальной магнитудой 3; 5) Гданьская, вытянутая в север-северо-восточном направлении, с максимальной магнитудой в 4,5, длиной 260 км и шириной 190 км. Выделенные авторами зоны ВОЗ являются региональными и хорошо коррелируются с зонами ВОЗ более детального масштаба, которые выделил Е.А. Рогожин [13], т.е. мы подтвердили их наличие независимым методом. Отметим, что наблюдается сходство между зонами разломообразования в чехле и плотностью «слабых» зон, что подтверждает достоверность предлагаемой модели. **Таким образом было установлено наличие двух разных механизмов (в фундаменте и чехле), инициирующих сейсмичность в данном регионе.**

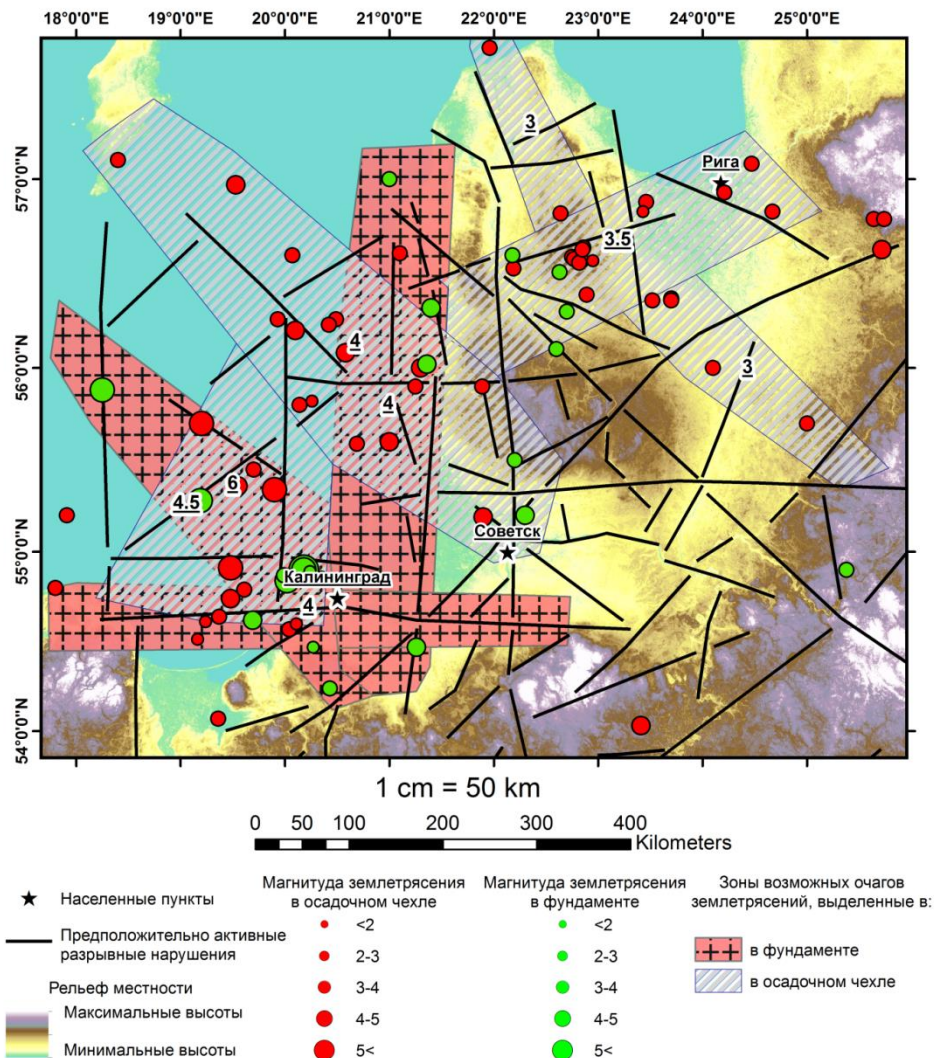


Рис. 5 Карта зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Калининградской области и сопредельных территорий (цифра, указанная внутри зоны ВОЗ соответствует максимально возможной магнитуде землетрясения в пределах этой зоны)

Фенноскандинавский щит

Изучая результаты известных исследователей, занимавшихся проблемой определения новейшей геодинамики Фенноскандинавского щита (Кединг, Киеруф, Никонов, Сим и др.) нет какой-то общей концепции или четких границ территорий, в которых господствует тот или иной тип напряженного состояния. Ввиду этого, было сделано предположение о том, что в разных частях Фенноскандинавского щита проявляются разные типы напряженного состояния, поэтому рассматриваемая территория разделена на 5 участков. Границы участков выделены по изменению пространственного рисунка эпицентров землетрясений. Для каждого участка были заданы различные ориентировки внешних главных нормальных осей напряжения: азимуты простираний осей сжатия и растяжения варьируют от 00 до 1650 с шагом в 150. Оценка достоверности построенных моделей проводилась путем сопоставления рассчитанных параметров с реальными геолого-геоморфологическими данными: вероятность формирования новых разрывов малой протяженности – с плотностью эпицентров землетрясений. Возможность сопоставления этих параметров связана с тем, что расчетные алгоритмы, используемые при моделировании, применяются при прогнозе сейсмических событий [17]. При проведении моделирования используется ряд допущений о геометрии линеаментов (которые считаются непересекающимися), величинах напряжений, принятых достаточными для возникновения новых разломов. Более подробно принятые допущения рассмотрены в [11] и [18].

Таким образом, применение компьютерного моделирования позволило сделать предположения о типах напряженного состояния, проявляющихся на территории Фенноскандинавского щита и выделить участки, отличающиеся высокими значениями вероятности формирования новых разрывов, взятыми по модулю. Как показывает опыт применения программного продукта «RMS 2013» для геодинамического моделирования, повышенные отрицательные значения вероятности образования разломов малой протяженности связаны с областями, в пределах которых формируются структуры растяжения.

Методом структурно-геоморфологического дешифрирования было выделено около 2 700 «слабых» зон различной ориентировки, максимальная протяженность которых достигает 650 км. Установлено, что коэффициент корреляции Пирсона между плотностями «слабых» зон и эпицентров землетрясений (радиус поиска – 250 км) составляет «-0,40». При исключении из рассмотрения землетрясений с магнитудой до 3 включительно, значение данного коэффициента возрастает по модулю до «-0,52». Подобная отрицательная корреляция может быть связана с накоплением упругой энергии

в пределах наименее тектонически раздробленных блоков, которое приводит к возникновению землетрясений высоких магнитуд, в то время как на территории слабосейсмичных участков с большим количеством разрывных нарушений и зон трещиноватости происходит быстрая релаксация напряжений. Таким образом, проведенные исследования позволили определить характер взаимосвязи между структурно-геоморфологическим строением региона и сейсмичностью.

Проведенное компьютерное моделирование показало, что территорию Фенноскандии можно разделить на 5 крупных блоков, в пределах каждого из которых проявляется определенный тип напряженного состояния на современном этапе: 1) на территории Venusland реализуется сдвиг, с субгоризонтальной ориентированной осью сжатия в 285° , коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,37»; 2) в области Fjordland основным является сдвиговое поле напряжения, с субгоризонтальной ориентированной осью сжатия в 315° , коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,47»; 3) в области блока Insammer происходит растяжение, с ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения в 330° . коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «-0,5»; 4) на территории Porttipahdan реализуется обстановка сжатия, с субгоризонтальной ориентировкой оси сжатия в 315° , а коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,43»; 5) в районе Jarvidol преобладает обстановка сжатия, с ориентировкой одноименной субгоризонтальной оси в 330° (рис. 6). Такие представления хорошо согласуются с ранее опубликованными материалами [19]. Стоит отметить, что более восточная часть не была включена в модель, т.к. ранее опубликованные в работах [18; 20] материалы указывают на то, что она развивается в обстановке северо-западного сжатия на современном этапе.

Таким образом, на основе данных компьютерного моделирования **предложена схема напряженного состояния территории и выделены участки возможного формирования новых разрывов малой протяженности, распределение которых согласуется с положением эпицентров землетрясений.**

По данным о характере распределения эпицентров землетрясений и расположению участков, на территории которых, по данным компьютерного моделирования, происходит формирование новых разрывов малой протяженности, построена схема зон ВОЗ (рис. 8, табл. 1). При этом выделенная Финнско-Российская зона частично совпадает с ранее изученной Куусамо-Порьегубской ВОЗ, Беломорская – с континентальной частью

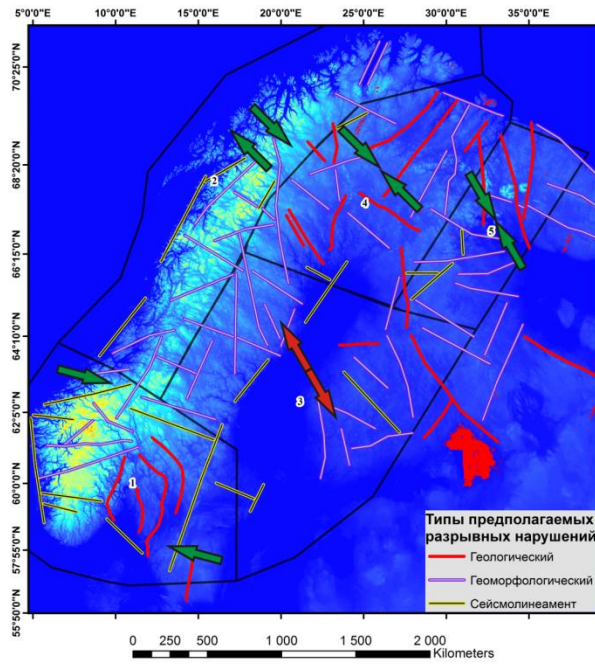


Рис. 6 Схема, иллюстрирующая деление Фенноскандинавского щита на блоки, отличающиеся типом напряженного состояния: зеленые стрелки - оси сжатия, красные - оси растяжения. Цифрами обозначены номера блоков: 1 - Venusland, 2 - Fjordland, 3 - Insammer, 4 - Porttipahdan, 5 – Jarvidol

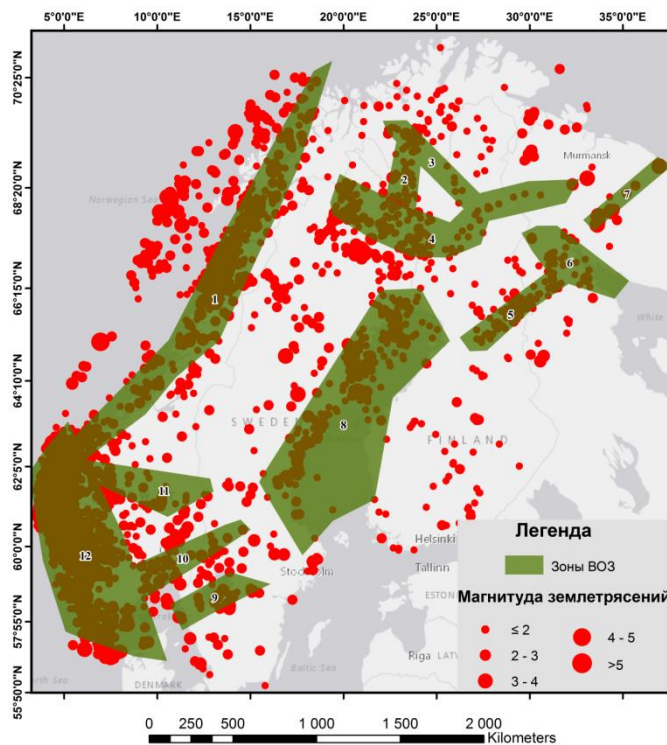


Рис. 7 Карта зон ВОЗ территории Фенноскандии: цифрами обозначены номера зон ВОЗ, соответствующие указанным в табл. 1.

№ п/п	Название	Линейные размеры (в км)	Максимальные магнитуды землетрясений
1	Норвежская	2670 200	5,4
2	Финско-Шведско-Норвежская	300 200	3,3
3	Финско-Норвежская	700 135	3,7
4	Шведско-Российская	1540 200	3,6
5	Финско-Российская	670 130	3,5
6	Беломорская	650 380	3,2
7	Апатитовая	600 100	4,7
8	Ботническая	1750 500	4,1
9	Венернская	480 170	4,8
10	Осло	715 160	3,8
11	Центрально-Норвежская	700 200	3,9
12	Бергенская	1350 500	5,2

Табл. 1. Краткое описание выделенных зон ВОЗ

Кандалакшской ВОЗ, Апатитовая – частично совпадает с Хибинско-Ловозерской ВОЗ, Ботническая, Финско-Российская и Шведско-Российская подтверждают Ботний-Финнмаркскую ВОЗ [7, 8].

Воронежская антеклиза

Компьютерное геодинамическое моделирование (для этого использовались данные об активности разломов фундамента, карты поверхности фундамента и рельефа, а также современный сейсмический каталог) северного склона Воронежской антеклизы показало, что **фундамент данной территории находится в сдвиговом поле напряжения, с ориентировкой оси сжатия в 335°**. Данный тип поля напряжений, возможно, является результатом взаимодействия нагрузки от складчатого сооружения Кавказа, расположенного на юге и давления от складчатого сооружения Урала. На рисунке 8 показаны зоны ВОЗ, выделенные на основании корреляции (коэффициент Пирсона равен 0,44) вероятности возможного трещинообразования, полученного при геомеханическом моделировании, с гипоцентрами малоглубинных землетрясений (до 6 км.). Всего было выделено пять зон ВОЗ (максимальные магнитуды в пределах зон определены на основании сейсмического каталога): 1) Пачелмская ($M_{\max}=4$), простирающаяся в северо-западном направлении, протяженностью в 825 км и шириной от 80 до 160 км и совпадает Пачелмским авлакогеном; 2) Липецкая ($M_{\max}=4,5$), простирающаяся субмеридианально, длиной в 460 км и шириной от 38 до 130 км; 3) Калужско-Елецкая ($M_{\max}=2$) зона северо-западного простирания, длиной в 620 км и шириной от 55 до 100 км; 4)

Североворонежская ($M_{\max}=2,5$) субширотная зона, размерами 255x93 км; 5) Тербунская ($M_{\max}=2$) зона северо-западного простирания размерами в 135 км и шириной от 35 до 47 км.

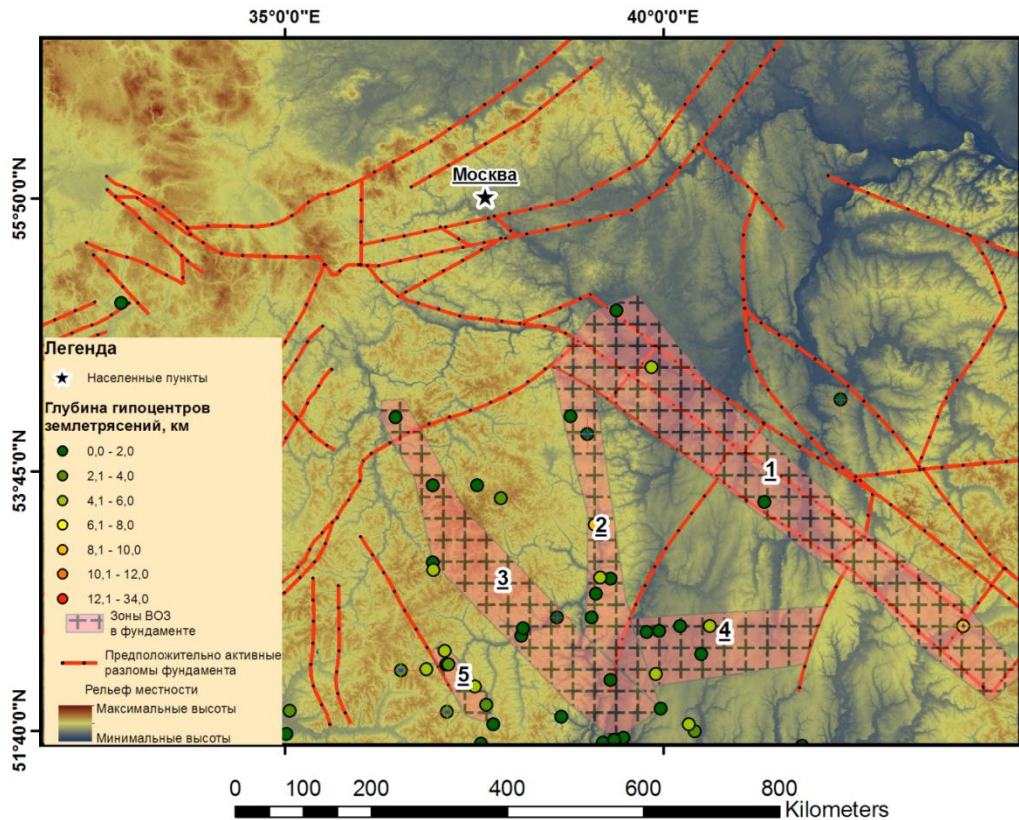


Рис. 8 Карта зон ВОЗ северной части Воронежской антеклизы. Цифрам на карте соответствуют следующие зоны: 1- Пачелмская, 2- Липецкая, 3- Калужско-Елецкая, 4- Североворонежская, 5 - Тербунская. Красные линии со штриховкой - разрывные нарушения, используемые при построении геомеханической модели.

Выводы

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1) для территории Балтийской синеклизы было установлено отличие в напряженном состоянии кристаллического фундамента и осадочного чехла, выделены зоны ВОЗ для обоих структурных этажей; 2) были определены типы напряженного и впервые выделены участки, отличные по напряженному состоянию Фенноскандинавского щита, а также были уточнены зоны ВОЗ; 3) установлено сдвиговое поле напряжения в пределах северного окончания Воронежской антеклизы и были выделены зоны ВОЗ в пределах фундамента.

Исследование выполнено в рамках НИР «Развитие методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования» (№ гос. регистрации АААА-А17-117060110060-3) (ИФЗ РАН).

Список литературы

1. *Рогожин Е.А.* Очерки региональной сеймотектоники / Е.А. Рогожин М.: ИФЗ РА, 2012— 338 с.
2. *Никонов А. А.* Обнаружение сейсмогенных деформаций в послеледниковых отложениях на южном побережье Финского залива / А. А. Никонов, А. М. Мийдел // Доклады Академии Наук. — 2003. — Т. 390, № 6. — С. 799 – 804.
3. Сеймотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения/ Р.Е. Айзберг [и др.] — М.: “Книга и Бизнес”, 2009. – 288 с.
4. *Рогожин Е.А.* Сеймотектоническая позиция очагов Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года с $M_w = 4.6$ и 4.8 , $I_0 = 6$ и $6-7$ (запад России) / Е.А. Рогожин [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 2004 году / под ред. О.В. Старовойт [и др.]. — Обнинск: издание ГС РАН, 2010. — С. 364–369.
5. *Рогожин Е.А.* Геофизические поля и землетрясения на территории Воронежского кристаллического массива / Е.А. Рогожин, М.А. Ефременко// Геофизические исследования. — 2010. — Т.11, № 4. — С. 57-71
6. *Ежова И.Т.* Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива / И.Т. Ежова, М.А. Ефременко, А.И. Трегуб // Вестник ВГУ.Серия геология. — 2010. — №1— С. 229-232
7. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукина. КН.1 Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007 —381 с.
8. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукина. КН.2 Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. — 93 с.
9. Seismic observation [Электронный ресурс] // Seismologian instituutti — Электрон. дан. — URL: <http://www.seismo.helsinki.fi/english/obsetvation>
10. *Костенко Н.П.* Геоморфология: учебник / Н.П. Костенко. — М.: Издательство МГУ, 1999. — 379 с.
11. [Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012].

12. Юдахин Ф.Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф.Н. Юдахин, Ю.К. Щукин, В.И. Макаров. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. — 299 с.
13. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., А.В. Горбатиков, А.И. Лутиков, С.С. Новиков, А.В. Мараханов, М.Ю. Степанова, Н.В. Андреева, А.С. Ларьков Оценка сейсмической опасности г. Калининград в детальном масштабе / Е.А. Рогожин [и др.] // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. — 2014. — №4. — С.19-27
14. Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие / Отв. ред. Н. В. Короновский. — М.: Книжный дом «Университет», 2005. — 496 с
15. Keiding M., Kreemer C., Lindholm C.D., Gradmann S., Olsen O., Kierulf H.P. A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment / M. Keiding [et. al] // Geophysical Journal International. — 2015. — Vol. 202. — P.1021-1028
16. Никонов А.А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) / А. А. Никонов // Геодинамика и тектоногенез: материалы Всерос. совещ. (Ярославль, 12-15 сентября 2000 г.) / Ярославль, 2000. — С. 118-119
17. King G.C.P., Cocco M. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences / Dmowska R, Saltzman B. (eds.). // Advances in geophysics. — 2001. — Vol. 44. — P. 1–38.
18. Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юговосток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. — 2017. — Т. 8. № 4. — С. 791–807.
19. Kierulf H.P., Steffen H., Simpson M.J.R., Lidberg M., Wu P., Wang H. A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models // J. Geophys. Res. Solid Earth. — 2014. — Vol. 119. — P. 6613–6629.
20. Slunga R.S. The Baltic Shield earthquakes // Tectonophysics. 1991. — Vol. 189. № 1–4. — P. 323–331.

ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНЕ КУБАДРИНСКОГО РАЗЛОМА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.В. Турова^{1,2}, С.Е. Деев^{1,2}, Н.И. Позднякова^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

e-mail: fearseven09@gmail.com

Чуйская впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая. С юга впадина ограничена активным Южно-Чуйским разломом, с которым связано Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. ($M_s = 7.3$, $I = 8-9$), с севера – Курайской зоной разломов [1]. Последняя представляет собой систему разломов правосдвиговой и взбросово-надвиговой кинематики, в число которых входит Кубадринский активный разлом. Разлом представляет собой крутопадающий на север взбросо-сдвиг протяженностью около 125 км [2]. Смещения долин временных водотоков указывают на правосторонние смещения по разлому с амплитудой до 200 м [3].

В северной части Кокоринской впадины, вдоль Кубадринского разлома выявлен разломный уступ протяженностью 3,5 км. Он сечет ниже-среднечетвертичные озерные и флювиогляциальные валунные галечники, пески и супеси [4] и имеет высоту от 1 до 3,4 м. В 80 м к ЮВ от долины р. Бугузун, вкrest простирания разломного уступа пройдена траншея протяженностью 11 м и глубиной до 2,2 м. Высота уступа в месте проходки траншеи составляет 1,7 м. В юго-восточной стенке траншеи вскрыт следующий разрез.

В основании разреза залегает делювиальный светло-серый гравийный галечник с песчаным и алевро-песчаным заполнителем (слой 1, видимая мощность более 1,4 м). Слой нарушен трещиной F1 и разломом F2. Разлом F2 представляет собой крутопадающий взброс с наклоном плоскости сместителя на север. Амплитуда смещения вдоль плоскости сместителя составляет не менее 1,6 м. Светло-серый массивный гравийный галечник с песчаным заполнителем (слой 2, мощность 0,9 м) является коллювиальным клином, формирование которого происходило при разрушении висячего крыла взброса F2. Одновременно с подвижкой по взбросу F2 произошло внедрение песчаной дайки в слои 1 и 2. Дайка сложена серыми массивными среднезернистыми песками, имеет изогнутую форму и мощность до 0,3 м. Взброс F2, слой 2 и дайка срезаются и перекрываются отложениями слоя 3 - светло-серый массивный гравийно-галечник с песчаным заполнителем мощностью до 0,7 м. Выше слоя 3 залегают коричневые слабогумусированные пески мощностью около 10 см – палеопочва (слой 4). Накопление палеопочвы свидетельствуют о стабилизации уступа после подвижки по взбросу F2. Слои 1-3 нарушены взбросом F3 с падением плоскости сместителя на север. Амплитуда

смещения вдоль крутонаклонной плоскости сместителя составила 0,7 м. Белесый массивный щебне-галечник с дресвяно-гравийно-песчаным заполнителем (слой 5, мощность 0,7 м) следует рассматривать как коллювиальный клин, образованный при разрушении висячего крыла разлома F3. В основании слоя присутствуют плохо окатанные валуны. В свою очередь, залегание слоев 3-5 нарушено падающим на север взбросом F4. Амплитуда смещения по взбросу составила 1 м. Одновременно с подвижкой по разлому F4 произошло излияние флюидизированных песков на поверхность (слой 6). Слой 6 сложен светло-коричневыми массивными среднезернистыми песками с редкими включениями гравия (мощность 0,7 м). Выше залегает слой 7 (коллювиальный клин), который представлен палевыми крупнозернистыми песками с включениями дресвы, гравия, щебня, гальки, плохо окатанных валунов (мощность 0,7 м). Разрез завершается темно-коричневыми слабогумусированными мелкозернистыми песками с включениями гравия – современная почва (слой 8, мощность 0,5 м).

В результате тренчинговых исследований в северной части Кокоринской впадины нами выявлены следы трех палеоземлетрясений. С первым событием связана подвижка по взбросу F2, внедрение песчаной дайки и формирование трещины F1. Выявленная амплитуда смещения вдоль взброса F2 позволила оценить моментную магнитуду палеоземлетрясения - $M_w = 6.8-7.0$. При расчете использованы корреляционные зависимости между моментной магнитудой (M_w) и величинами среднего (AD) и максимального смещения (MD) по разлому из [5]. При этом использованы коэффициенты для всех типов разломов. Согласно шкале MSK-64 интенсивность (I) землетрясения с такой магнитудой могла составлять 8-9 баллов. Второму землетрясению соответствует взброс F3. Параметры этого палеоземлетрясения составили $M_w = 6.6-6.8$, $I = 8-9$ баллов. Самое молодое событие связано с подвижкой по взбросу F4. Параметры третьего палеоземлетрясения составили $M_w = 6.69-6.93$, $I = 8-9$ баллов. Следует отметить, что одновременное формирования при первом и последнем землетрясении взбросов, соответствующих обстановке сжатия, и излияния флюидизированных песков через структуры растяжения указывают на то, что подвижки по сейсмогенным разрывам имели взбросово-сдвиговую кинематику. Поэтому оценки магнитуд этих землетрясений являются минимальными.

Для определения возраста палеоземлетрясений отобрана серия образцов для ^{14}C и ОСЛ датирования, которые в настоящее время находятся в стадии обработки. Ранее в зоне Кубадринского разлома, в 8 км к западу, были зафиксированы поверхностные разрывы палеоземлетрясения с возрастом около 3100 лет назад [3]. Это дает нам возможность предположить, что одно из выявленных нами палеоземлетрясений имеет аналогичный

возраст, а исследованный уступ входит в единую систему разновозрастных первичных палеосейсмодислокаций. Более того с учетом ранее проведенных палеосейсмологических исследований в зоне Курайского разлома, параллельного Кубадринскому, система разрывов палеоземлетрясения с возрастом 3,2-3,0 тыс. лет протянулась на 100 км до северо-западной части Курайской впадины [1, 6-7]. Такая протяженность системы поверхностных разрывов, согласно [5], могла образоваться при землетрясении с $M_w=7.9$.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-35-00280 мол_а.

Список литературы

1. *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. Is.3 P. 293–310.
2. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
3. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.* Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. №6. С.31–51.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XVIII. Объяснительная записка / ред. А.В. Ильин. М.: Недра. 1965. 46 с.
5. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V.84. No.4. P.974–1002.
6. *Деев Е.В.* Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.
7. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.

МЕТОДЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

НОВЕЙШЕЕ ПОДНЯТИЕ ИНТРУЗИВА Г. БЕШТАУ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Н.А. Гордеев¹, И.В. Бондарь²

¹ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, аспирант, м. н. с., e-mail: gord@ifz.ru

²ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, аспирант, м. н. с.

Целью работ является оценка напряженно-деформированного состояния и геодинамического режима района горы Бештау. В качестве основной причины изучения новейшей тектоники района горы Бештау рассматривается высокая опасность радиоактивного заражения близлежащих городов и поселений вследствие разгрузки подземных вод массива трещиноватых кристаллических пород через горные выработки. В ходе выполнения работ решались следующие основные задачи:

1. Первичная обработка измеренных геологических стресс-индикаторов в районе горы Бештау;
2. Сопоставление результатов реконструкций локальных стресс-состояний с положением основных урановых жил Бештаугорского рудника.

Результаты реконструкций позволяют понять, в каком состоянии находятся коренные породы (геодинамический режим) и выяснить некоторые подробности развития разломных зон.

Введение

Бештаугорское урановое месторождение расположено в центральной части региона Кавказские Минеральные Воды (КМВ) на территории Ставропольского края на густонаселенной территории и отстоит всего в 3 км к юго-западу от г Железноводска и в 5 км к северо-западу от г Пятигорска (рис. 1). Данное месторождение связано с интрузией бештаунитов неоген-четвертичного возраста и разрабатывалось с 1949 г по 1975 г горнодобывающим предприятием ЛПО «Алмаз», а с 1975 г – ОАО ГМЗ. Первый рудник был образован в результате слияния в 1952 г двух рудников - Восточного и Западного, начавших добычу урана в августе 1950 года. В настоящее время поддерживаются в рабочем состоянии только выработки, обеспечивающие эксплуатацию радоновых скважин для снабжения радонолечебниц г Пятигорска [1].

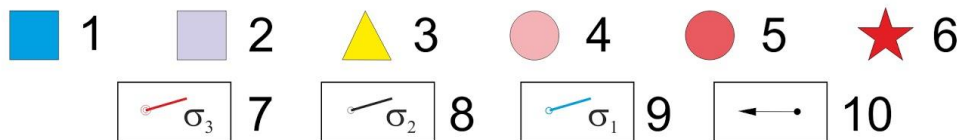
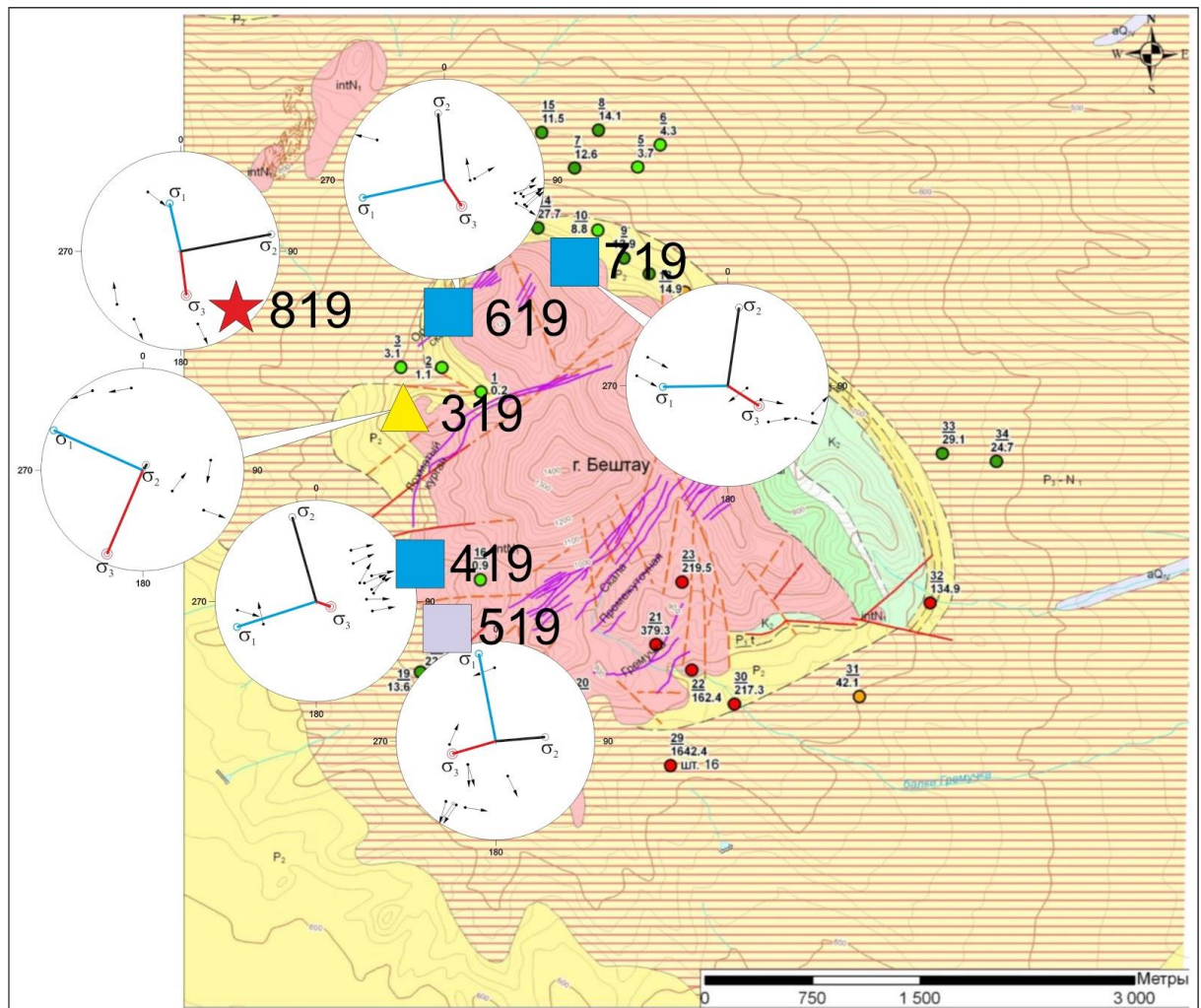
Потенциальную опасность представляет Бештаугорское гидротермальное урановое месторождение приуроченное к интрузиям трахилипаритов и липаритов неогенового возраста. Интенсивные тектонические процессы, сопровождающиеся образованием многочисленных открытых крутопадающих трещин, создали благоприятные условия для отложения минералов из циркулировавших по ним гидротермальных растворов. Урановое

оруденение приурочено в основном к тектоническим зонам, представляющие собой интенсивно брекчированные или милонитизированные осветленные трахилипариты или липариты. В пределах горы Бештау были разведаны следующие ураноносные жильные системы (в порядке с севера на юг) [2]:

- жильная система Орлиные скалы;
- жильная система Лохматый курган;
- жильная система Скала;
- жильная система Промежуточная;
- жильная система Гремучка;

Из всех известных рудоносных жильных систем и отдельных рудных участков жильная система Скала является самой крупной, наиболее разведанной и минерализованной. В ней сосредоточено около 98% урановых руд. Рудные структуры являются разрывными нарушениями северо-восточного простирания, полости которых выполнены милонитизированными породами. Падение их преимущественно северо-западное, крутое (70-90°), встречается и юго-восточное. На глубине количество зон оруденения уменьшается в результате их сочленения. Мощность зон – 0.5-2.5 м, в местах пересечения с нарушениями меридионального и северо-западного простирания она значительно увеличивается. К таким участкам приурочены наиболее крупные рудные тела, образующие рудные столбы, линзы и жилы [3].

Гидрогеологически район входит в Кавминводский гидрогеологический подрайон и располагается в пределах Минераловодского артезианского бассейна. Структура г Бештау представляет собой своеобразное внедрение магмы в неоген-четвертичное время через моноклинально залегающие осадочные породы дочетвертичного возраста. Интрузив проникает через толщу глинистых пород олигоцена к поверхности и вдоль северо-восточного склона массива Козьих скал обнажается вся гамма осадочных пород от аптского яруса до верхнего хадума (нижний олигоцен) включительно, которые в виде крупной глыбы вынесены восходящей интрузией гранитпорфиров, образующих на поверхности горы-лакколиты, куполообразные структуры, в результате чего геологический разрез осложнен многочисленными нарушениями, в основном, кольцевого и полукольцевого вида (рис. 2) [4]] и осадочные породы находятся в опрокинутом залегании (рис. 1 и 2). Наиболее гидрогеологически активными являются малоамплитудные полукольцевые зоны разломов и сопутствующие им зоны повышенной тектонической трещиноватости осадочных пород, опоясывающие горы-лакколиты с юга и с запада [4]. В зоне внедрения интрузивного массива горы Бештау в толщу осадочных пород образовалась брахискладка куполовидной формы, причем на юго- западе этого мас-



Условные обозначения

Гидрогеологические подразделения

intN ₁	Миоценовая интрузивная водоносная зона разломов
aQ _v	Аллювиальные четвертичные отложения.
P _{3-N₁}	Олигоценно-нижнемиоценовый (майкопский) водоупорный горизонт
P ₂	Эоценовый относительно водоупорный горизонт
P _{1t}	Танетский относительно водоупорный горизонт
P _{1d-sl}	Датско-зеландский (эльбурганский) водоносный горизонт
K ₂	Верхнемеловой водоносный горизонт
K _{1al2.3}	Средне-верхнеальбский водоупорный горизонт
K _{1a-al}	Аптско-нижнеальбский водоносный горизонт

Горизонталы рельефа

	Озера
	Ручьи
	Жильные системы с урановым оруденением
	Разломы и тектонические нарушения:
	достоверные
	предполагаемые

$\frac{20}{0.2}$ Пункт опробования, в числителе - номер пункта в знаменателе - содержание урана, $n \cdot 10^{-7}$ г/л

Содержание урана, $n \cdot 10^{-6}$ г/л:

	<10
	10-30
	30-100
	100-1700

Рис. 1. Результаты реконструкций локальных стресс состояний наложенные на упрощенной геологической схеме с содержанием U в водах родников, итольневых и поверхностных водах горы Бештау (по данным опробования 2011 г. [3]) 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 точках

наблюдения. 1-6 – типы геодинамических обстановок (в горизонтальной плоскости): 1 – растяжение; 2 – растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – сдвиг; 4 – сжатие со сдвигом; 5 – сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной плоскости (взрез); 7-10 – результирующие круговых диаграмм: 7 – ось математически максимального сжатия; 8 – ось математически промежуточного сжатия; 9 – ось математически минимального сжатия; 10 – вектора перемещений по трещинам в точке полюса

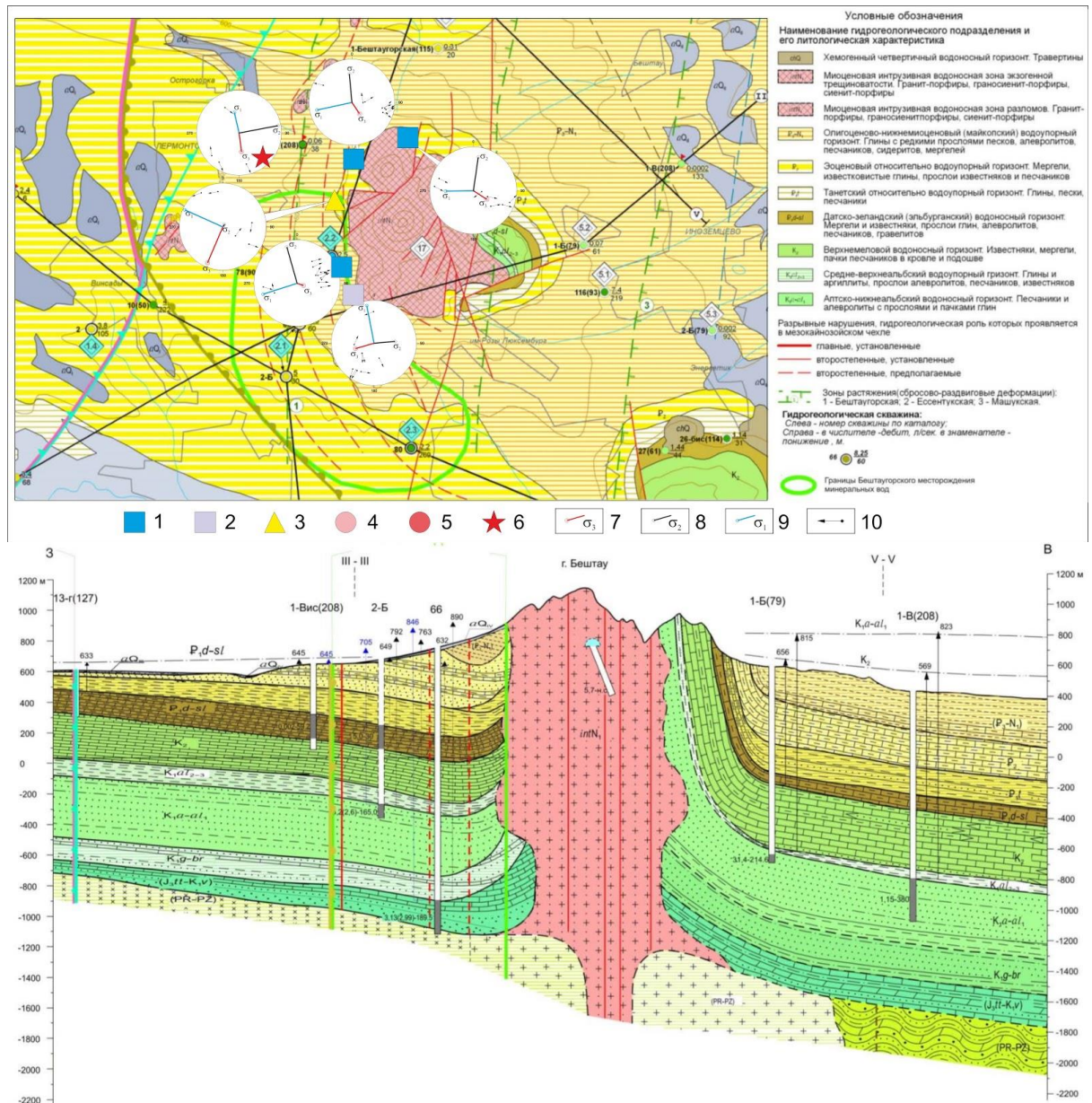


Рис. 2. Результаты реконструкций локальных стресс состояний наложенные на геолого-гидрогеологическую схему района горы Бештау и разрез по линии II-II к ней (Масштаб 1:200000) [4]. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в точках наблюдения. 1-6 – типы геодинамических

обстановок (в горизонтальной плоскости): 1 – растяжение; 2 – растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – сдвиг; 4 – сжатие со сдвигом; 5 – сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной плоскости (взрез); 7-10 – результирующие круговых диаграмм: 7 – ось математически максимального сжатия; 8 – ось математически промежуточного сжатия; 9 – ось математически минимального сжатия; 10 – вектора перемещений по трещинам в точке полюса

сива осадочные породы характеризуются небольшой амплитудой их поднятия – до 200 м для нижнемеловых отложений, а на северо-восточном склоне этого горного массива породы нижнего мела с глубины 1300 м были подняты на дневную поверхность [4; 1].

Методика

Метод катакластического анализа позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде–Надаи [5]. Реконструкция напряженно-деформированного состояния проводится по данным полевых замеров пространственной ориентировки зеркал скольжения. Для реконструкции используется программа STRESSgeol, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН.

Результаты реконструкций

Точки наблюдения тяготеют к краевым частям массива, представленные скальными выступами магматических пород (бештауниты неоген-четвертичного возраста). Получено 7 реконструкций из 9 точек наблюдения. В работе к демонстрации выбраны 6 реконструкций. Описание стереограмм ведется последовательно с севера на юг (рис. 1):

В северной части массива, в точках наблюдения 619 и 719 ось максимального сжатия субвертикально падает на северо-запад, а ось растяжения имеет субширотную ориентировку и полого падает на восток. Окольцовывая небольшой структурный участок массива, отделенный разломами северо-западной ориентировки и системой ураноносных жил “Лохматый курган”, г Малый Тау.

В западной части массива, в центральной его части, точки наблюдения 319 ось максимального сжатия имеет северо-восточную ориентировку с субгоризонтальным погружением. Ось максимального растяжения также субгоризонтальна с юго-восточным субгоризонтальным погружением. Точка наблюдения приурочена к разломной зоне и ураноносным жилам “Лохматый курган”.

В точке 419 ось максимального сжатия субвертикально погружается на северо-запад, а ось максимального растяжения полого погружается на восток-северо-восток,

находясь при этом в близости от разрывного нарушения широтного простирания и субвертикального падения с севера и с юга.

В точке 519 ось максимального сжатия субширотная с средним углом (около 45°) погружения на восток, а ось максимального растяжения субмеридиональная, субгоризонтально-погружающаяся на юг. Точка наблюдения приурочена к крупной разломной зоне с сопутствующим ей наиболее богатым урановым жильным орудинением “Скала”.

Точка наблюдения 819 лежит за пределами интрузива и имеет резкие отличия в положениях осей. Ось максимального сжатия субмеридионально под углом 45° погружается на север, а ось растяжения с таким же простиранием и углом погружается на юг.

Помимо реконструкций проводились измерения содержания урана в родниковых источниках [3]. Концентрация урана с севера на юг плавно увеличивается с допустимых значений к недопустимым: (т.н. 319-619-719) концентрации $1.1 - 30 \cdot 10^{-6}$ г/л до (т.н. 419-519) концентрации $13.6 - 217.3 \cdot 10^{-6}$ г/л что говорит о возможной наибольшей реактивизации разломов южной части массива в новейшее время. Вследствие чего высвобождение флюидов с глубоких горизонтов идет интенсивнее.

При общем рассмотрении полученных геодинамических режимов по периферии массива отмечаются в основном обстановки растяжения: в точках 419, 619 и 719 обстановка горизонтального растяжения, в точке 519 обстановка горизонтального растяжения со сдвигом. Тем самым указывая на интрузивную природу массива г Бештау. Также это может быть связано с развитием интрузии в новейшее время, а именно поднятием центральной части массива и его “разваливанием”. Похожее развитие интрузивного тела в новейшее время наблюдается в Мурманской области в Хибинском щелочном массиве, что рассматривается в работах [6; 7]. В центре Хибинского массива фиксируются положительные вертикальные движения и обстановки горизонтального сжатия. А по краям массива наблюдаются обстановки горизонтального растяжения. Считается, что Хибинский массив развивается по типу протрузивного поднятия приповерхностной центральной части со смещением от центра к периферии за счет разгрузки избыточных горизонтальных напряжений.

В точке 319 получен геодинамический режим горизонтального сдвига, что подчеркивает реактивизацию, или продолжительную “жизнь” разрывной зоны в области уранового оруденения “Лохматый курган”.

Точка наблюдения 819 охарактеризована, как взрез, или сдвиг в вертикальной плоскости, что, возможно, связано со сложным строением вмещающих пород (рис. 2,

разрез). Так как при внедрении интрузий осадочный чехол испытывал сильные деформации как пликативные, так и дизъюнктивные.

Выводы

Зафиксированные обстановки горизонтального растяжения по периферии интрузии возможно связаны с новейшим развитием массива г Бештау - поднятием в центральной части и разгрузкой избыточных горизонтальных напряжений к краям массива. Помимо этого подчеркнута активность разломных зон, что говорит о повышенной потенциальной угрозе разгрузки радиоактивных подземных вод и газов (радон).

Г Малый Тау отделен разломной, рудоносной зоной “Лохматый курган” от г Бештау, и вероятно, разрастается на север-северо-запад, так как оси максимального сжатия однонаправлены на север-северо-восток. А в точках 419 и 519 фиксируется разнонаправленность на запад и на восток соответственно, подчеркивающая лево-сдвиговую кинематику по разломной зоне “Скала”.

Таким образом требуется доизучение центральной, южной и юго-восточной части г Бештау, так как есть не подтвержденные выводы и гипотезы, относительно кинематики разломных зон и сценария развития массива в новейшее время по “типу Хибин”.

Список литературы

1. *Мелентьева Н.М., Барановский А.Ф.* Отчет по НИР «Создание и поддержка системы объектного мониторинга состояния недр на предприятиях ГК «Росатом» Книга 5. «Оценка современного состояния геологической среды в районе размещения объектов бывшего госпредприятия «Алмаз» и прилегающих территорий». Москва. 2008. ФГУНПП «Росгеолфонд».
2. *Шведенко П., Бадалян Г., Пац В.* Геологическое строение и история формирования месторождений и рудопроявлений ураноносной провинции КМВ. (Отчет по разделу II темы «Закономерности образования, размещения и поисковые признаки гидротермальных месторождений урана в районе КМВ»). Т. 1. Месторождения урана. Кольцовская экспедиция. Эссендуки. 1957. ФГУНПП «Росгеолфонд».
3. *Глинский М.Л. и др.* Гидрогеологический отчет: Гидрогеологические, гидрогеохимические и радиологические условия, Бештаугорский урановый рудник, прогноз изменения гидродинамических условий вследствие реабилитации, родниковый сток, мониторинг уровней и химического состава подземных вод. В 2-х книгах. «Гидроспецгеология». Кн. 1. Москва. 2011. ФГУНПП «Росгеолфонд».
4. *Боревский Б.В., Абрамов В.Ю., Ершов Г.Е., Федоров А.В., Язвин.* Отчет о переоценке эксплуатационных запасов минеральных вод Эссендукского и Бештаугорского месторождений, в 8-ми книгах. Кн. 1. ГИДЭК. Москва. 2009. ФГУНПП «Росгеолфонд».

5. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
6. *Жиров Д.В., Маринин А.В., Жирова А.М., Сим Л.А.* Неотектоника южной части Хибинского массива: результаты комплексной интерпретации противоречивых явлений // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Т. 15. С. 140-143.
DOI: 10.31241/FNS.2018.15.033
7. *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.

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ФИОЛЕНТА (СЕВАСТОПОЛЬ) И ЕГО СВЯЗЬ С НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ И ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Л.И Демина¹, М.Ю. Промыслова²

¹*МГУ им. М.В. Ломоносова, в. н. с., e-mail: lidem06@rambler.ru*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, ассистент*

Фиолент – мыс и территория города Севастополя, расположенные на юго-западном побережье Гераклейского полуострова Крыма. По наблюдениям В. И. Лысенко [1].

В районе Фиолента насчитывается около 20 оползней, некоторые из которых остановились, а другие продолжают движение и сопровождаются обвалами. Только за последние несколько лет произошли крупные обвалы в районе Георгиевского монастыря, мысов Фиолент, Сфинкс, Айя-Бурун и Лермонтова, турбазы «Каравелла», вблизи Автобана и других местах. Считается, что основной причиной опасных процессов на Фиоленте является возросшая хозяйственная деятельность: освоение новых дачных участков; хаотичная застройка; масштабное строительство элитного коттеджного поселка; разработка на дне Черного моря подводных карьеров по добыче песка вблизи мыса Виноградный; пробивка шахты для фуникулера у мыса Лермонтова и др. Безусловно, все это влияет на интенсивность оползневых и обвальных процессов, но не является их основной причиной, которая связана, прежде всего, со сложным геологическим строением региона, неотектоническими процессами и имеет природный характер. По оценкам севастопольских ученых [2] в результате абразии и обвально-осыпных событий за последние пять-шесть тысяч лет берег в районе Фиолента отступил примерно на три километра.

Гераклейский полуостров расположен в районе повышенной сейсмической опасности. Согласно Б.Г. Пустовитенко и др. [3] большая его часть находится в зоне девятибалльной интенсивности сотрясений на средних грунтах, а южная — десятибалльной по шкале MSK-64.

В Горном Крыму неотектонический этап начался по разным данным в олигоцене [4, 5.], плиоцене [6]. Кайнозойские структуры Крыма образовались и продолжают формироваться в настоящее время за счет подвига субокеанической коры Черного моря под Крымский полуостров [4].

В геологическом строении Гераклейского полуострова Юго-Западного Крыма выделяется три структурных этажа. Верхний сложен известняками и глинами неогена, залегающими субгоризонтально и образующими плато. Они подстилаются выклинивающейся к юго-западу маломощной толщей мела и палеогена. Образования

среднего структурного этажа обнажаются в береговых обрывах района мыса Фиолент и представляют собой меланж, состоящий из кластолитов и матрикса юрских магматитов. Нижний структурный этаж, выделяемый по геофизическим данным, представлен слоистой осадочной толщей, смятой в крупную Гераклейскую антиклиналь [4].

В районе мыса Фиолент в составе среднего структурного этажа присутствуют все члены разреза офиолитовой ассоциации, образовавшейся над зоной субдукции в задуговом бассейне спредингового типа [7]. С формированием данного бассейна связаны толщи брекчий вулканогенно-осадочной природы, количество которых заметно возрастает к юго-востоку [8].

Помимо первичных вулканогенно-осадочных брекчий в районе мыса Фиолент очень широко распространены брекчии тектонической природы, приуроченные к многочисленным зонам разрывов и расланцевания, в том числе надвиговой природы. Породы в таких зонах претерпели динамометаморфизм (дислокационный метаморфизм). Они брекчированы, катаклизированы, милонитизированы и часто замещены вторичными минералами – каолинитом, альбитом, кварцем, хлоритом, карбонатами, актинолитом, эпидотом, цеолитами, оксидами железа и др.

Подобные зоны преимущественно северо-восточного простирания обнажены к западу от скалы Утюг, непосредственно на мысе Фиолент, в клифе Яшмовой бухты, с восточной стороны купола Монах, к западу от мыса Айя-Бурун и других местах.

Зона динамометаморфитов мыса Фиолент представлена сильнотрещиноватыми, катаклизированными и милонитизированными подушечными лавами и риолитовыми дайками. Здесь можно наблюдать кластолиты магматитов разного состава, совмещенные, скорее всего, при формировании коллизионной сутуры. Хорошо видно (рис. 1, А), как дайка риолитов разорвана и опрокинута, другая часть ее сдвинута с образованием структуры типа дуплекс. Подобные структуры в песчаниках таврической серии В.В. Юдин [4] связывает с надвигами. Впоследствии деформированные магматиты перекрылись горизонтально залегающими известняками неогена, в которых на Гераклейском плато структурно-геоморфологическими методами выделена крупная зона трещиноватости восток-северо-восточного простирания, берущая начало от мыса Фиолент. Она является границей двух типов рельефа: расчлененного овражно-балочной сетью к западу, в то время как к востоку подобное расчленение практически отсутствует [9]. Это свидетельствует об активизации зоны разлома на неотектоническом этапе. Отметим, что в этой части Фиолента регулярно происходят обвалы как известняков верхнего структурного этажа, так и нижележащих вулканитов (рис. 1, Б).

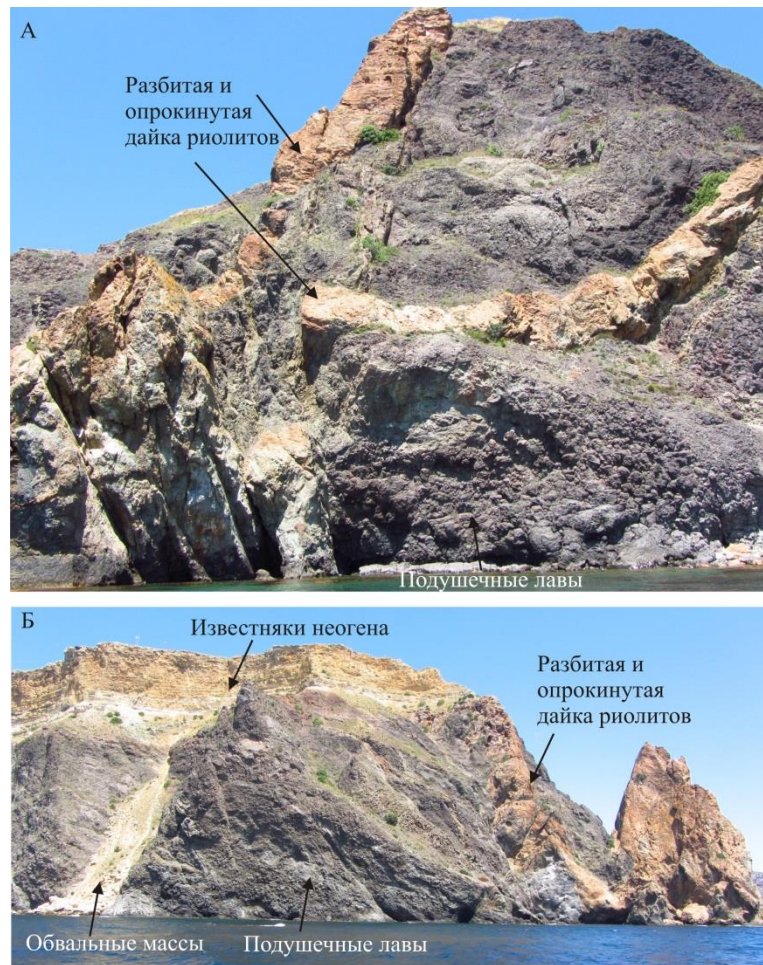


Рис. 1. Зона динамометаморфизма (трещиноватости, брекчирования, катаклаза и милонитизации) мыса Фиолент

К востоку от мыса Фиолент в клифах Яшмовой бухты выделяются несколько параллельных зон разломов тех же направлений, в которых породы среднего структурного этажа подверглись аналогичным динамометаморфическим изменениям. Одна из подобных зон шириной до 10–15 м пересекает купол скалы Монах с восточной стороны (рис. 2) и хорошо прослеживается в обрыве Яшмовой бухты вплоть до контакта с неогеновыми известняками, которые также сильно брекчированы.

Зоны трещиноватости, брекчирования, катаклаза, милонитизации и рассланцевания, сопряженные со сдвигами северо-западного простирания, хорошо видны в скальных обрывах мыса Виноградный, Лермонтова, в клифах районов мыса Броневой (Кашалот), скалы Утюг и др. Обвалы горных пород в подобных зонах также происходят довольно часто (рис. 3).

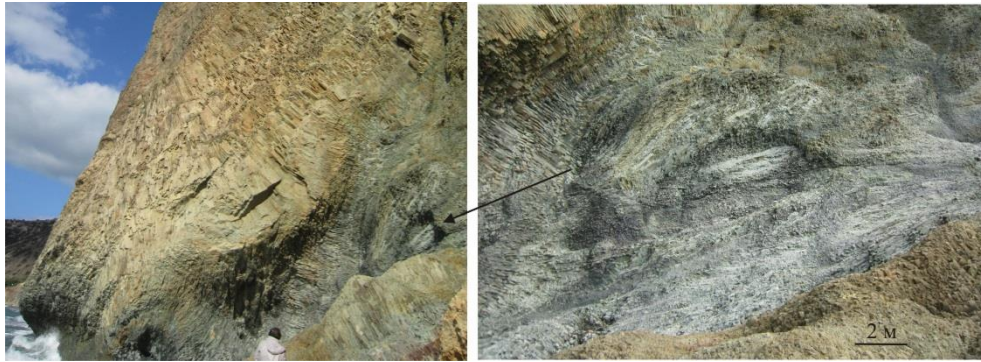


Рис. 2. Зона динамометаморфитов, рассекающая плагиориолиты скалы Монах



Рис. 3. Обвал в зоне сдвига северо-западного простирания. Клиф в районе мыса Броневой

Наиболее интенсивно обвальные процессы происходят в восточной части Фиолента на участке от Яшмовой бухты до Мраморной балки, которая образовалась за счет разрушения зоны Георгиевского разлома. В.В. Иванов и др. [10] считают, что эта часть Гераклейского плато расположена в зоне влияния Георгиевского разлома. Не вдаваясь в дискуссию о возрасте и кинематике этого разлома, отметим, что он хорошо выражен геоморфологически и неоднократно проявлял активность в неотектонический этап развития Гераклейского полуострова, что подчеркивалось многими исследователями [10, 11, 12]. Здесь можно наблюдать обвалы (рис. 4, А) оползни (рис. 4, Б) а также залегающие на подушечных лавах олистостромы (рис. 4, В-Г), сложенные уплотненными обломочными известняками, которые интенсивно разрушаются.

В подушечных лавах наблюдаются многочисленные зеркала скольжения с карбонатными жилками и оксидами железа (рис. 5, А). В цементе брекчий присутствуют медистые минералы и сульфиды (рис. 5, Б).

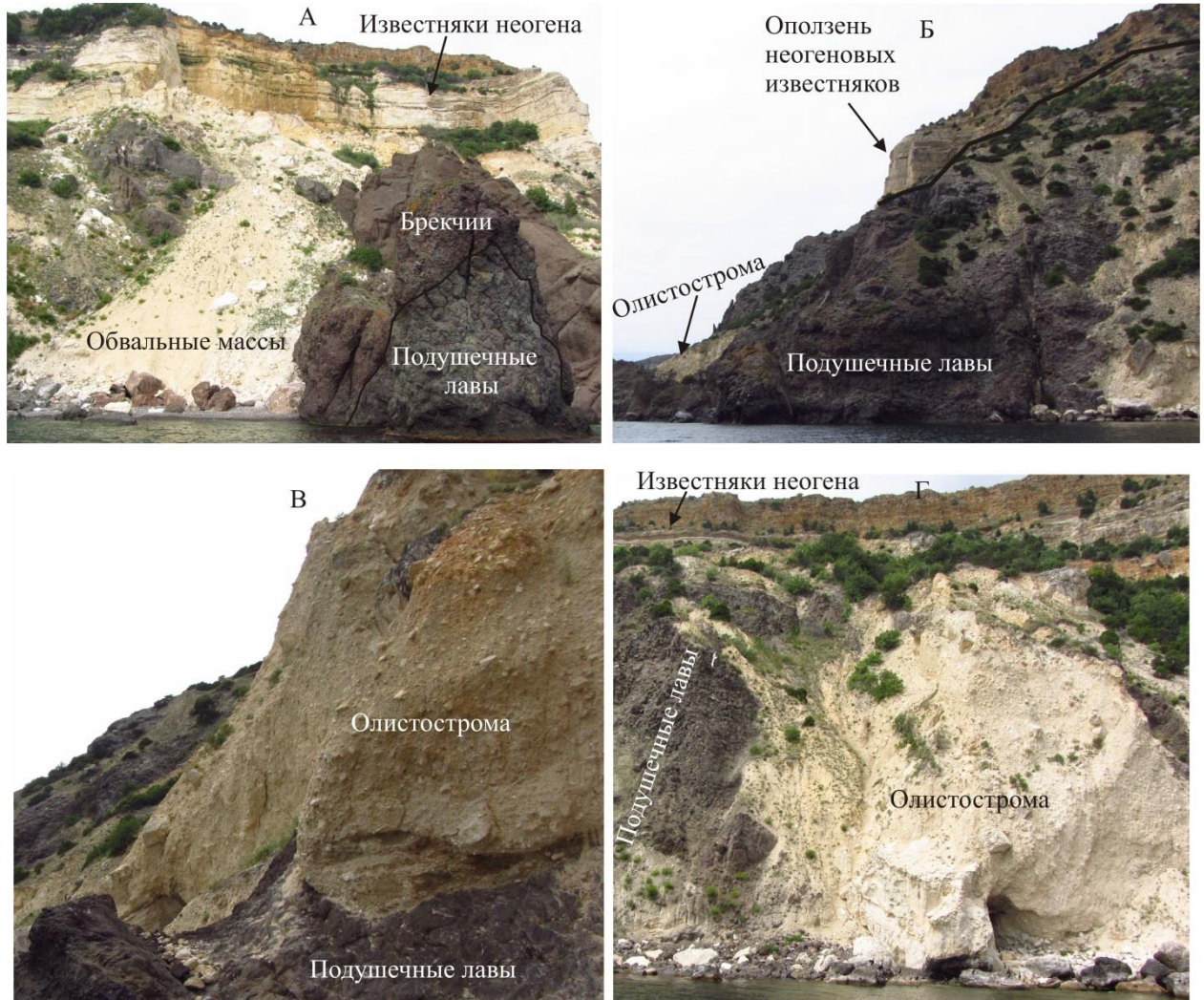


Рис. 4. Обвалы (А), оползни (Б) и олистодромы (В, Г) Восточного Фиолента

На микроскопическом уровне динамометаморфизм проявляется в сильном дроблении, грануляции и волнистом погасании минералов, а также замещением вторичными парагенезисами с эпидотом, хлоритом, альбитом, кварцем, карбонатами и др. (рис. 6).

Большинство динамометаморфитов Фиолента, согласно классификации Б.М. Чикова [13], относится к D-тектонитам и образовались в эпизоне за счет приразломного разрушения горных пород. Более глубинные К-тектониты мезозоны с перекристаллизацией на термодинамическом уровне зеленосланцевой фации метаморфизма встречаются реже, в основном, на западном и восточном окончаниях выходов горных пород среднего структурного этажа.

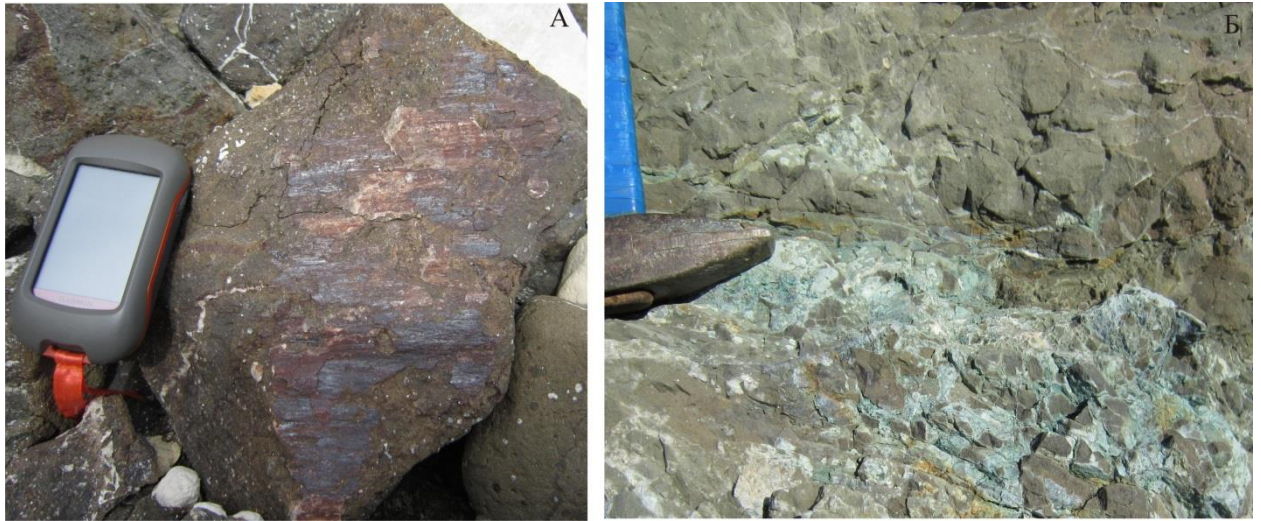


Рис. 5. Зеркало скольжения с карбонатной жилкой и оксидами железа (А). Брекчия с медистыми минералами в подушечных лавах (Б).

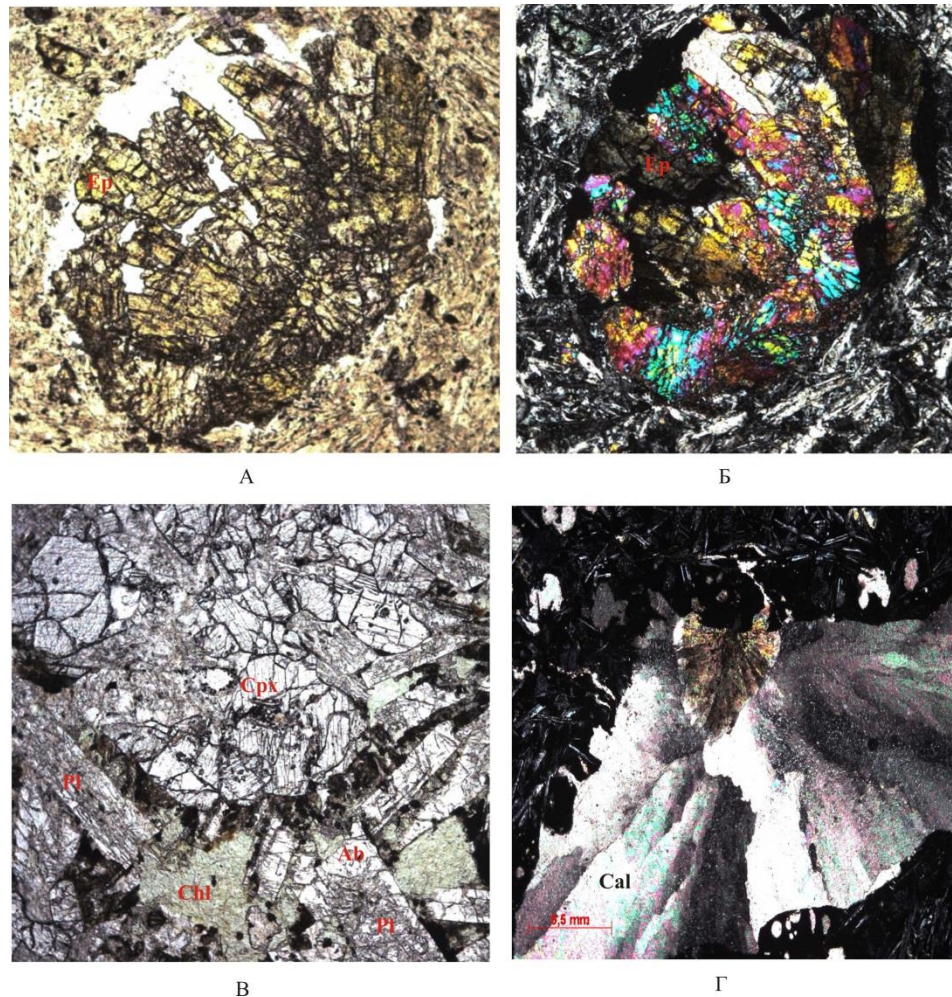


Рис. 6. Фото шлифов динамометаморфитов Фиолента. А, Б - раздробленные и гранулированные зерна эпидота в миндалинах подушечных лав. В - замещение раздробленных пироксенов и плагиоклазов хлоритом, кварцем и альбитом в габбро. Г – волнистое погасание кальцита в миндалинах подушечных лав. Ab-альбит, Cal-кальцит, Chl-хлорит, Sprx-клинопироксен, Ep-эпидот, Pl-плагиоклаз.

В заключении отметим, что практически все горные породы Фиолента в той или иной степени брекчированы, однако зоны наиболее сильно динамометаморфизованных пород приурочены к активизированным древним разрывам среднего структурного этажа, которые наблюдаются в береговых обнажениях Фиолента и выделяются на Гераклейском плато структурно-геоморфологическими методами. К участкам развития брекчий, зон расланцевания и трещиноватости приурочены наиболее интенсивные процессы разрушения и обвалы неогеновых известняков плато, что необходимо учитывать при хозяйственной деятельности.

Список литературы

1. <https://ftour.otzyv.ru/read.php?id=227493&p=120>
2. <https://rg.ru/2016/12/15/reg-ufo/uchenyepredlozhili-zapretitstroitelstvo-fiolente.html>
3. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А.* Новые карты сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели долговременной сейсмической опасности // Геофизический журнал. 2006. № 3. Т. 28. С. 54–77.
4. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 333
5. *Nikisin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London Spec. Publ., 2017. V. 428. P. 241–264.
6. *Вольфман Ю.М.* Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма // Геофизический журнал. 2015. Т.37. № 1. С. 100–120.
7. *Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др.* Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
8. *Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Гуцин А.И., Короновский Н.В.* Типы брекчий офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма и их значение для палеогеодинамики региона // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2017. № 3. С. 35–40.
9. *Промыслова М.Ю., Брянцева Г.В., Демина Л.И., Косевич Н.И.* Новейшие структуры Гераклейского полуострова (Юго-Западный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2019. № 2. С. 8–16.
10. *Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Тополок А.С., Ефимцева Л.Л., Болдырев С.Н.* Особенности тектоники Юго-Западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 4. С. 27–39.

11. *Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Топлюк А.С., Ефимцева Л.Л.* Новые данные о геологическом строении побережья Юго-западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. №4. С. 30–39.
12. *Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В.* Тектонические факторы развития новейших геодинамических процессов Юго-Западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 3. С. 61–74.
13. *Метаморфизм и тектоника (ред. Скляр Е.В.)* М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.

ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ НАПРЯЖЁННО– ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЯПОНСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ПОСЛЕ СОБЫТИЯ ТОХОКУ МЕТОДАМИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.С. Мягков¹, Ю.Л. Ребецкий²

¹*ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с., e-mail: dsm@ifz.ru*

²*ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, зав. лаб.*

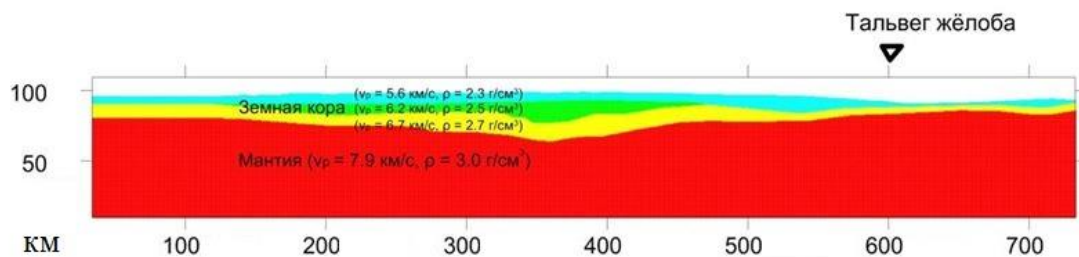
Катастрофическое землетрясение 11 марта 2011 г., именуемое Японским землетрясением, или землетрясением Тохоку (в честь соответствующей японской префектуры) является одним из сильнейших за всю историю наблюдений и стало причиной таких техногенных катастроф, как аварии на японских АЭС (включая известную аварию на АЭС Фукусима-1). Вопросом, требующем отдельного изучения, является проблема реконструкции напряжённо-деформированного состояния литосферы зоны субдукции региона Тохоку (северное Хонсю) на стадии, непосредственно предшествовавшей катастрофическому землетрясению Тохоку и поиска соответствующих геодинамических факторов, ответственных за формирование данного напряжённого состояния. Первая из приведённых выше задач рассматривалась в работе [1], а в работе [2] авторами был предложен, на основании результатов численного моделирования, механизм формирования напряжённого состояния исследуемого региона, основанный на совместном воздействии мелкомасштабной астеносферной конвекции и экзогенных (эрозионно-аккумулятивных) факторов. При этом исследовалось именно напряжённо-деформированное состояние литосферы до события Тохоку.

Однако после катастрофического землетрясения произошла выраженная перестройка напряжённого состояния вследствие разгрузки литосферы в результате реализации разрыва землетрясения. Данная перестройка достаточно ярко выражена, в результате чего напряжённое состояние всего региона после события отличается от приведённого в работе [1] наличием выраженной области преобладания геодинамического типа напряжённого состояния «растяжение» в континентальной коре Японского микроконтинента близ жёлоба. В рамках данного исследования методом численного моделирования (методика изложена в работах [2-4]) был исследован вопрос о структуре перестройки напряжённого состояния региона в результате события Тохоку. Для этого в полученные в работе [2] модели был непосредственно введён процесс формирования разрывного нарушения по имеющимся данным о геометрии сместителя и амплитудах

подвижки. В качестве входных данных было использованы результаты моделирования формирования напряжённо-деформированного состояния до события (из работы [2]).

Результаты моделирования и общая схема модели приведены на рис. 1. В качестве элемента предварительного анализа рассматриваются результаты численных расчётов для более простых моделей, не учитывающих реальную геометрию зоны субдукции. Их обобщение позволило подобрать оптимальный способ нагружения модели, нагрузка реализовывалась посредством действия тангенциальных массовых сил на восточном фланге континентальной части модели. Сформированное напряжённое состояние модели, далее, подвергается окончательной перестройке, за счёт непосредственного ввода разрывного нарушения в модель. Полученное, таким образом, поле напряжений характеризуется наличием искомой обстановки горизонтального напряжения на восточном фланге Японского микроконтинента (рис 1б).

а



б

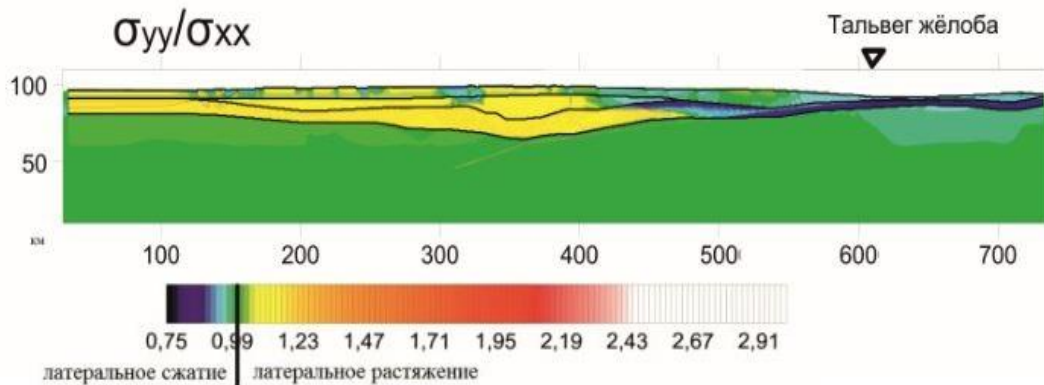


Рис 1. (а) Общая схема модели и (б) результаты моделирования - структура напряжённого состояния (в виде отношения σ_{yy}/σ_{xx}) после реализации подвижки по разрывному нарушению.

Список литературы

1. 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. [dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137](https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137).

2. *Погорелов В.В., Конешов В.Н., Ребецкий Ю.Л.* Численное моделирование напряжений западного фланга Зондской субдукционной области // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 2010. № 2, вып. 15. С. 174-192.
3. *Уилкинс М.Л.* Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. 1967. М.: Мир. С. 212-263.
4. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. - № 3. С. 129-142.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОГО УРОВНЯ НАПРЯЖЕНИЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Д.С. Мягков¹

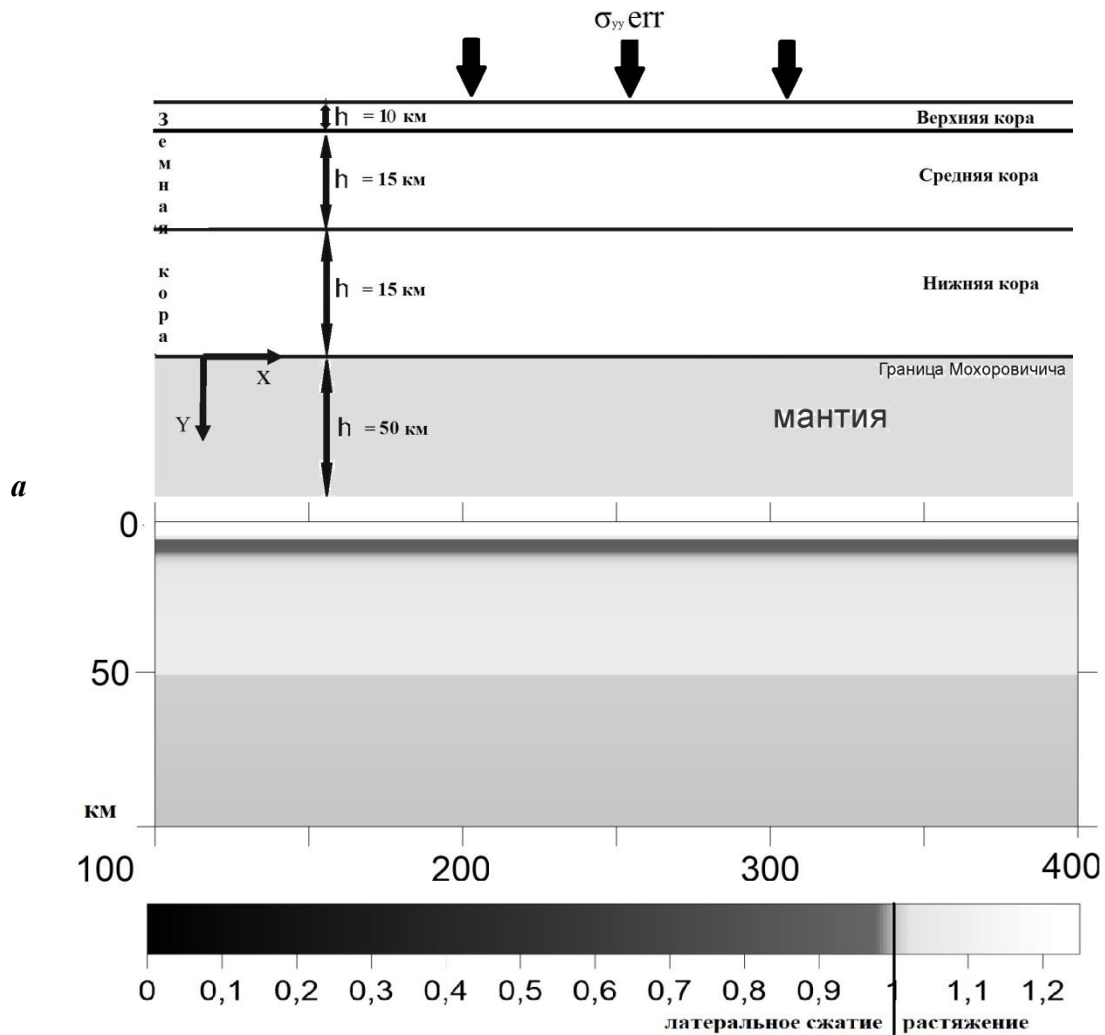
¹ИФЗ им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), н. с., e-mail: dsm@ifz.ru

Одной из актуальных на текущий момент проблем геологии является поиск механизма, ответственного за формирование избыточных напряжений горизонтального сжатия в континентальной коре. Изучение данных напряжений имеет практическую значимость, так как их наличие может приводить к аварийным ситуациям при работах на рудных месторождениях (к примеру, на территории России они повсеместно проявляются на Кольском полуострове [1]). Уровень аномальных σ_{xx} напряжений в области разработок может достигать десятков МПа. В работе [2] предложен физический механизм, объясняющий генерацию избыточных напряжений за счёт денудационных процессов. В данной работе представлен ряд численных моделей, демонстрирующий реализацию «денудационной» генерации аномальных σ_{xx} напряжений в континентальной коре в различных случаях. Рассматривается вопрос о структуре формирующегося поля напряжений, глубине проникновения аномалии и амплитуде формирующихся напряжений в зависимости от амплитуды денудации.

Для решения поставленной задачи применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом [3] для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Стефановым [4] для применения в геомеханике. Задача решается в двумерной постановке, вид напряжённо-деформированного состояния относится к типу плоская деформация. Тела модели рассматриваются как упруго-пластические, в качестве закона пластического течения используется модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [5].

В работе представлены модели разнообразной геометрии Базовая (одномерная) модель представлена на рис. 1. Она является горизонтально-слоистой, строение модели представлено на рис. 1а. Реализация денудации происходит в результате постепенного уменьшения плотности верхних ячеек модели до близкого к нулю значения. Рассматривается вопрос о поведении системы в зависимости от амплитуды денудации, последняя варьируется в диапазоне от 0.5 до 1.5 км. На рис. 1б приведены результаты моделирования (структура напряжённого состояния) для амплитуды денудации 1 км. Ярко прослеживается слой аномальных напряжений горизонтального сжатия на глубинах до 3 км, причём абсолютная величина напряжений достигает 15 МПа. Данный вариант,

впрочем, является относительно «мягким», амплитуды денудации для Балтийского щита достигают 10-15 км за Кайнозой-Мезозой.



б

Рис. 1. а) Общая схема базовой (одномерной) модели. б) Структура напряжённого состояния (в виде отношения σ_{yy}/σ_{xx}).

В работе представлены разнообразные модели, отличающиеся по геометрии от вышеописанной, реализующие при этом тот же механизм генерации избыточных напряжений. Рассматриваются такие модели как: модель с выраженным уступом в рельефе, модель эрозии для области наличия крупной речной террасы, рассматриваются модели формирования «денудационных» напряжений в континентальной коре реальных структур, таких как Балтийский щит и Японский микроконтинент. Во всех случаях показано ярко выраженное преобладание аномальных σ_{xx} напряжений в верхней части коры в области сноса геоматериала при достаточной амплитуде денудации (в среднем от 0.5 км). Это доказывает, что данный механизм генерации напряжений должен рассматриваться как один из ведущих, ответственных за формирования напряжённо-

деформированного состояния в континентальной коре в геодинамических моделях, наряду с "классическими» эндогенными механизмами и должен рассматриваться в качестве самостоятельного источника формирования напряжённо-деформированного состояния в геодинамических моделях.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-35-00482

Список литературы

1. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т 59, № 4. С. 263-280.
2. *Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008. Т 423, № 4. С. 538-542.
3. *Уилкинс М.Л.* Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. 1967. М.: Мир. С. 212-263.
4. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. - № 3. С. 129-142.
5. *Николаевский В.Н.* Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твёрдых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР 1972. С. 5-81.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ АКТИВНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА

А.О. Агibalов¹, И.В. Мошкин², Н.Г. Кошевой², А.А. Сенцов³, В.А. Зайцев⁴

¹*МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант, agibalo@yandex.ru*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, студент*

³*ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с.*

⁴*МГУ им. М.В. Ломоносова, в. н. с.*

Данная работа посвящена проблеме выделения проявляющих новейшую геодинамическую активность докембрийских структур Приладожья. Проведенные геоморфологические исследования и тектонофизическое моделирование показали, что к последним относятся гранито-гнейсовые купола Хавус, Риеккалансари и сопряженная с ним синформная структура, сложенная раннепротерозойскими ладожскими гнейсами [1]. Для того чтобы уточнить и дополнить ранее полученные данные, в 2019 г. нами были проведены эманационные радоновые исследования. Как показано в работах [2, 3], по аномалиям радиоактивных изотопов радона, поступающих по микротрещинам в подпочвенный слой, выделяются зоны повышенной проницаемости, нарушающие новейший структурный план.

Изучение объемной активности радона осуществлялось с помощью прибора RADEX MR 107, предназначенного для оценки эквивалентной равновесной объемной активности ^{222}Rn (ЭРОА). Диапазон измерений ЭРОА варьирует от 30 до 37000 Бк/м³, погрешность составляет 20%, цикл измерения – 4 часа [4]. Методика работ заключалась в том, что несколько индикаторов радона размещались вдоль линий профилей в небольших шурфах глубиной 0,5 м. В большинстве случаев регистрация ЭРОА проводилась в течение суток. Сокращение времени замеров до 4 часов было обусловлено погодными условиями, а расположение приборов на уровне дневной поверхности вдоль профиля 1-1 – сложностью проходки шурфов на крутом склоне, перекрытом каменной осыпью. Согласно приведенным в работах [5, 6] материалам, значения объемной активности радона обусловлены не только влиянием тектонических структур, но и приливными деформациями приповерхностного слоя земной коры, метеоусловиями. В пользу того, что выявленные аномалии ЭРОА связаны с геологическими структурами, свидетельствуют следующие данные. 1. Измерения вдоль каждой линии профиля проводились

одновременно (кроме профиля 5-5), что позволяет исключить из рассмотрения влияние метеоусловий и временных вариаций интенсивности радоновых эманаций. 2. Зафиксированные положительные аномалии объемной активности радона в большинстве случаев не менее чем в 10 раз превышают фоновые значения данного параметра (табл. 1).

точки наблюдения	дата начала измерения	продолжительность измерений	№ профиля	измерения выполнялись одновременно	аномалии ЭРОА значительно превышают фоновые значения
2-7	20.07.2019	1 сутки	5-5'	+	+
8-13	21.07.2019	1 сутки	5-5'	+	+
14-16	22.07.2019	1 сутки	6-6'	+	+
17-21	23.07.2019	4 часа	4-4'	+	
22-26	25.07.2019	1 сутки	3-3'	+	+
28-31	26.07.2019	1 сутки	2-2'	+	+
33-36	27.07.2019	1 сутки	1-1'	+	

Табл. 1. Краткая характеристика условий измерения объемной активности радона

Измерения ЭРОА проводились на территории двух опорных участков – островов Хавус и Риеккалансари. На территории острова Хавус расположены профили 1-1 и 2-2. Профиль 1-1 ориентирован вкрест простирания крутого склона, приуроченного к западной границе одноименного гранито-гнейсового купола (рис. 1). В пределах склона отмечены зоны тектонизации докембрийского возраста. В основании склона (точка наблюдения 33) измерения выполнялись на глубине 0,5 м, а выше по склону (точки 34-36) – на уровне дневной поверхности (рис. 2). Достаточно высокие значения объемной активности радона в точке наблюдения 33 можно интерпретировать как индикатор геодинамической активности выраженного в рельефе докембрийского разрывного нарушения, отделяющего купол Хавус от сопредельного межкупольного пространства. Опыт замеров ЭРОА на уровне дневной поверхности показал, что в большинстве случаев максимальные значения данного параметра не превышают 30 Бк/м³. В этой связи величины ЭРОА, измеренные в точках 34-36, являются аномально высокими и могут быть связаны с неотектонической активизацией гранито-гнейсового купола. Линия профиля 2-2 проходит вкрест простирания линейного понижения в рельефе, приуроченного к границе купола Хавус. Хорошо выраженная положительная аномалия объемной активности радона, наблюдаемая в самой низкой части данной морфоструктуры, позволяет рассматривать ее как

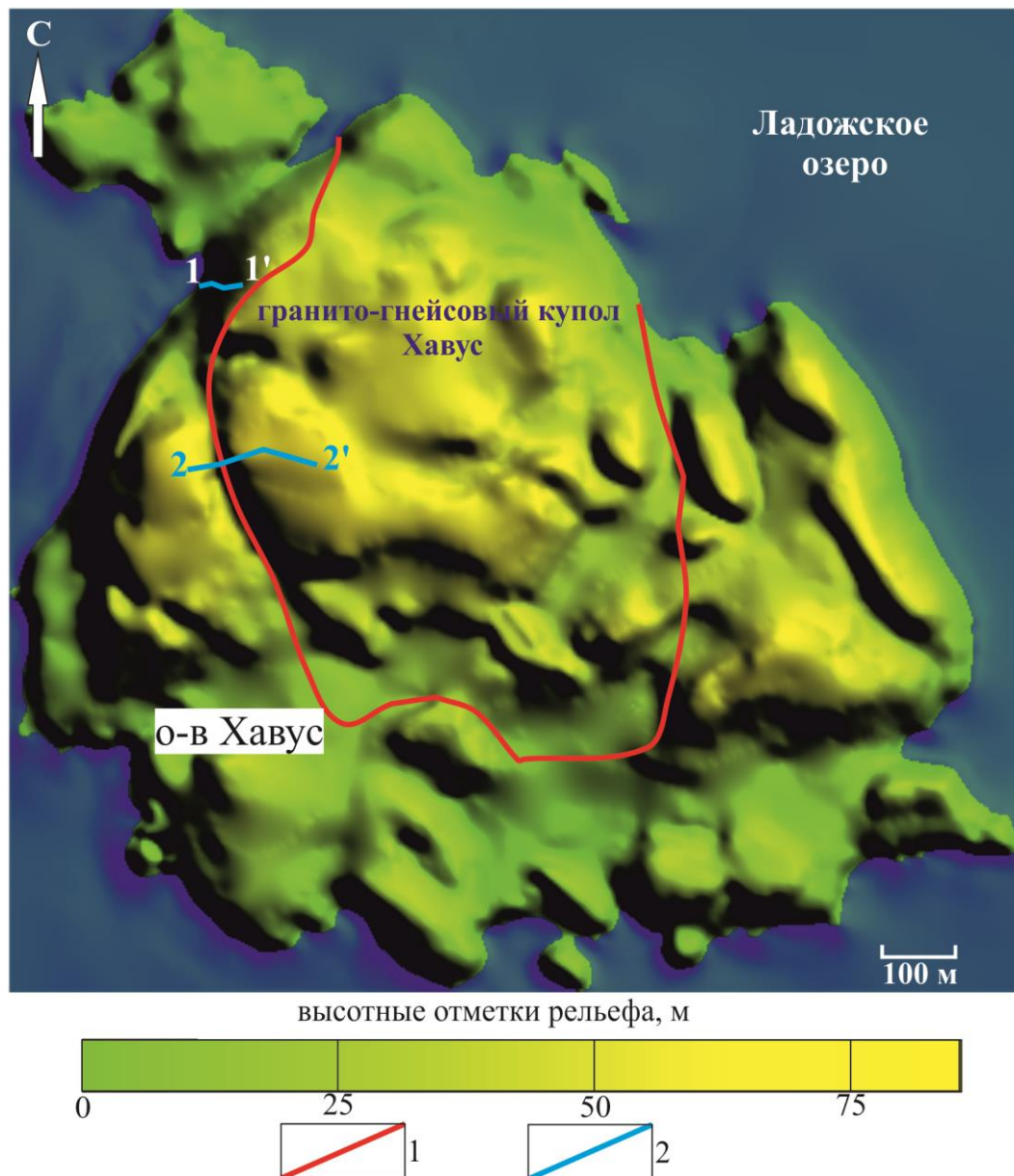


Рис. 1. Схема расположения профилей эманацонных радоновых исследований на острове Хавус: 1 – граница гранито-гнейсового купола Хавус, по [7]; 2 – линии профилей геодинамически активную зону (рис. 3). Таким образом, проведенные эманацонные радоновые исследования свидетельствуют в пользу предположения о том, что гранито-гнейсовый купол Хавус испытывает активизацию в новейшее время.

В южной части острова Риеккалансари эманацонные радоновые исследования выполнялись вдоль 4 профилей. Профиль 3-3 пересекает западную границу гранито-гнейсового купола Риеккалансари, которая подчеркивается в современном рельефе крутыми склонами и вертикальными уступами (рис. 4). Высокие значения ЭРОА вблизи этой границы позволяют предположить, что прямое отражение купола в рельефе связано с неотектоническими процессами, а не только с экзогенными факторами (рис. 5). Положительные аномалии ЭРОА на профиле 4-4 приурочены к восточной границе купола

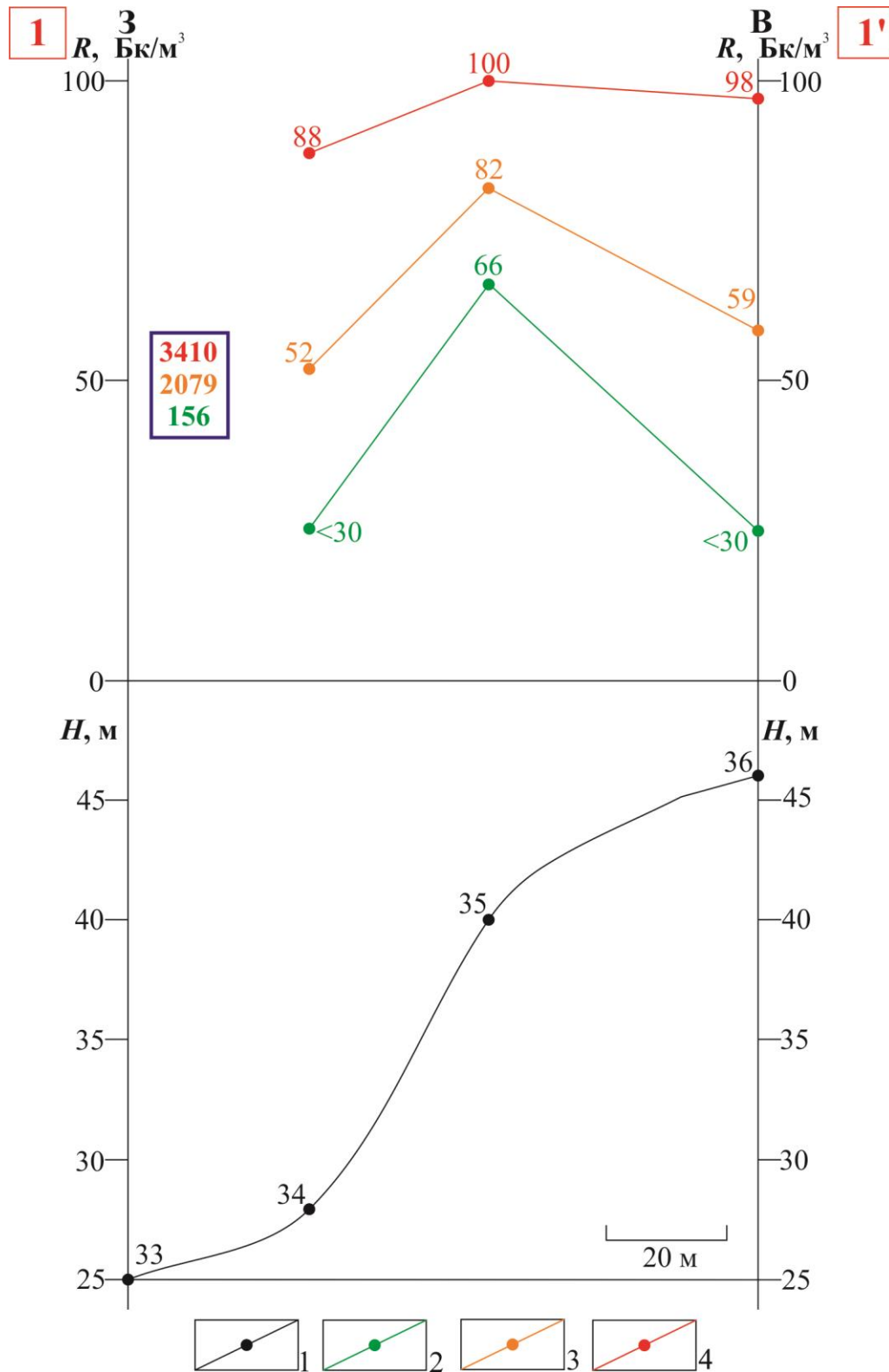


Рис. 2. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 1-1' (о-в Хавус): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2 – 4 значения объемной активности радона, измеренные в течение суток на уровне дневной поверхности: 2 – минимальные, 3 – средние, 4 – максимальные. В рамке – минимальное, среднее и максимальное значение объемной активности радона, измеренное в точке наблюдения 33 на глубине 0,5 м. R – объемная активность радона, Бк/м³; H – высота, м

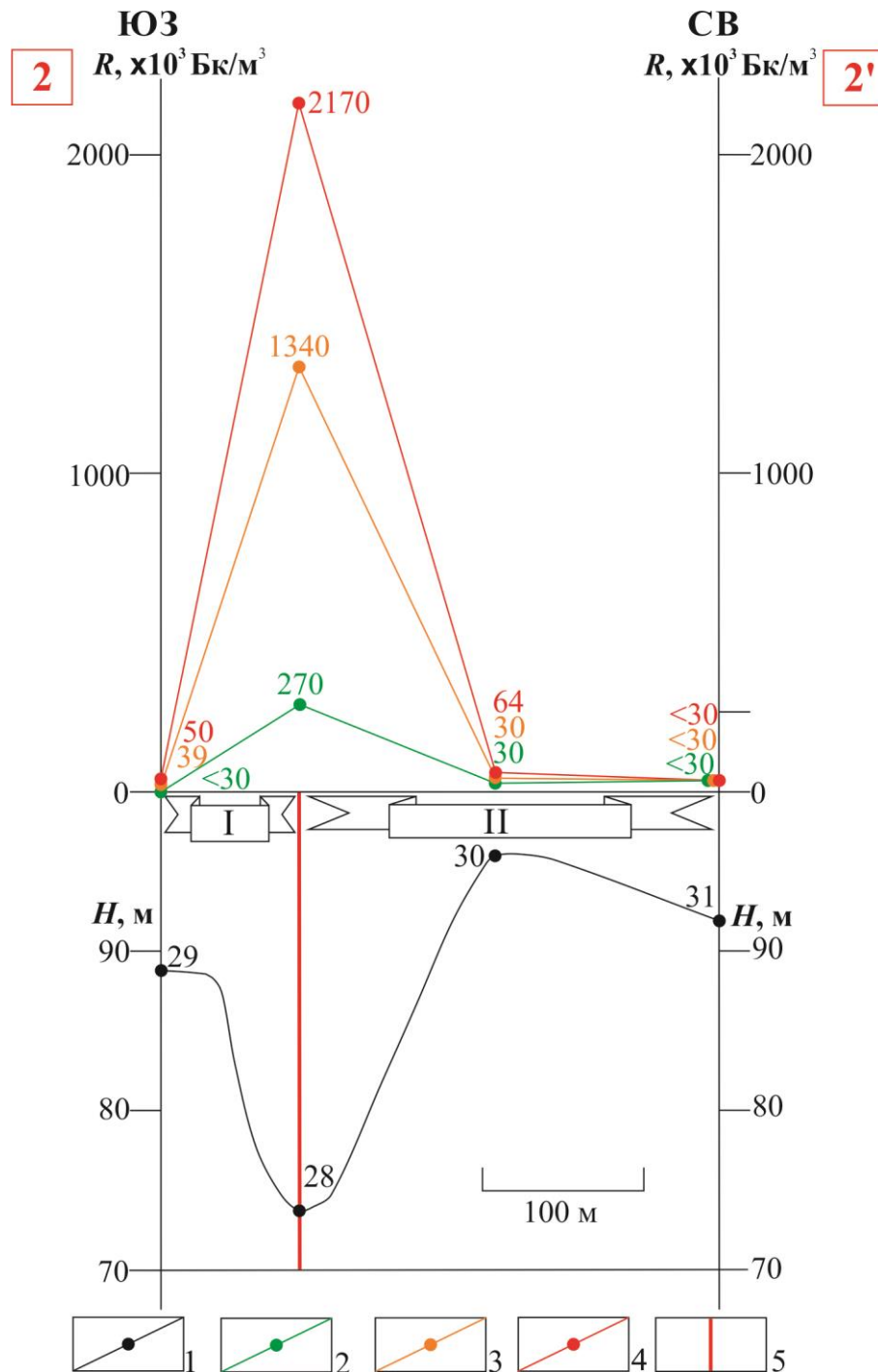


Рис. 3. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 2-2' (о-в Хавус): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2 – 4 значения объемной активности радона, измеренные в течение суток на глубине 0,5 м: 2 – минимальные, 3 – средние, 4 – максимальные; 5 – докембрийское разрывное нарушение, приуроченное к границе гранито-гнейсового купола Хавус (II) и сопредельного межкупольного пространства (I). R – объемная активность радона, $\text{Бк}/\text{м}^3$; H – высота, м Риеккалансари и докембрийскому разрывному нарушению северо-западного простирания (рис. 6). Профиль 5-5 пересекает несколько выраженных в рельефе докембрийских зон тектонизации. Данные дизъюнктивы выделяются по повышенным значениям ЭРОА

(рис. 7). Профиль 6-6' проходит через восточную границу сопряженной с куполом Риеккаласари синформной структуры, имеющей треугольные в плане очертания. Локальный максимум ЭРОА на профиле приурочен к границе данной морфоструктуры, вдоль которой ориентировано докембрийское разрывное нарушение. Последнее выражено в рельефе в виде уступа (рис. 8).

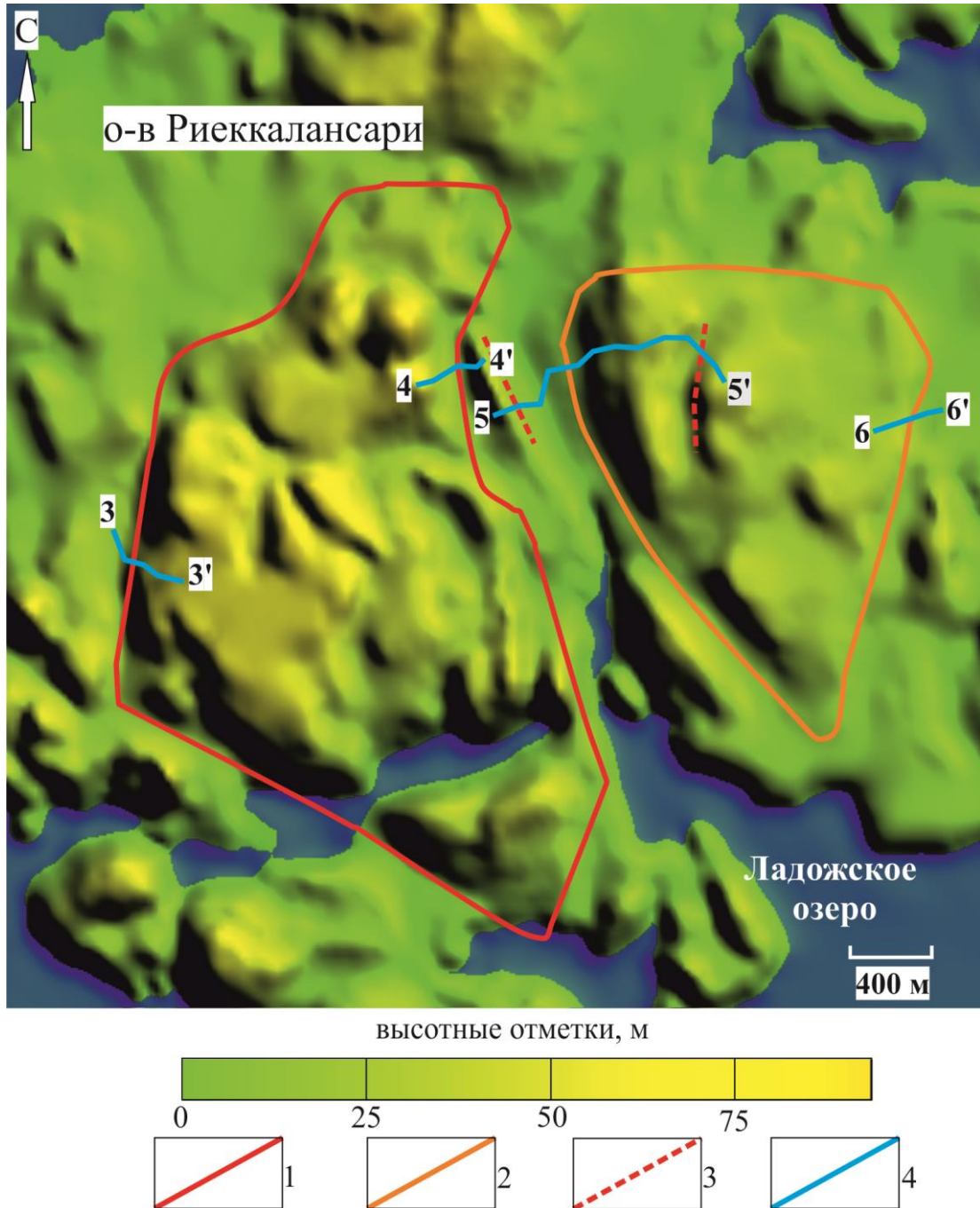


Рис. 4. Схема расположения профилей эманационных радоновых исследований на острове Риеккалансари: 1 – граница гранито-гнейсового купола Риеккалансари; 2 – контуры сопряженной с ним синформной структуры, сложенной гнейсами раннепротерозойской ладожской серии; 3 – докембрийские зоны тектонизации, выраженные в рельефе; 4 - линии профилей

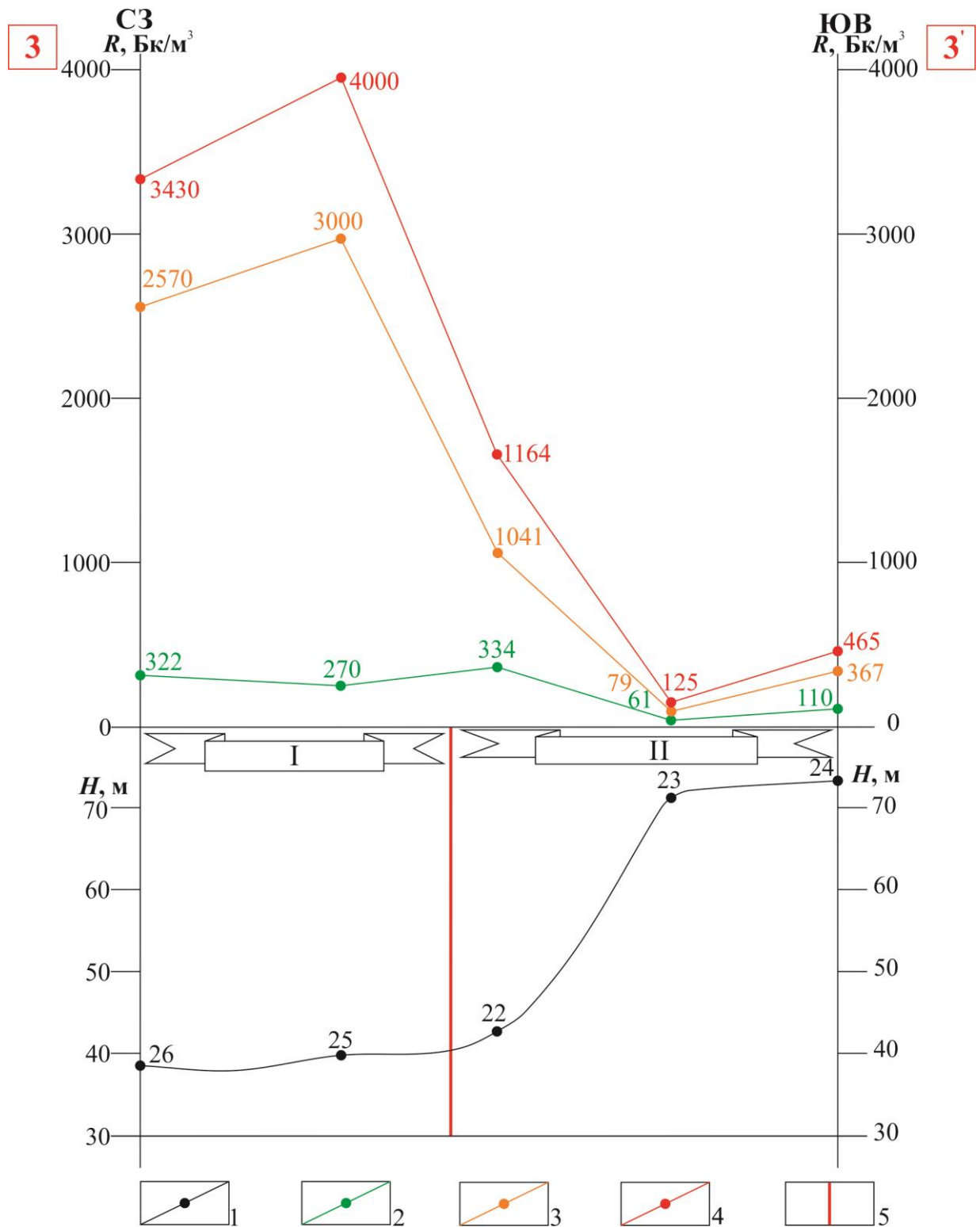


Рис. 5. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 3-3' (о-в Риеккалансари): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2–4 значения объемной активности радона, измеренные в течение суток на глубине 0,5 м: 2 – минимальные, 3 – средние, 4 – максимальные; 5 – докембрийское разрывное нарушение, приуроченное к границе гранито-гнейсового купола Риеккалансари (II) и сопредельного межкупольного пространства (I). R – объемная активность радона, $\text{Бк}/\text{м}^3$; H – высота, м

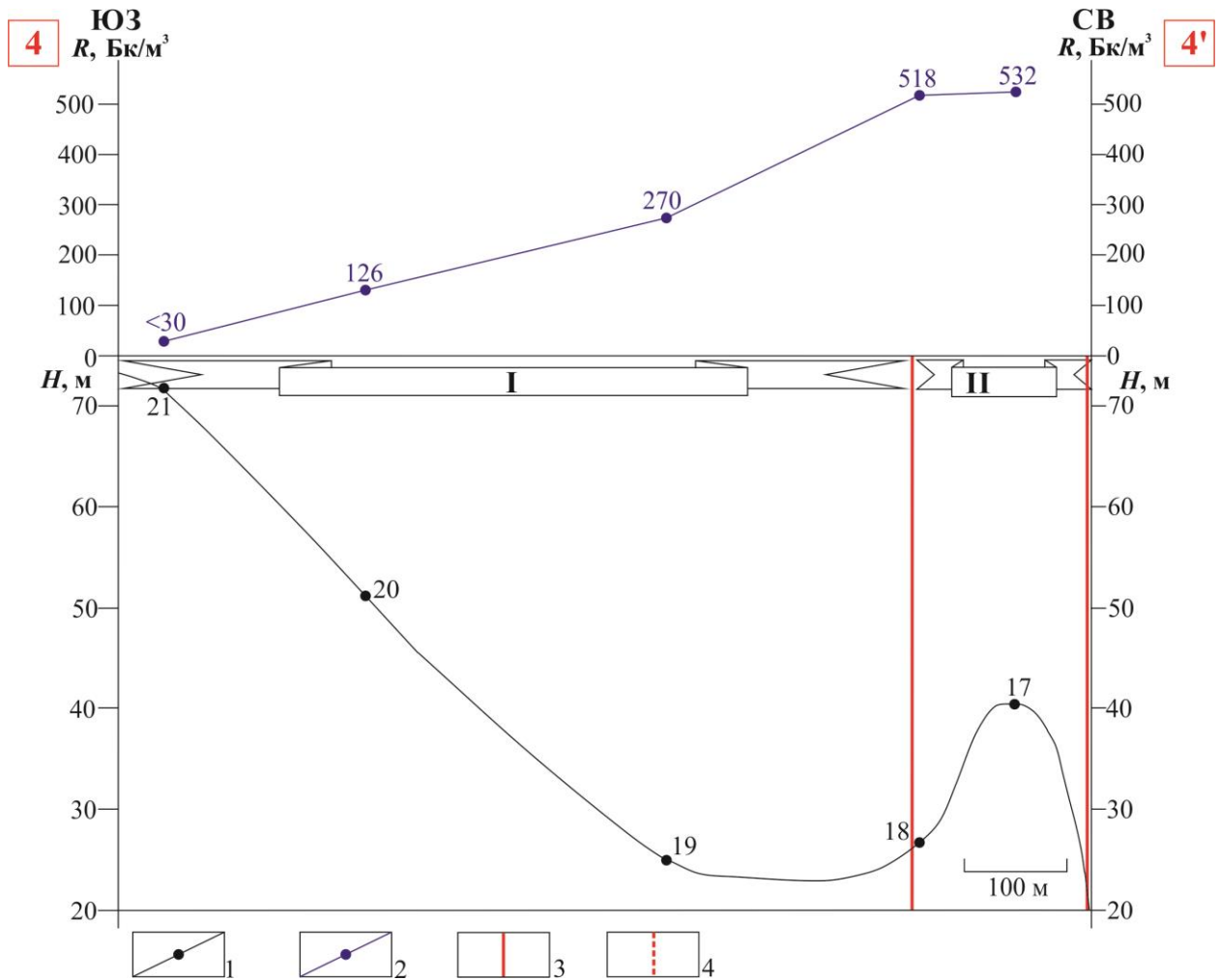


Рис. 6. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 4-4' (о-в Риеккалансари): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2 значения объемной активности радона, измеренные в течение 4 часов на глубине 0,5 м; 3 – докембрийские разрывные нарушения. I – гранито-гнейсовый купол Риеккалансари; II – сопредельное межкупольное пространство; R – объемная активность радона, Бк/м³; H – высота, м

Таким образом, проведенные эманационные радоновые исследования позволили выделить проявляющую новейшую геодинамическую активность докембрийские структуры локального масштабного уровня, к которым относятся гранито-гнейсовые купола Хавус и Риеккалансари, сопряженная с последним синформная структура и несколько зон тектонизации, расположенных в южной части острова Риеккалансари.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

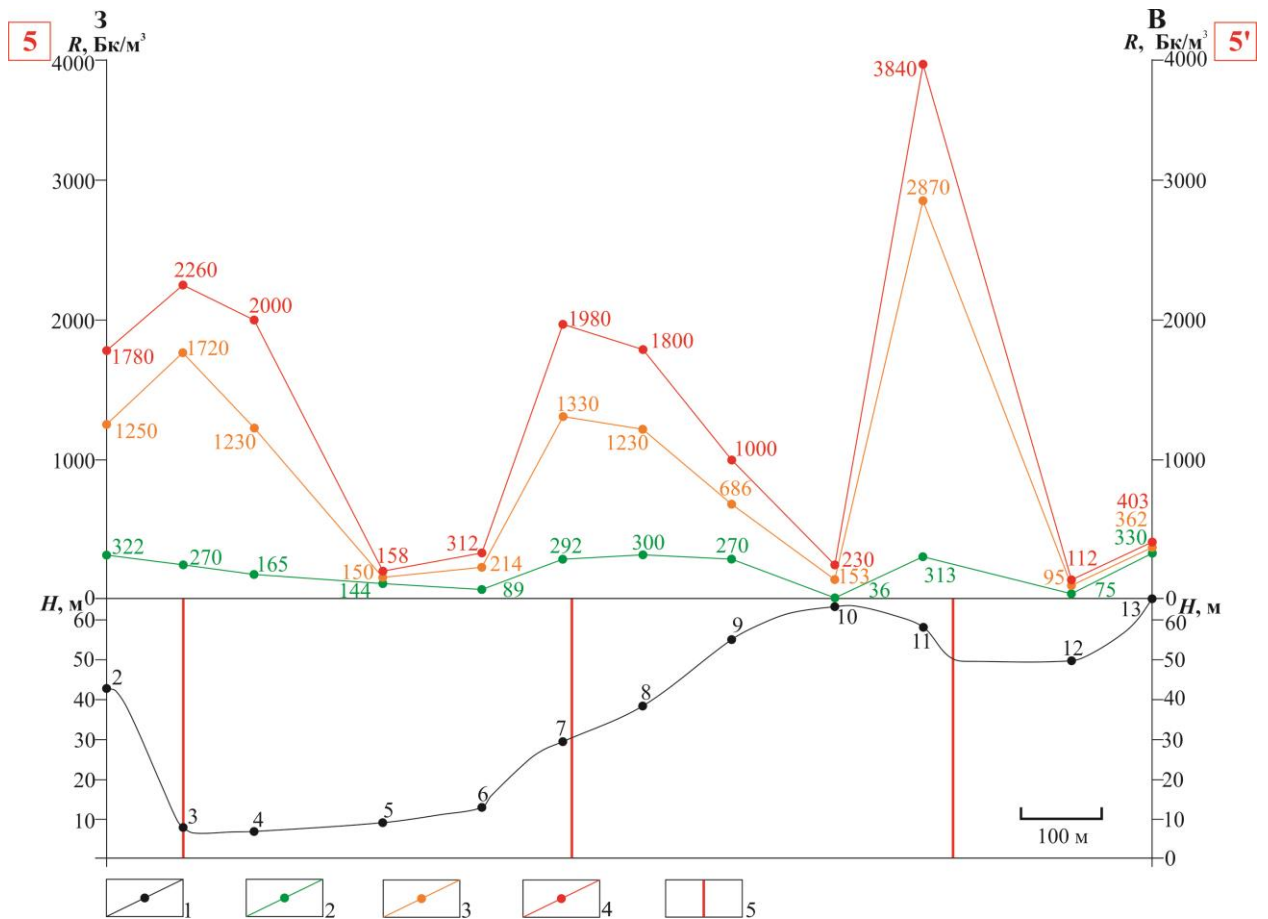


Рис. 7. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 5-5' (о-в Риеккалансари): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2–4 значения объемной активности радона, измеренные в течение суток на глубине 0,5 м: 2 – минимальные, 3 – средние, 4 – максимальные; 5 – выраженные в рельефе докембрийские разрывные нарушения. R – объемная активность радона, $\text{Бк}/\text{м}^3$; H – высота, м

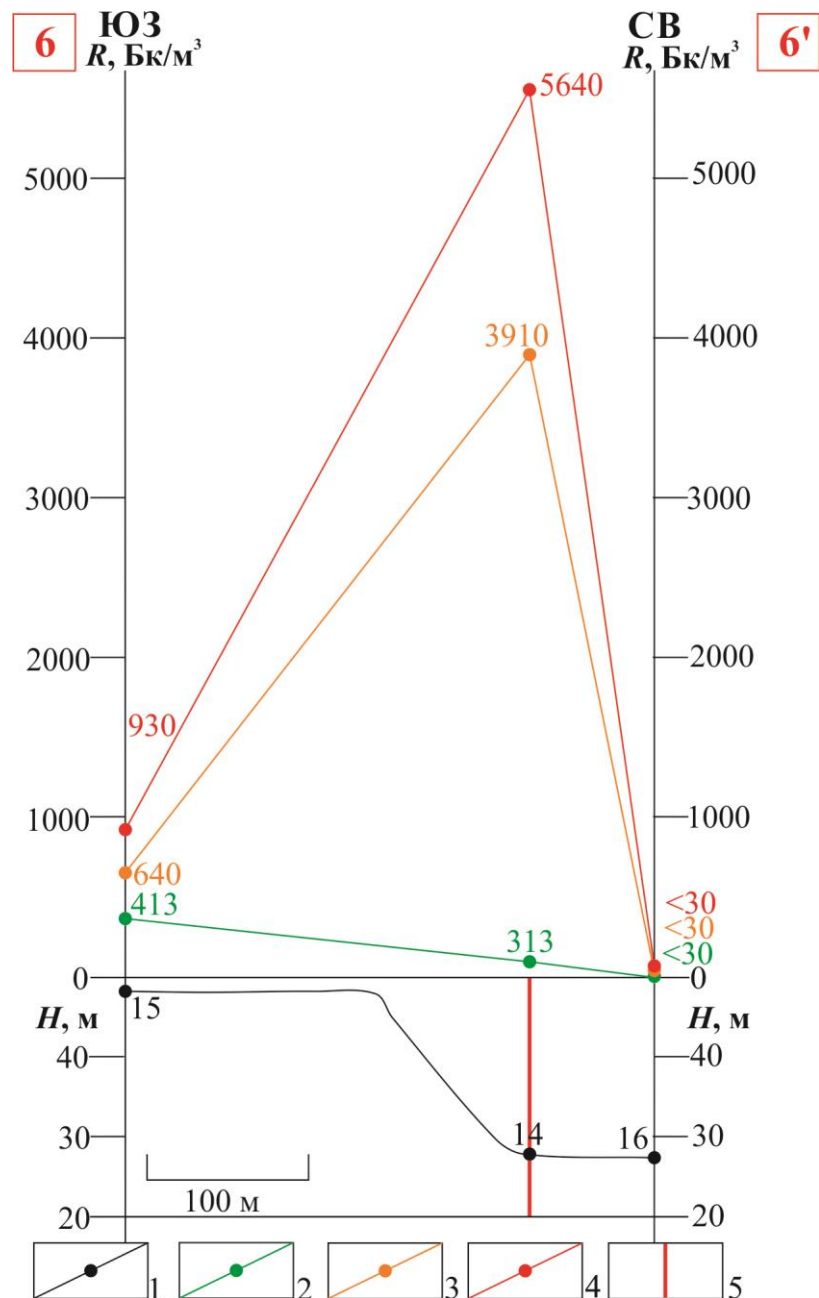


Рис. 8. Результаты эманационных радоновых исследований вдоль профиля 6-6' (о-в Риеккалансари): 1 – профиль рельефа (цифрами обозначены номера точек наблюдения); 2–4 значения объемной активности радона, измеренные в течение суток на глубине 0,5 м: 2 – минимальные, 3 – средние, 4 – максимальные; 5 – выраженное в виде вертикального уступа докембрийское разрывное нарушение. R – объемная активность радона, $\text{Бк}/\text{м}^3$;

H – высота, м

Список литературы

1. Агibalов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Отражение гранито-гнейсовых куполов Приладожья в современном рельефе // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. №5. С. 72-80.

2. Уткин В.И. Радоновая проблема в экологии // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. №3. С. 73 – 80.
3. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55-66.
4. Инструкция по эксплуатации индикатора радона RADEX MR 107. Режим доступа: <https://www.quarta-rad.ru/catalog/dozimetr-radiometr-radon/datchik-radona-RADEX-MR107/>. Дата обращения: 5.07.2019.
5. Спивак А.А., Кожухов С.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А. Эманация радона как индикатор интенсивности межгеосферных взаимодействий на границе земная кора – атмосфера // Физика Земли. 2009. № 2. С. 34 – 48.
6. Спивак А.А. Проявление разломных зон в геофизических полях // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 5. Т. 2. С. 507 – 525.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Карта дочетвертичных образований. Масштаб 1 : 200 000 (Карельская серия). Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX (Сортавала). СПб: ГГУП «СФ Минерал», 2004.

**АПРОБАЦИЯ МЕТОДИКИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ
ПРОНИЦАЕМОСТИ ПО АНОМАЛИЯМ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА С
ПОМОЩЬЮ ПРИБОРА RADEX MR 107**

А.О. Агibalов¹, А.И. Полетаев², А.А. Сенцов³, В.А. Зайцев⁴

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант, agibalo@yandex.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, с. н. с

³ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с.

⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, в. н. с

В данной работе изложены предварительные результаты исследований объемной активности радона, проведенные на территории УО ПЭЦ Чашниково (Солнечногорский район Московской области) в 2019 г. с целью выделения зон повышенной проницаемости, нарушающих новейший структурный план. Как показано в работе [1], радон является индикатором геодинамических процессов, а величины эквивалентной равновесной объемной активности радона (ЭРОА) связаны с геологическими структурами [2]. В ходе полевых работ нами была проведена опробование методики выделения зон повышенной проницаемости с помощью индикатора радона RADEX MR 107, к достоинствам которого относятся низкая стоимость и простота эксплуатации прибора. Измерения ЭРОА выполнялись как на уровне поверхности Земли, так и в небольших шурфах глубиной 0,5 м в течение суток. Исключением является точка наблюдения, в которой зафиксировано максимальное значение ЭРОА, равное 340 Бк/м^3 – в ней время замера составило 4 часа из-за неблагоприятных погодных условий. Было установлено, что на уровне дневной поверхности во всех точках наблюдения уровень ЭРОА составляет менее 30 Бк/м^3 , в то время как в шурфах значения данного параметра варьируются. Максимальные величины ЭРОА установлены в пределах конуса выноса Дурыкинского оврага и локального линейного понижения северо-восточного простирания, расположенного в 1 км к северо-западу от СНТ Чашниково. В обоих случаях высокие значения ЭРОА зафиксированы вблизи выделяющихся по геоморфологическим признакам «слабых зон» [3], которым, по-видимому, соответствуют зоны повышенной проницаемости (рис. 1).

Интересно отметить, что величина ЭРОА, измеренная на уровне дневной поверхности в тальвеге Дворцового оврага в ГМЗ «Коломенское», где наблюдаются небольшие восходящие источники (воклюзы) [4], составляет 72 Бк/м^3 при фоновых значениях менее 30 Бк/м^3 . Этот факт позволяет поставить вопрос о том, что вдоль глубоко врезанного Дворцового оврага также, вероятно, проходит зона повышенной проницаемости.

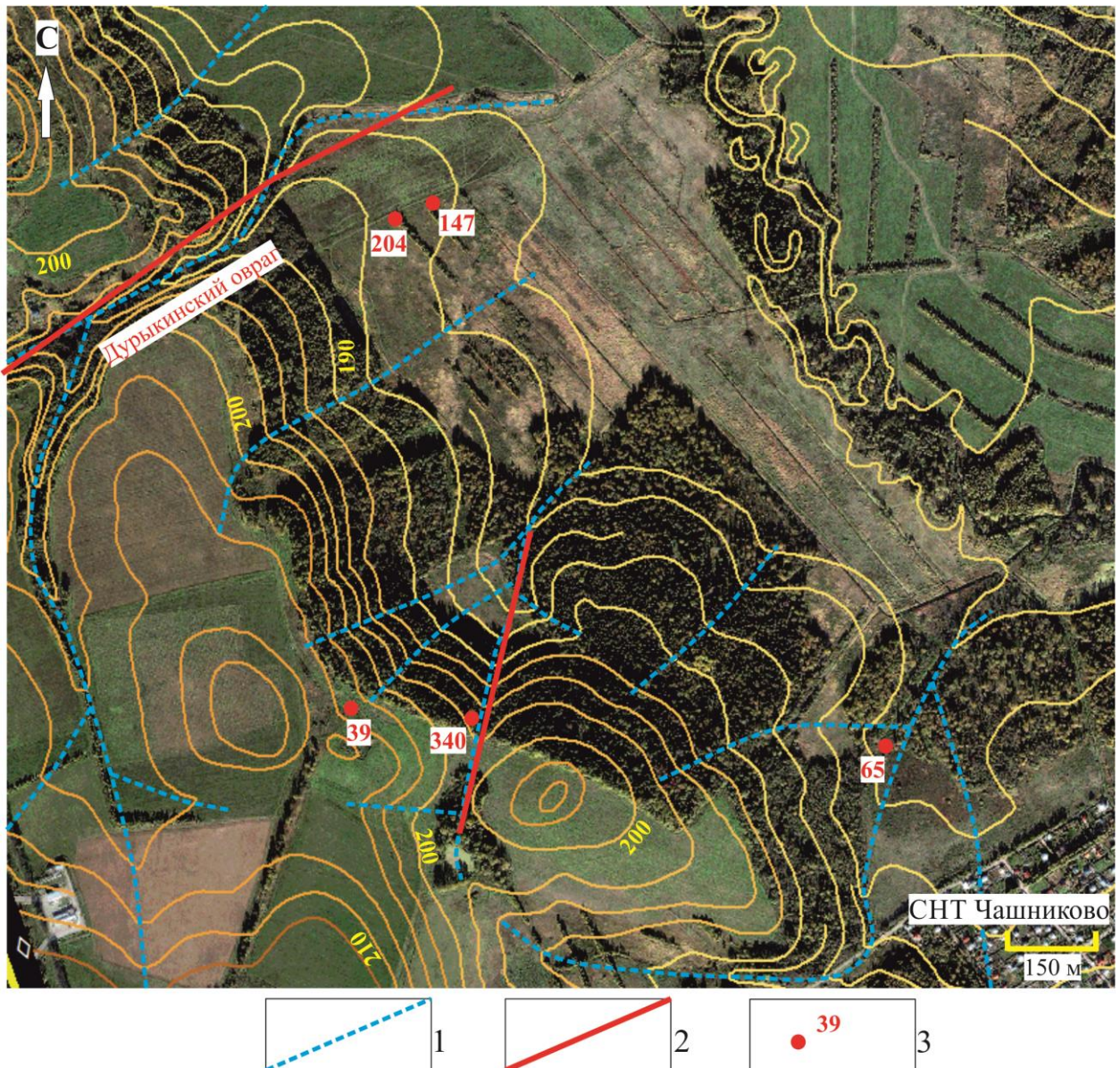


Рис. 1. Расположение точек замера объемной активности радона в районе СНТ

Чашниково (Московская область): 1 – тальвеги оврагов; 2 – выделенные по повышенным значениям объемной активности радона и геоморфологическим признакам зоны повышенной проницаемости; 3 – объемная активность радона, Бк/м³

Таким образом, проведенные исследования показали, что индикатор радона RADEX MR 107 может использоваться для выделения зон повышенной проницаемости, связанных с новейшими тектоническими процессами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

Список литературы

1. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 277–286.

2. Сухоруков М.В., Спивак А.А. Пространственно-временные особенности поля радона связи с тектоническими структурами // Успехи современного естествознания. № 1. 2017. С. 94-99.
3. Панина Л.В., Зайцев В.А., Полетаев А.И., Сироткина О.Н., Симонов Д.А. Чашниковская впадина и ее обрамление (геология, геоморфология, структурные особенности и современные геологические процессы): Методическое руководство по проведению «Геолого-геоморфологической практики» студентов 1 курса факультета почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова / Под ред. Паниной Л.В М.: МАКС Пресс, 2017. 162 с.
4. Полетаев А.И., Агibalов А.О. Дневник-путеводитель по Первой учебной геологической практике на территории Москвы.
URL: unamo.geol.msu.ru/labs/cosmos/ДневничокРЕД2.pdf (дата обращения 21.08.2019).

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АКТИВНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ НА ХАРАКТЕР ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПУНКТОВ GPS

А.О. Агibalов¹, А.А. Сенцов², Г.П. Бардышев³, Н.Г. Кошевой³, В.А. Зайцев⁴

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант, agibalo@yandex.ru

²ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, н. с.

³МГУ им. М.В. Ломоносова, студент

⁴МГУ им. М.В. Ломоносова, в. н. с.

Данная работа посвящена проблеме выделения активных докембрийских разломов Северного Приладожья по данным анализа перемещений пунктов GPS. В качестве исходных данных использовалась информация о горизонтальных скоростях пунктов GPS Международной геодинимической сети, а также геодинимических сетей Финляндии, Карелии и Ленинградской области (табл. 1).

Пункт GPS	V _N (мм/год)	V _E (мм/год)	широта (N)	Долгота (E)	Годы наблюдений
<i>Пункты Международной геодинимической сети</i>					
JOEN	12,5	20,4	62,39 ⁰	30,10 ⁰	2006 – 2016
SVTL	11,81	21,0	60,53 ⁰	29,78 ⁰	2006 – 2016
PULL	13,6	19,5	59,77 ⁰	30,32 ⁰	2006 – 2016
<i>Пункты геодинимической сети Карелии</i>					
BOTS	13,2	19,4	61,84 ⁰	34,38 ⁰	2006 - 2016
GIRS	14,4	18,8	62,46 ⁰	33,67 ⁰	2006 - 2016
MELO	13,3	20,0	61,78 ⁰	30,78 ⁰	2006 – 2016
KRMS	11,7	20,8	63,16 ⁰	33,94 ⁰	2006 - 2016
KRON	12,7	19,8	59,99 ⁰	29,76 ⁰	2006 – 2016
VALM	12,1	20,2	61,36 ⁰	30,89 ⁰	2006 - 2016
<i>Пункты геодинимической сети Ленинградской области</i>					
SHEP	13,9	18,8	59,97 ⁰	29,10 ⁰	2006 – 2016
<i>Пункты геодинимической сети Финляндии</i>					
VIRO	19,95	11,90	60,53 ⁰	23,23 ⁰	1999 - 2008
KIVE	19,01	12,93	62,817 ⁰	22,99 ⁰	2004

Табл. 1. Скорости горизонтальных движений пунктов GPS, использовавшиеся в качестве исходных данных для построения схемы изменения длин отрезков, соединяющих соседние пункты GPS, по [1, 2, 3, 4].

Методика исследования заключалась в том, что соседние пункты GPS были соединены отрезками, центрам которых были присвоены значения величин деформации (ε), рассчитанных по формуле:

$$\varepsilon = \frac{l - L}{l}$$

где l – расстояние между пунктами (в метрах), L – расстояние между соседними пунктами с учетом их смещения 1 год (в метрах). Аналогичная формула для расчета «процентной» меры деформации (ε) традиционно используется в тектонофизике [5]. В случае одномерной деформации

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l}$$

где l_0 – первоначальная длина отрезка («волокон»), l – его конечная длина после деформации. Для вычисления расстояний в метрической системе все координаты пунктов GPS были представлены в проекции WGS_1984_World_Mercator. Кроме того, были проведены преобразования координат, позволившие оценить величины деформаций в единой системе отсчета ITRF 2008. Таким образом, нами была составлена схема изменения длин отрезков, соединяющих соседние пункты GPS (рис. 1).

Анализ данной схемы позволяет сделать следующие выводы:

1. Укорочение отрезков KIVE – VIRO, KIVE – SVTL, KIVE – JOEN, GIRS - BOTS можно объяснить общим северо-западным сжатием, которое испытывает юго-восточная часть Балтийского щита на современном этапе, согласно [6].

2. Удлинение отрезков VIRO – SHEP, SHEP – SVTL связано с их расположением в пределах выделенного в работе [7] блока, испытывающего северо-западное растяжение, ось которого ориентирована вкрест простирания Финского залива.

Удлинение отрезков JOEN - MELO, MELO - GIRS, VALM - BOTS и укорочение отрезков MELO – VALM, SVTL – VALM, MELO – BOTS может быть обусловлено влиянием активизированных докембрийских разломов – Северо-Ладожского и Восточно-Ладожского. Предположительно, горизонтальные смещения по ним оказывают влияние на перемещения пунктов VALM и MELO, расположенных в пределах висячих крыльев данных сбросов.

Таким образом, проведенные исследования позволили выделить Северо- и Восточно-Ладожский докембрийские разломы как активные на современном этапе структуры по данным о горизонтальных перемещениях пунктов GPS.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

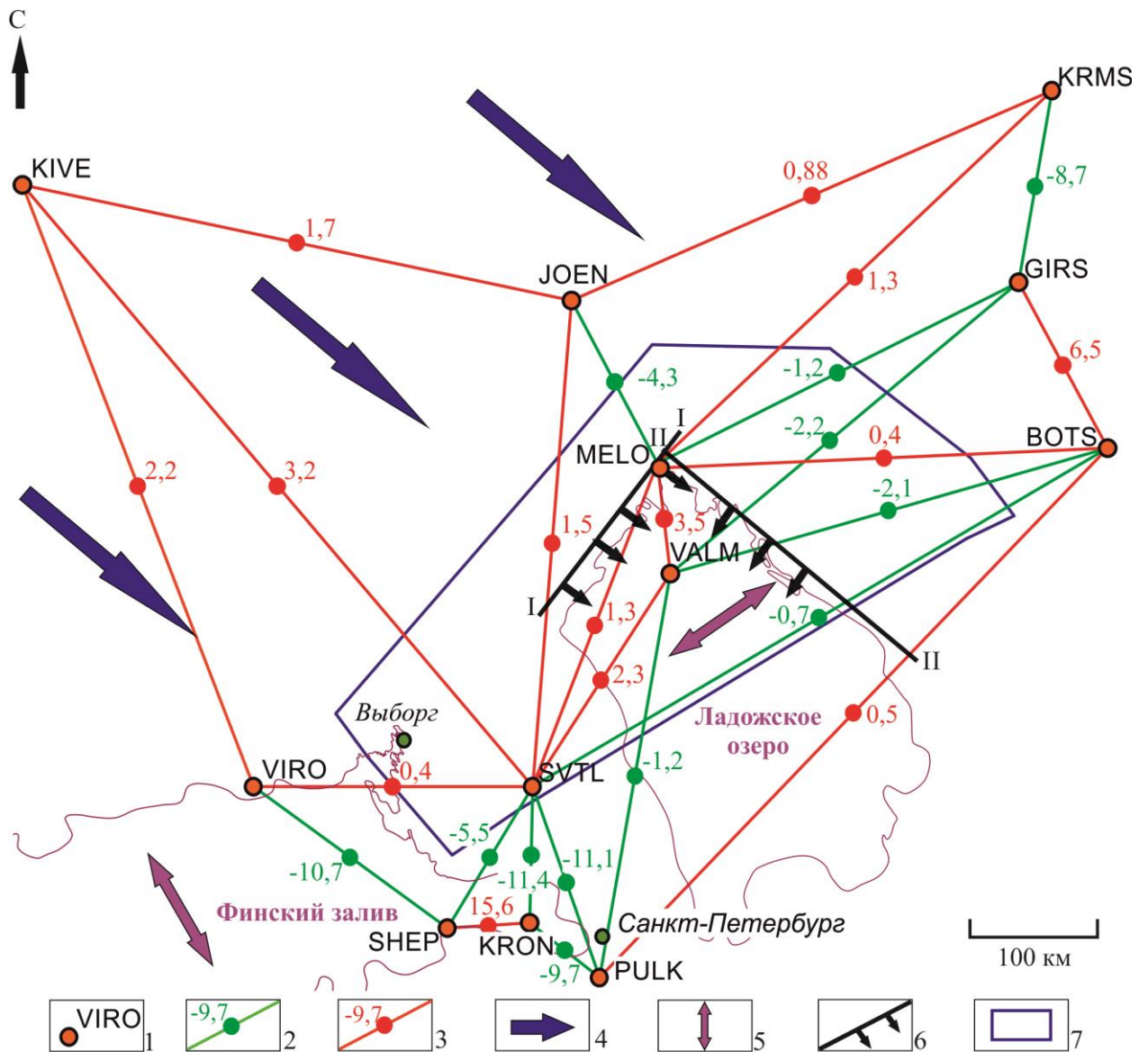


Рис. 1 Схема изменения длин отрезков, соединяющих соседние пункты GPS: 1 – пункты GPS, по [1, 2, 3, 4], 2 – отрезки, длины которых увеличиваются (точками показаны середины отрезков, цифры – величины деформации ($\epsilon, \times 10^{-9}$)), 3 – отрезки, длины которых уменьшаются (точками показаны середины отрезков, цифры – величины деформации ($\epsilon, \times 10^{-9}$)), 4 – ориентировка оси сжатия в пределах юго-восточной части Балтийского щита, по [6], 5 – ориентировки осей растяжения в пределах Ладожского озера и Финского залива, по [7], 6 – активные разрывные нарушения, по [8] и предполагаемые направления горизонтальных смещений по ним, 7 – границы изучаемой территории; I-I – Северо-Ладожский разлом, II-II – Восточно-Ладожский разлом.

Список литературы

1. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передрин В.П. ГНСС мониторинг и сейсмическая активность северо-запада России //Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 2. С. 41 -47.

2. *Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передрин В.П.* Деформации земной коры Восточно-Европейской платформы по данным спутникового мониторинга // Мониторинг. Наука и технологии. 2017. № 3. С. 6-14.
3. *Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Гусева Т.В.* Современные деформации и сейсмичность земной коры Балтийского щита // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН, 2015. Т. 1. С. 166–173.
4. *Ahola J., Ollikainen M., Koivula H.* GPS Operations at Olkiluoto, Kivetty and Romuvaara in 2002–2003. Finnish Geodetic Institute, Kirkkonummi, 2005, 288 p.
5. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику / Отв. ред. Короновский Н.В. М.: КДУ, 2015. 496 с.
6. *Зыков Д.С., Полещук А.В.* Взаимодействие геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе в новейшее время // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 3-14.
7. *Сенцов А.А.* Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 228-233.
8. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 711 —736.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

О.В. Гайдаленок¹, С.А. Соколов², П.Д. Фролов²

¹Геологический институт РАН, м. н. с., e-mail: ogaydalen@yandex.ru

²Геологический институт РАН, с. н. с.

Керченско-Таманская складчатая область (КТСО) расположена между Горным Крымом и Кавказом и является частью Азово-Кубанского передового прогиба, смятой в субширотные складки. КТСО граничит с недеформированной частью прогиба по зоне Южно-Азовского разлома, расположенного непосредственно к северу от Керченского и Таманского п-овов. Южное обрамление КТСО вскрыто на западе возле пос. Орджоникидзе, где представлено тектоническими чешуями и складками в верхнетриасовых и юрских отложениях и прослежено сейсмопрофилированием на восток до района г. Анапы как выступ домезозойского фундамента.

КТСО разделяется на пять поперечных сегментов, различающихся возрастом новейшей складчатости (рис. 1). Западный сегмент I занимает юго-западную равнинную часть Керченского п-ова. На юге, в районе мыса Карангат, выходят отложения мела и палеогена. Большая часть равнины сложена дислоцированными глинистыми отложениями майкопской серии олигоцен–нижнемиоценового возраста, на которых выработана поверхность выравнивания. На севере майкопскую серию несогласно перекрывают отложения чокракского яруса среднего миоцена, дислоцированные гораздо слабее. Следовательно, основные фазы складчатости произошли до среднего миоцена.

Сегмент II облекает с севера и востока территорию Юго-Западной равнины, занимая восточную часть и крайний север западной части Керченского п-ова. Выделяется несколько рядов складок, в которых складчатости подверглись все обнажающиеся отложения до киммерия (нижнего плиоцена) включительно. Верхнеплиоцен–четвертичные отложения, начиная с куяльника, лежат на них несогласно и дислоцированы гораздо слабее. Таким образом, основные фазы складчатости произошли до раннего куяльника (позднего плиоцена), хотя были и слабые последующие деформации.

Сегмент III охватывает Таманский п-ов. Антиклинальные складки образуют несколько холмистых гряд, а синклинали нередко заполнены заливами и лиманами, где осадконакопление продолжается до сих пор. Хотя между отдельными толщами выявлены угловые несогласия, складчатостью охвачены все обнажающиеся толщи от майкопской свиты до нижнего плейстоцена, а в северных грядах и более молодые отложения. Изменения типа и интенсивности четвертичных деформаций подробно изучены на примерах Динской и Зародинской антиклиналей. В первом случае древнеэвксинские

отложения (средний плейстоцен) наклонены под углами до 30° на крыле антиклинали, а более молодые суглинки несогласно облекают их, слагая выраженный в рельефе пологий свод антиклинали [1]. Во втором случае отложения позднего кюальника (нижний плейстоцен) нарушены разломами и наклонены под углами 20–70°, верхи нижнего плейстоцена слабо смяты и нарушены разломами, а облекающие их отложения среднего и верхнего плейстоцена слагают выраженный в рельефе пологий свод антиклинали [2]. Таким образом, складчатость Таманского сегмента продолжает развиваться до настоящего времени.

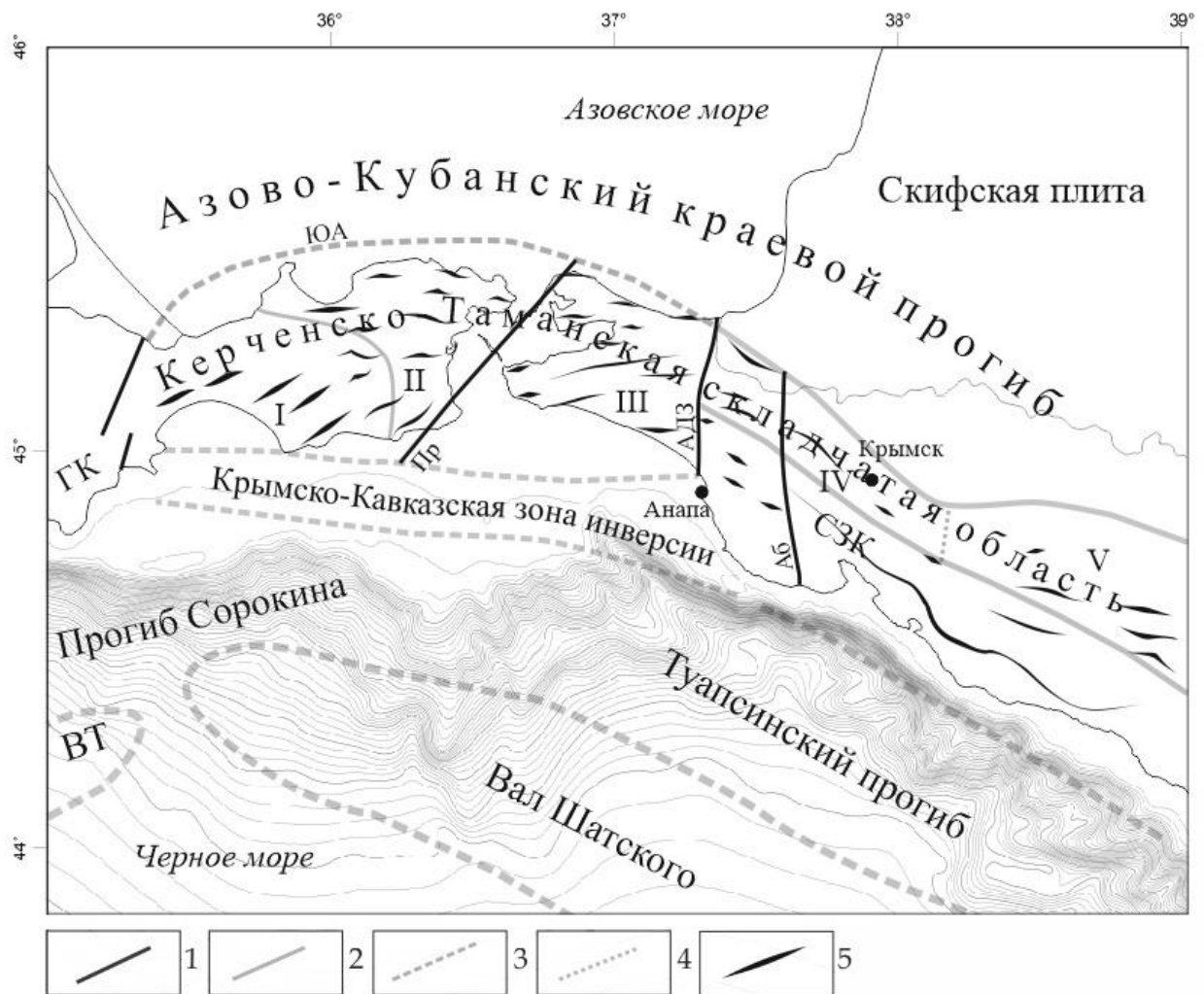


Рис. 1. Структурная схема Керченско-Таманской складчатой области

Обозначены: Аб – Абрауская зона, АДЗ – Анапско-Джигинская зона, ВТ - вал Тетяева, ГК – Горный Крым, Пр – Правдинский разлом, СЗК – Северо-Западный Кавказ, ЮА – Южно-Азовский разлом. 1 – границы сегментов КТСО, выраженные разломами; 2 – границы сегментов; 3 – структурные границы (в т.ч. сегментов КТСО) подводные; 4 – граница между IV и V сегментами; 5 – оси антиклиналей

Складки Таманского п-ова продолжают на восток Азовской складчатой зоной, образующей сегмент IV. Северная цепь антиклиналей Азовской зоны, продолжающая северную группу антиклиналей Таманского п-ова (севернее Таманского залива и Ахтанизовского лимана), выполаживается к востоку. Две южные цепи, отождествляемые с двумя южными зонами складок Таманского п-ова, простираются дальше, достигая района г. Крымска. Здесь в строении складок, осложненных разломами, участвуют толщи от меловых до миоценовых, а отложения плиоцена (киммерия и куяльника) перекрывают их с несогласием и деформированы слабо. Очевидно, главные фазы складчатости завершились в начале плиоцена.

Восточнее г. Крымска антиклинальные складки предгорий Кавказа теряют выражение в рельефе и строении позднекайнозойских моласс. По геофизическим и буровым данным складки продолжают на восток, деформируя майкопские и более древние отложения, и окончательно исчезают севернее восточной границы Северо-Западного Кавказа.

Изложенные данные приводят к заключению, что возраст складчатости КТСО закономерно изменяется по простирацию. Самый молодой, четвертичный, возраст имеют складки Таманского сегмента III, продолжающие развиваться до сих пор. К периферии КТСО возраст завершения главной складчатости удревняется до плиоцена в сегментах II и IV и конца раннего–начала среднего миоцена на крайнем западе и востоке КТСО.

Границы изменения возраста деформаций постепенны. Но некоторые из них примерно совпадают с зонами поперечных нарушений. Так, граница сегментов II и III выражена Правдинским разломом [3]. Вдоль границы сегментов III и IV протягиваются Анапско-Джигинская и Абрауская зоны. У них опущены западные крылья, а тектонофизические исследования указывают на поперечное растяжение [4, 5]. Вместе с тем, кулисное расположение складок на границе Таманского сегмента и Азовской зоны позволяет предположить наличие праводвиговых деформаций. Западная граница КТСО с Горным и Степным Крымом выражена субмеридиональным кулисным рядом разломов ССВ-ого простираения. Восточному окончанию КТСО, возможно, соответствует Пшехско-Адлерская поперечная зона.

Авторы выражают благодарность В.Г. Трифонову за огромную поддержку и консультации.

Полевые и аналитические работы выполнены за счет *средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073*. Палеонтологический материал получен и обработан при поддержке *гранта Президента Российской Федерации для молодых российских ученых* —

кандидатов наук № МК-3510.2019.5. Палеомагнитные данные получены и проанализированы в рамках гранта РФФИ № 18-05-00746.

Список литературы

1. *Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А., Фролов П.Д., Титов В.В., Тесаков А.С., Трифонов В.Г., Латышев А.В., Орлов Н.А.* Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании и деформации рельефа на севере Таманского полуострова, Краснодарский край // Геоморфология. – 2019 (в печати)
2. *Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Фролов П.Д., Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Латышев А.В., Титов В.В., Щелинский В.Е.* Новые данные о новейшей структуре и возрасте нижнеплейстоценовых отложений северо-востока Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. М.: Наука, 2019. №6 (в печати).
3. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 541)
4. *Трихунков Я.И., Гайдаленок О.В., Бачманов Д.М., Маринин А.В.* Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. — 2018. — № 4. — С. 77–92
5. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А.* Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. М.: Наука, 2019, №4, с. 1–19

КОРРЕЛЯЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ АНАЛОГОВЫМ И ЦИФРОВЫМ МЕТОДАМИ НАПРЯЖЕННО–ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИИ БЕЛОМОРСКО–КУЛОЙСКОГО ПЛАТО

Н.А. Гордеев¹

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), м.н.с. e-mail: gord@ifz.ru*

Аннотация

Работа посвящена сопоставлению результатов сейсмических, неотектонических исследований с применением нового программного обеспечения SGM-SIM. Собраны данные по механизмам очагов землетрясений и направления главных осей сжатия, новейшего возраста, восстановленных структурно-геоморфологическим (СГ) методом Л.А.Сим [1], по которым был получен результат – на севере Восточно-Европейской платформы господствует субмеридиональное сжатие.

Группой ученых Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. [2] создано программное обеспечение SGM-SIM по восстановлению сдвиговых тектонических напряжений, которое основано на СГ методе Л.А. Сим. С его помощью на масштабе 1:500 000 и 1:200 000 было проведено подробное исследование современного напряженного состояния Беломорско-Кулойского региона. По известным разломам получено устойчивое субмеридиональное направление осей главных сжимающих напряжений, что согласуется с предшествующими исследованиями.

Ключевые слова: неотектоника; Беломорско-Кулойское плато; SGM-SIM; структурно-геоморфологический метод; напряженно-деформированное состояние.

Введение

Одним из приоритетных направлений государственных исследований является изучение и развитие арктических и приарктических территорий. Знание неотектоники и современного напряженно-деформированного состояния необходимо для грамотного освоения территории и месторождений. В связи с этим поставлена следующая цель исследования: более детально проверить автоматический метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений с аналоговым вариантом структурно-геоморфологического метода Л.А.Сим.

Методика

Структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим - основан на доминировании сдвиговых тектонических напряжений в новейший и современный этапы на платформах. Он основан на том, что разломы в осадочном чехле платформ субвертикальны; они требуют субгоризонтальных ориентировок осей сжатия и растяжения. Ориентировки оперяющих разрывов в зоне сдвига были обобщены М.В.Гзовским [3] и применяются в

СГ методе как индикаторы сдвиговых перемещений. Благодаря этим закономерным ориентировкам с помощью СГ метода определяются: ориентировка осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, кинематический тип сдвига (правый или левый сдвиг), геодинамическая обстановка формирования сдвига в осадочном чехле платформ (дополнительное растяжение или сжатие поперек сдвига).

В работе применен оригинальный способ автоматизации структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим [1]. Данный способ основан на применении определённого набора алгоритмов компьютерного зрения к исходным картам высот или спутниковым снимкам местности. Способ состоит из трёх этапов: на первом этапе производится дешифрование необходимых линеаментов, на втором – поиск и измерение углов между соприкасающимися линеаментами, на третьем – классификация по М.В. Гзовскому [4,3].

Выделение линеаментов может быть выполнено как вручную (путём нанесения векторных фигур на участок спутникового снимка или наложения готовой схемы), так и автоматически при помощи алгоритма скелетизации бинаризованной карты высот. На следующем этапе применяется процедура поиска т.н. особых точек на скелетизованном изображении или нанесённой вручную векторной маске. Далее в точках пересечения прилегающих линеаментов и линии разлома производится измерение углов. Для этого сравнивается яркость пикселей на окружностях с центром в особой точке и радиусом, подбираемым так, чтобы шаг измерения не превышал заданной погрешности. Точки-вершины развёрнутых углов отбрасываются, а значения острых углов записываются в массив для последующей классификации по Гзовскому.

Для тестирования был выбран регион **Беломорско-Кулойского плато**. Территория тестирования приурочена к северу Восточно Европейской платформы. Исходные карты высот были взяты из данных AsterGDEMv2.

Результаты

Анализ разломов производился в том случае, если они были проявлены в рельефе, для этого разломы с [5] были привязаны к космоснимкам и топографическим картам. Далее по геоморфологическим признакам, таким как прямолинейные глубоко врезаемые долины, крутые склоны (уступы), овражная сеть, резкие перегибы и изменения направления русел рек, определялась активность и проявленность разломов в настоящее время.

Далее к отобранным разломам применялось программное обеспечение SGM-SIM.

Проведенный анализ показывает, что в пределах исследуемой территории преобладают субмеридиональные ориентировки осей главных сжимающих напряжений.

Однако при детальном рассмотрении выделяются нестабильные блоки на северо-востоке изучаемой территории в устье р.Мезень (рис. 1), здесь ориентировки осей главных сжимающих напряжений сменяются с северо-западных на северо-восточные, попадаются субширотные, что говорит нам о наличии в данной области осложняющих геодинамических обстановках. По-видимому это зависит от резкой смены новейших структур, нестабильный блок находится на границе локального новейшего поднятия и в нем фиксируются обстановки дополнительного сжатия, а в центре новейшего прогиба фиксируется обстановка дополнительного растяжения. В целом субмеридиональные ориентировки подчеркивают влияние развития арктического рифта.

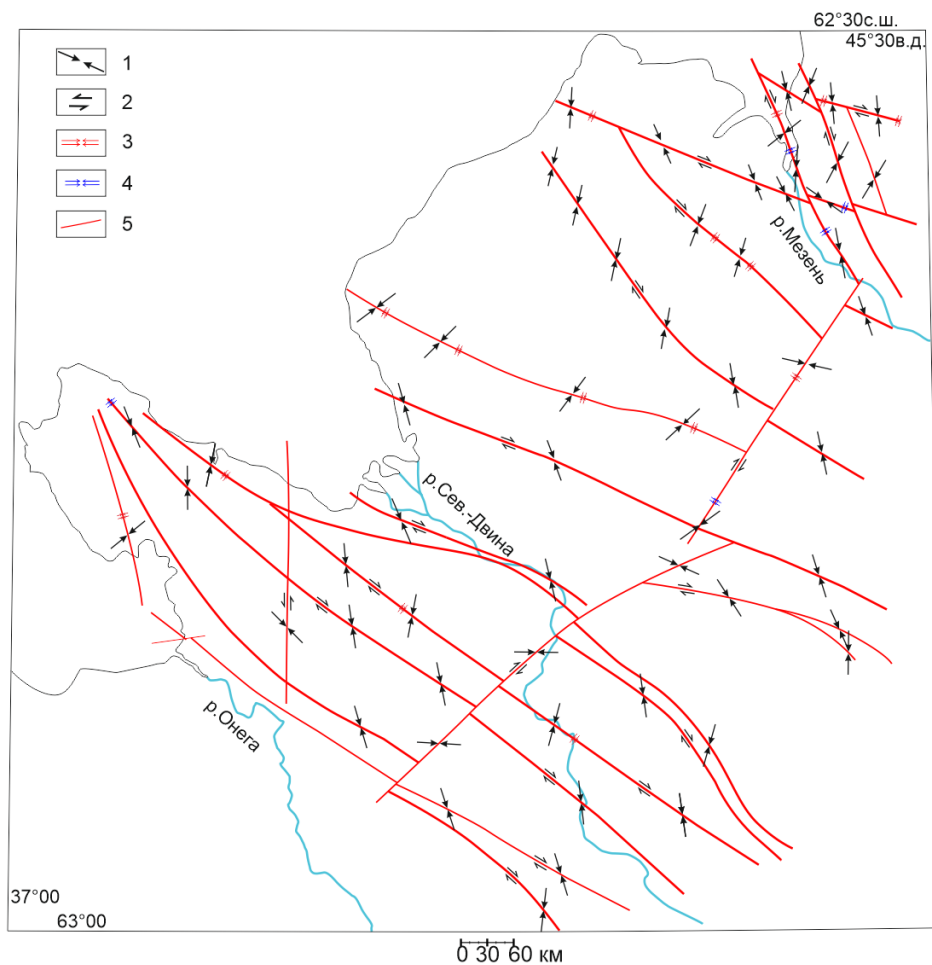


Рис. 1. Схема геодинамики Балтийско-Куойского плато, полученная с помощью программного обеспечения SGM-SIM. Субгоризонтальные оси сжатия (1), восстановленные методом вторичных нарушений; 2 – прогнозируемые сдвиговые смещения; 3 – обстановка дополнительного сжатия; 4 – обстановка дополнительного растяжения; 5 – неотектонические разломы *Использованные материалы: «Карта разломов СССР...», данные дешифрирования цифровой модели рельефа, космических снимков 1:200000 и топографических карт масштаба 1: 500000.*

На Русской плите есть единственное определение механизма очага землетрясения, который был сравнен с результатами реконструкции СГ методом, сделанным Сим Л.А. [1] (рис. 2).

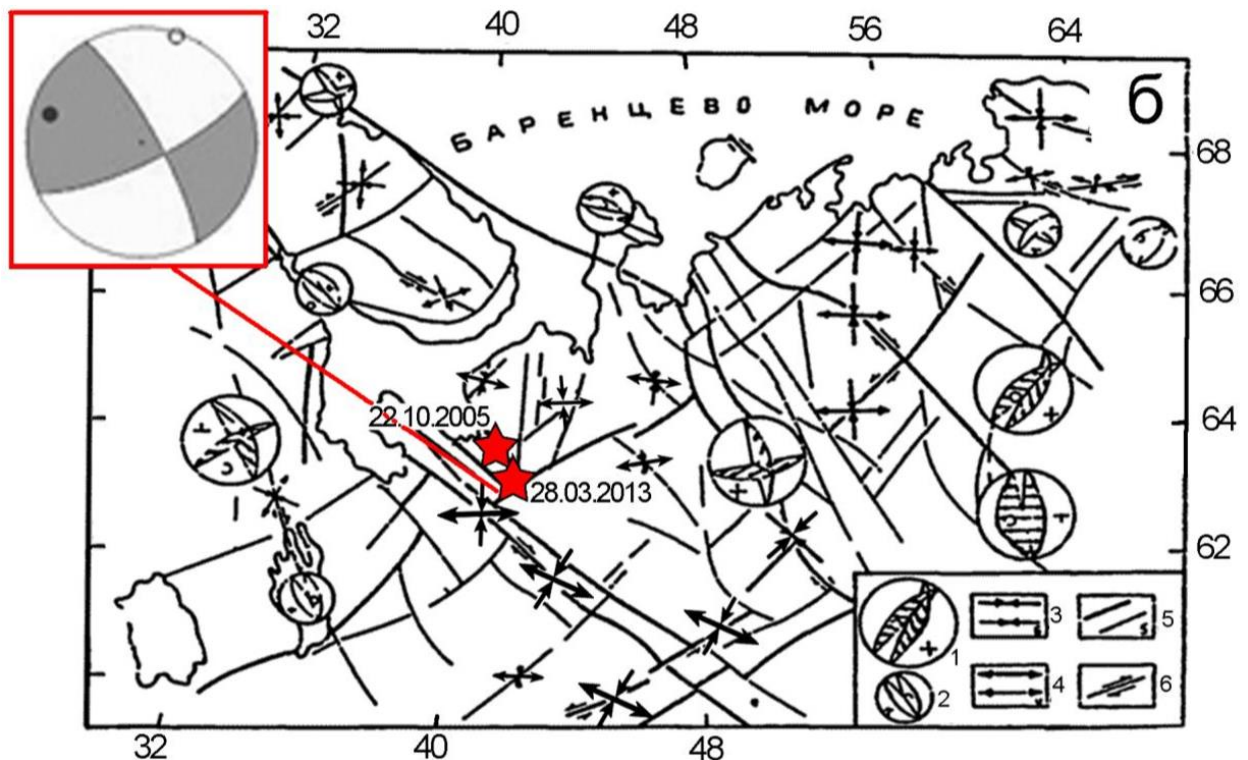


Рис. 2. Карта неотектонических напряжений европейского севера России [6] с эпицентрами землетрясений (звездочки) 22.10.2005 и 28.03.2013 гг., на врезке – механизм очага землетрясения 28.03.2013 г (Конечная, 2013): тектонические напряжения первого (1) и второго (2) порядка, восстановленные кинематическим методом по зеркалам скольжения (стереографические проекции, верхняя полусфера, оси: сжатия – крестики, растяжения – кружки; стрелки на плоскостях максимальных касательных напряжений указывают перемещение висячего крыла); субгоризонтальные оси сжатия (3) и растяжения (4) первого и второго рангов, восстановленные методом вторичных нарушений; 5 – неотектонические разломы первого и второго рангов; 6 – прогнозируемые сдвиговые смещения

Для землетрясения 28.03.2013 г. в Архангельской области вычислен механизм очага по знакам первых вступлений продольных волн [7]. Параметры первых вступлений были определены по 15 станциям, из них на 11 зарегистрированы волны сжатия, на 4 – волны разрежения. Тип движения по обеим плоскостям – сдвиг. Параметры плоскостей (Strike, Dip, Slip) следующие: для 1-ой плоскости 331.18, 79.42, 165,11; для 2-ой плоскости 63.97, 75.37, 10.94. Вычисленный фокальный механизм очага землетрясения полностью согласуется с выводами о характерном для севера Русской плиты региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении в горизонтальной плоскости [6].

Выводы

В целом подтверждено сдвиговое поле напряжения, совпадающее с современным полем напряжения имеющим субмеридиональное направление сжатия для всего региона, которое было восстановлено Сим, Л.А, Жировым Д.В., Марининым А.В., Конечной Я.В.

Программу можно использовать для платформенных территорий. Возраст воосстановленных локальных стресс состояний и полей напряжения – новейший (неотектонический), так как по всей территории исследования развит сплошной чехол четвертичных отложений.

Список литературы

1. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10.. С.3-22.
2. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Решение задачи по автоматизации структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим // Современные исследования в геологии. Сборник тезисов докладов Молодежной научно-практической конференции и XVI конференции студенческого научного общества, место издания СПб.: Изд-во ВВМ, 2018.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 375 с.
4. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
5. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб: 1:2500000, составлена: Министерство геологии СССР, 1980.
6. Sim L.A., Zhiron D.V., Marinin A.V. Stress and strain reconstruction for the eastern segment of the Baltic shield // Geodynamics & Tectonophysics, издательство Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения РАН (Иркутск), том 2, № 3, 2011, с. 219-243
7. Конечная Я.В. Анализ сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Вестник САФУ. Сер. Естественные науки. – Архангельск: САФУ, 2013. –№1. – С.10–13.

ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА ХАРАКТЕР НОВЕЙШИХ ДИСЛОКАЦИЙ СЕВЕРО– ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В.А. Зайцев¹, Л.В. Панина², Е.А. Мануилова³

¹*МГУ им. М.В. Ломоносова, в.н.с. e-mail: v.zaitsev@mail.ru*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, доцент,*

³*МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант*

Проведенные авторами исследования направлены на выявление взаимосвязей новейших дислокаций с характером трещиноватости разновозрастных горных пород и сейсмичностью. В основу работы положены полевые замеры трещиноватости на территории Центрального и Северо-Западного Кавказа (от района Минеральных Вод до окрестностей пос. Джугба). Полевой фактический материал (трещины и борозды скольжения) обрабатывался на компьютере с использованием программы Stereonet, что позволило представить розы-диаграммы трещиноватости и определить ориентировку полей напряжений по бороздам скольжения. Кроме того, был выполнен компьютерный анализ эрозионной сети с применением программы LESSA, в результате которого были построены такие важные характеристики рельефа, как линии вытянутости, розы-диаграммы речной сети, перпендикулярные к линиям вытянутости направления. С этими характеристиками сопоставлялись розы-диаграммы трещиноватости пород. Выявленные закономерности коррелировались с распределением землетрясений и новейшими дислокациями, полученными структурно-геоморфологическим и морфометрическим методами. При этом проводилось дешифрирование топографических карт в масштабе 1:500 000, а для отдельных районов и детальнее. Работа проводилась с использованием ГИС технологий, позволяющих сопоставлять разного рода материалы, и получать наиболее достоверную информацию о новейших дислокациях, проводить их корреляцию с геологическими, сейсмическими данными, современными горизонтальными и вертикальными движениями и другими геодинамическими характеристиками.

В восточной части района исследования расположена Эльбрусская область вулканической активности, приуроченная к Транскавказскому поперечному поднятию. Проявления вулканизма в этой области охватили временной интервал с миоцена по голоцен включительно [1]. Эльбрусская область расположена в пределах центрального сегмента северного склона горного сооружения Большого Кавказа, соответствующего в тектоническом отношении унаследованному от герцинского этапа горст-антиклинорию Центрального Кавказа, крупной Пшекиш-Тырныаузской глубинной зоне разломов и Лабино-Малкинской зоне краевого массива. К этим структурным элементам приурочен

Минераловодский район, в пределах которого выделяется серия гипабиссальных интрузий миоцен - плиоценового возраста. По составу это трахилипариты (по Е.Е. Милановскому) или, как их часто называют, бештауниты (порфириты кислого и среднего состава). Они слагают возвышенности в районе Пятигорска, Железноводска, Минеральных вод, образуя горы Змейка, Бештау, Развалка, Машук и др. Расположение их контролируется разрывами, установленными геологическими данными, и трещинами преимущественно субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и реже субширотного простирания. Сопоставление замеров трещиноватости с характером простирания эрозионной сети, полученной с помощью программы LESSA [2] показало, что существует зависимость между системами трещин и ориентировками речных долин (рис. 1). Это обстоятельство позволяет использовать розы-диаграммы простираний эрозионной сети, как показатель степени трещиноватости горных пород.

Помимо измерения ориентировок трещин проводились поиски и анализ борозд скольжения. Используя ориентировку направления смещения по трещинам, можно установить характер внешней нагрузки, т.е. определить поле напряжения. Смещения, выявленные на северо-восточном склоне г. Развалка в олигоценовых отложениях, показали, что ось сжатия имеет север-северо-восточную ориентировку (рис.2). Это совпадает с субмеридиональными разрывными нарушениями, установленными геологическими исследованиями, что позволяет отнести их к структурам растяжения и объясняет появление системы север-северо-восточных трещин в магматическом массиве г. Развалка. Отметим, что субмеридиональные трещины обнаружены и в верхнемеловых мергелях г. Машук. Кроме того, здесь присутствуют северо-восточные трещины, что совпадает с простиранием разрывов, показанных на геологической карте. Примечательно, что эрозионная сеть имеет такую же ориентировку. Таким образом, эти направления наследуются в новейший тектонический этап и по ним происходило внедрение интрузий в миоцене.

Подмеченные закономерности ярче выражены в окрестностях г. Эльбрус, который возвышается на 5642 м над уровнем моря и представляет собой стратовулкан, приуроченный к северному склону Центральнокавказского поднятия, сложенному породами протерозоя и палеозоя кристаллического ядра Кавказа. Вулканиды преимущественно кислого и среднего состава, вплоть до основных андезио-базальтов. Это риолиты, дациты, игнимбриты, дацитовые и андезито-дацитовые лавы, туфы и туфолавы. Возраст пород датируется как поздний плиоцен – голоцен. Здесь Е.Е. Милановский выделил несколько вулканических центров, которые контролируются зонами поперечных разломов и трещин и их пересечением. Существенную роль при этом играла Пшекиш-

Тырныаузская шовная зона, выраженная в рельефе системой субширотных разрывов, разделяющих разновысотные ступени рельефа.

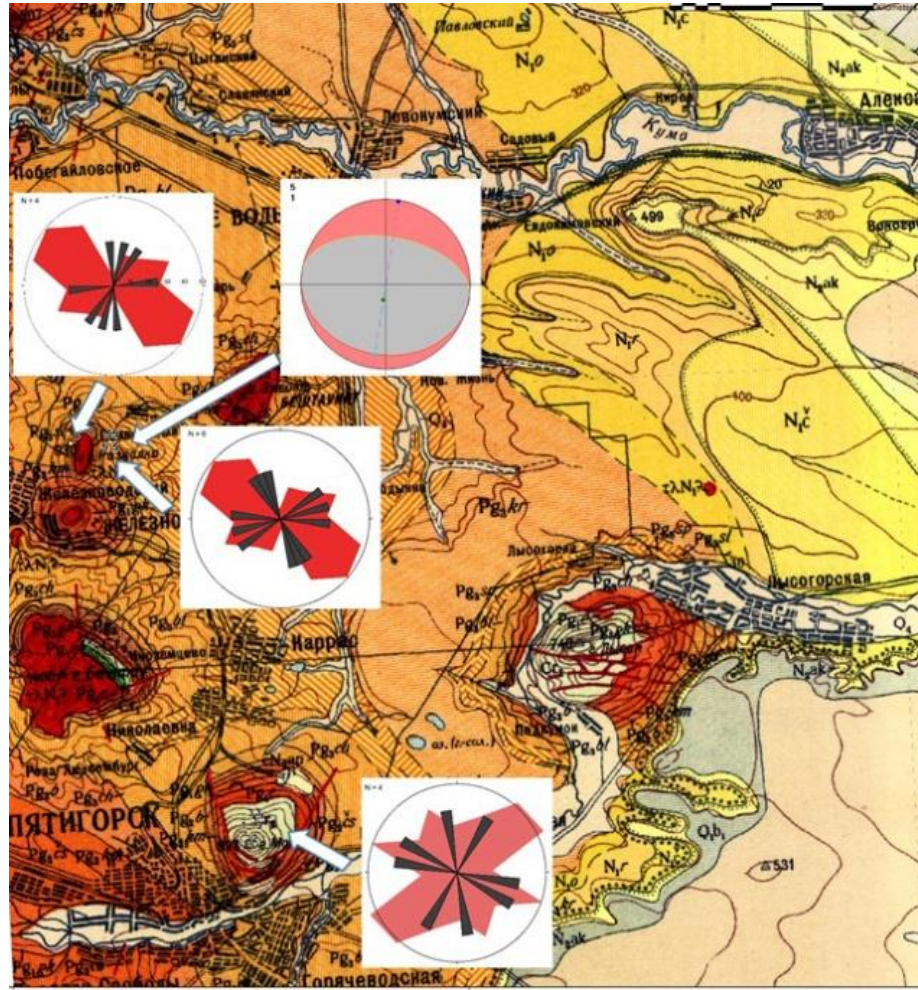
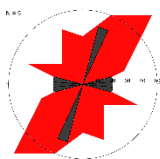
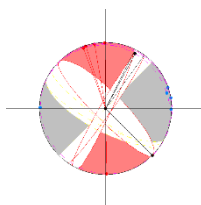


Рис. 1. Зависимость между системами трещин и ориентировками речных долин в Минераловодском районе.

Условные обозначения:



Розы-диаграммы трещиноватости пород - черный цвет.



Розы-диаграммы ориентировки эрозионной сети – красный цвет.

Стереогаммы восстановления полей напряжений с помощью борозд скольжения (верхняя полусфера). Красным цветом показаны квадранты области сжатия, серым – растяжения. Красные точки – положение оси σ_3 (ось сжатия), синие точки - положение оси σ_1 (ось растяжения).



Линии вытянутости эрозионной сети, построенные программой LESSA.



Ортогональные линии вытянутости эрозионной сети.



Рис. 2. Характер трещиноватости и стереограмма борозд скольжения в олигоценовых отложениях г. Развалка

Замеры трещиноватости в лавах на южном склоне вулкана, вблизи Поляны Азау на высоте 3010 м, возраст которых примерно 10 тыс. лет (Короновский, устное сообщение) выявили два направления: субмеридиональное (350°) и северо-восточное (60°) (рис. 3).



Рис. 3. Обнажение голоценовых лав на южном склоне г. Эльбрус на высоте 3010 м.

Эти направления трещиноватости устойчиво фиксируются во всех точках наблюдения независимо от типов и возраста горных пород: палеозойских гранитах, протерозойских гнейсах и голоценовых дацитовых лавах и туфах. Выявленные простирания трещин четко коррелируют с ориентировками эрозионной сети (рис. 4).

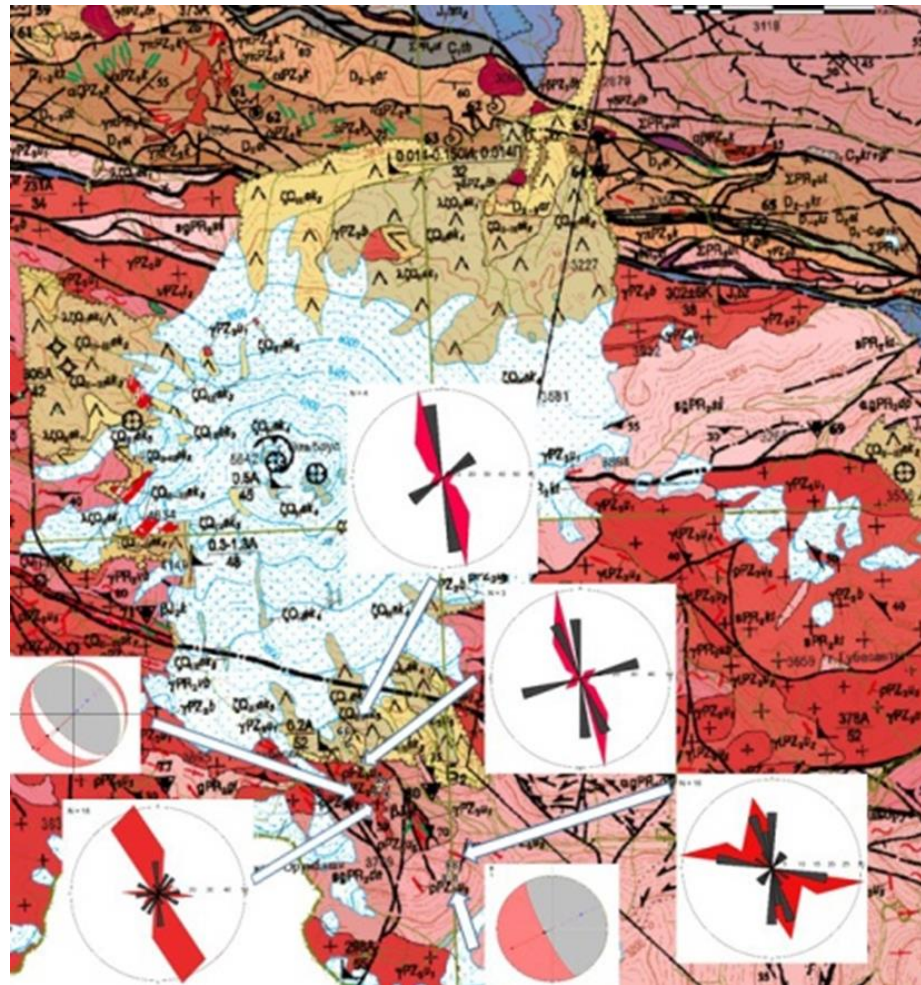


Рис. 4. Характер трещиноватости Приэльбрусья. Условные обозначения на рис.1.

По замерам борозд скольжения установлено северо-восточное направление оси сжатия, причем как в голоценовых лавах (рис. 5), так и в протерозойских гнейсах (рис. 6).



Рис. 5. Трещиноватость в голоценовых лавах района Поляны Азау и стереограмма борозд скольжения.

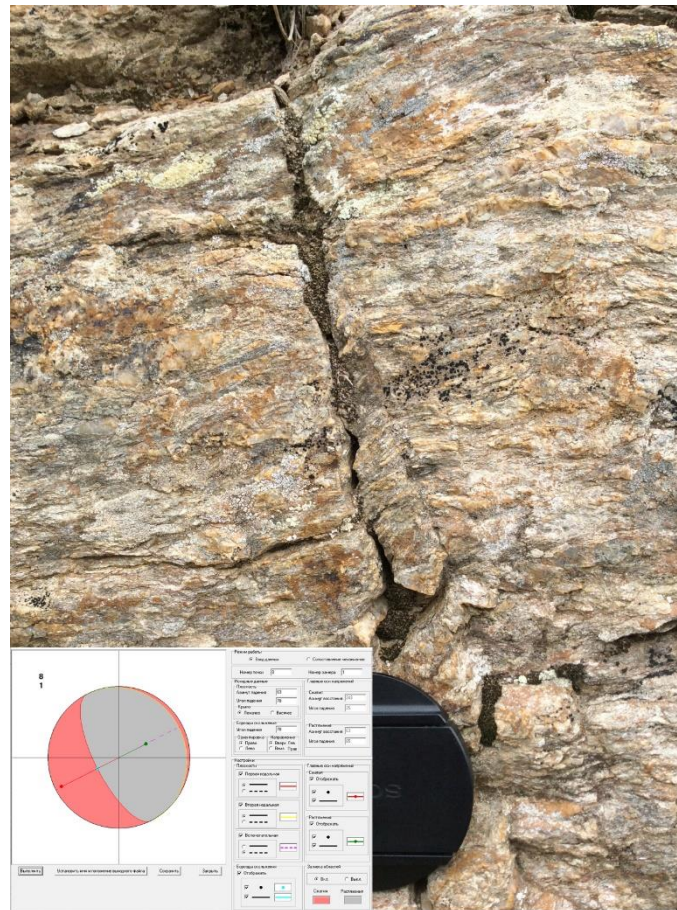


Рис. 6. Трещиноватость в протерозойских гнейсах на вершине г. Чегет и стереограмма борозд скольжения.

Замеры трещиноватости в мезозойских и кайнозойских породах зоны грабен-синклиория Передового хребта, обнажающихся в долине р. Мзымта и ее притоков, выявили изменение преобладающих простираний с северо-восточного в районе курорта Эстосадок до северо-западного на участке долины от устья р. Чвежипсе (правого притока р. Мзымта) до Ахтырского каньона. В толще переслаивания песчаников и алевролитов нижнеюрского возраста, развитых в правом и левом бортах долины р. Ачипсе (окрестности города-курорта Эстосадок), замерены трещины северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания, что совпадает с ориентировками речной сети (рис. 7).

Северо-западное простирание присуще и долине р. Ачипсе, которая, по-видимому, разрабатывает зону разрыва. Параллельно долине по геологическим данным также выделяется разрывное нарушение. Кроме того, долина р. Мзымта на этом участке субширотна и находится в соответствии с ориентировкой замеренных трещин. Таким образом, северо-западные и субширотные трещины вписываются в тектоническую ситуацию.

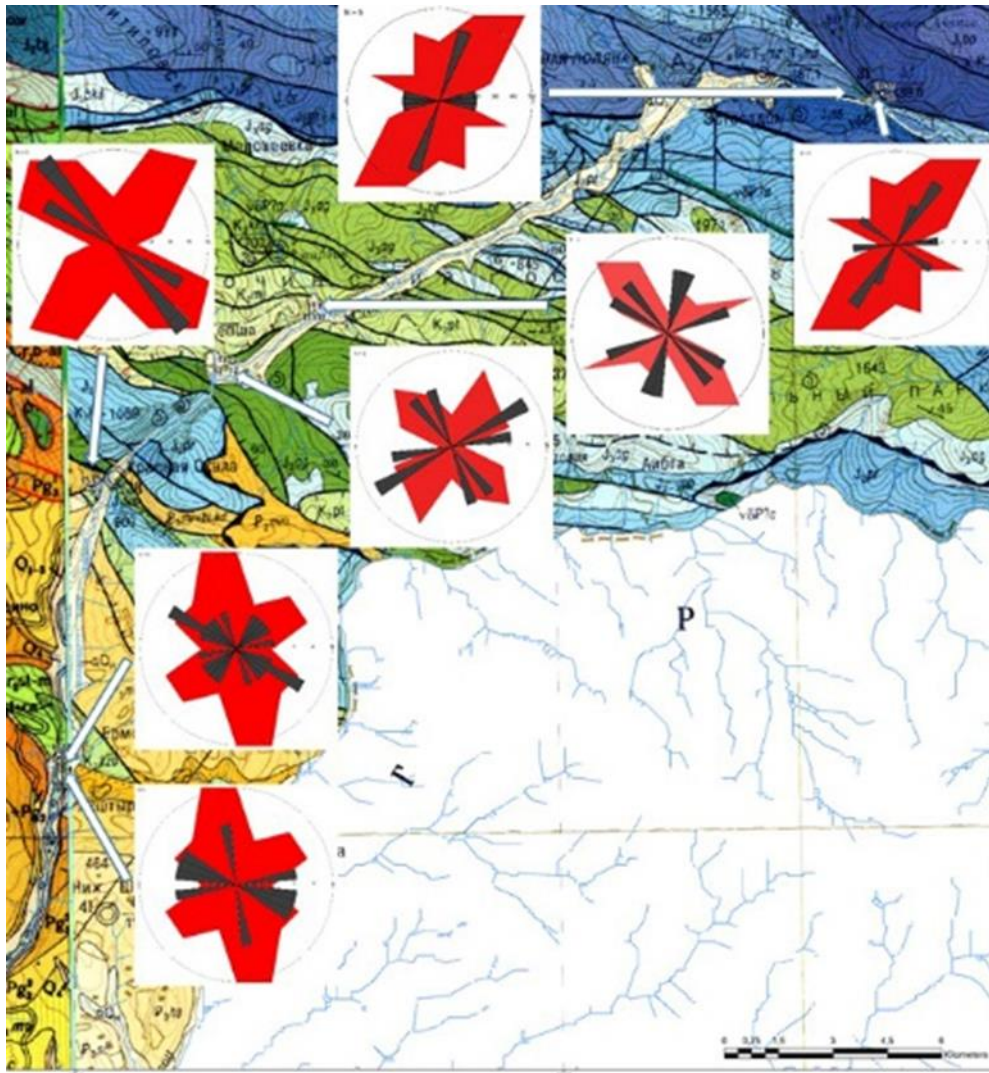


Рис. 7. Изменения характера трещиноватости вдоль долины реки Мзымта. Условные обозначения на рис. 1.

В обнажающихся алевролитах и аргиллитах верхнемелового возраста правого борта долины р. Мзымта, в районе впадения в нее р. Чвежипсе и далее вниз по течению вблизи пос. Кепша, рисунки роз-диаграмм трещин схожи. Здесь преобладают трещины северо-западного простирания, но имеется и северо-восточные. Северо-западное простирание трещин находится в соответствии с ориентировкой долин правых притоков р. Мзымта – Чвежипсе и Кепша, а северо-восточное – с простиранием долины р. Мзымта. По геологическим данным здесь выделена система северо-западных разрывных нарушений, а по структурно-геоморфологическим – Мзымтинский и Кепшинский сбросы [3]. В районе Красная скала нижне-среднеэоценовая толща переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, смятых в складки, нарушена трещинами и разрывами преимущественно северо-западного простирания. Здесь наблюдается система взбросов, также простирающихся в северо-западном направлении. Эти дислокации коррелируют с разрывными нарушениями, установленными геолого-геоморфологическими методами (рис. 8).



Рис. 8. Разрывное нарушение в складке нижне-среднеэоценовых отложениях в районе пос. Красная скала.

Произведенные замеры трещиноватости в районе Ахтырского каньона (окрестности пос. Казачий Брод) в верхнемеловых мергелях указывают на северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное простирание дислокаций. Появившиеся здесь субмеридионально ориентированные трещины согласны с простиранием долины р. Мзымта, которая разрабатывает новейший разрыв. Важно отметить, что изменение ориентировки долины с северо-восточной на субмеридиональную коррелирует с розами-диаграммами трещиноватости.

Борозды скольжения также изменяют свои ориентировки. Так, в районе города Эстосадок преобладают сдвиговые смещения (правой и левой кинематики), указывающие на обстановку субмеридионального сжатия. Эту же ориентировку имеют линии вытянутости, рассчитанные с помощью программы LESSA. Вниз по долине, в районе впадения р. Чвежипсе, эти линии исчезают и борозды скольжения указывают на субвертикальное положение оси сжатия. Ниже по течению р. Мзымта борозды скольжения свидетельствуют о горизонтальном северо-восточном положении оси сжатия, что коррелирует с линиями вытянутости эрозионной сети (рис. 9).

В окрестностях поселка Лазаревское (Чвежипсинская покровно-складчатая зона Северо-Западного Кавказа) замеры трещиноватости проводились в меловых отложениях, обнажающихся в склонах долин рек Свирка, Аше и Псезуапсе (рис. 10).

Характер трещиноватости здесь имеет схожие ориентировки. В основном, это север-северо-восточное и северо-западное простирание. На отдельных участках (главным образом прибрежных) север-северо-восточное простирание меняется на северо-восточное.

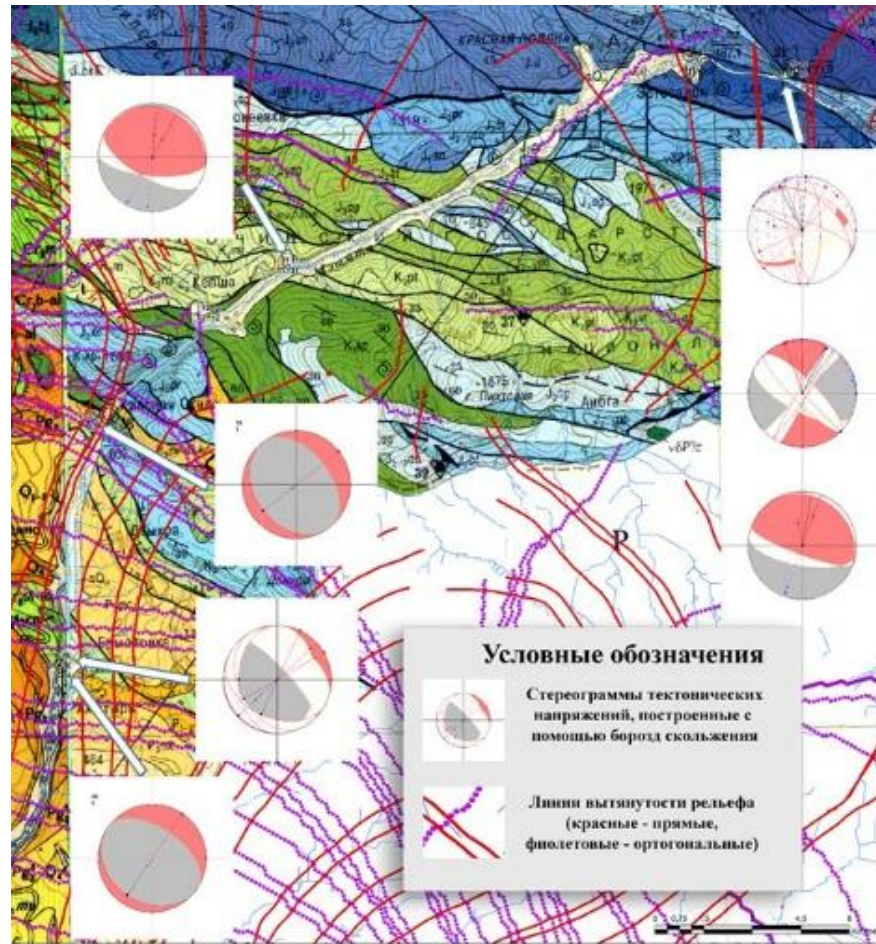


Рис. 9. Напряженное состояние и линии вытянутости рельефа, подсчитанные программой LESSA, в районе долины реки Мзымта.



Рис. 10. Системы трещин в меловых отложениях у водопада Шапсуг на левом берегу р. Аше

Ориентировки трещин, как и в выше описанных районах, практически полностью совпадают с направлением эрозионной сети (рис. 11).

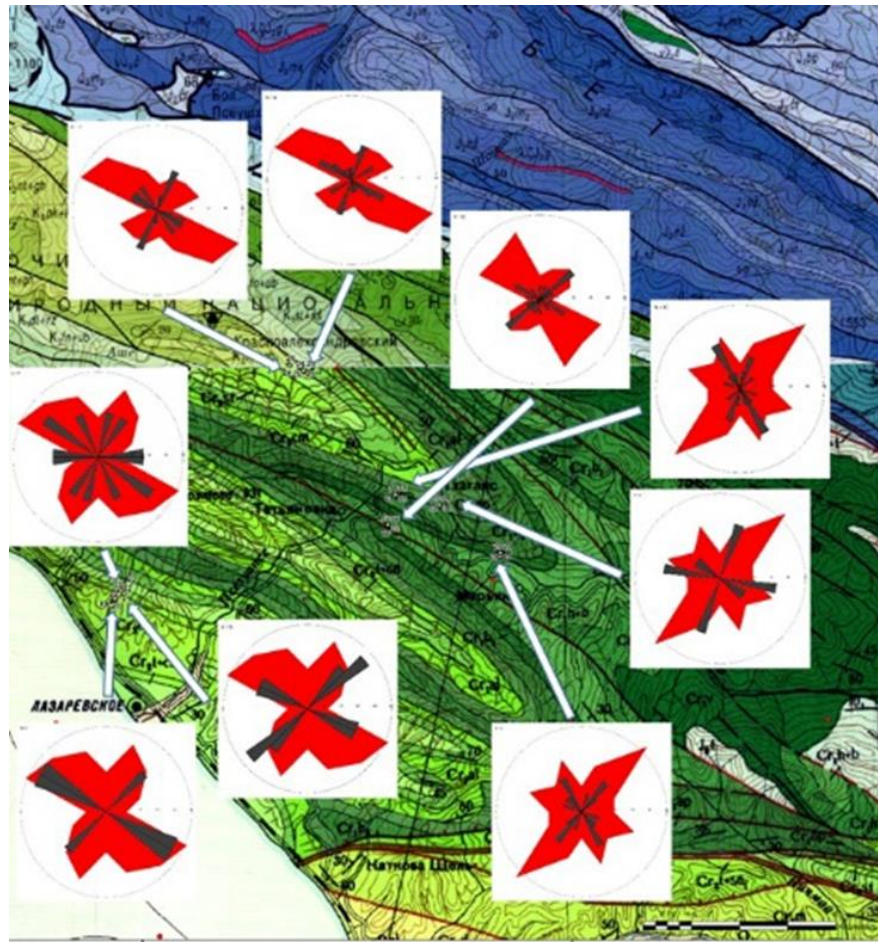


Рис. 11. Изменения характера трещиноватости пород в окрестности пос. Лазаревское. Условные обозначения на рис.1

Поле напряжений, восстановленное по бороздам скольжения, изменяется от север-северо-восточного положения оси сжатия в прибрежных областях до восток-северо-восточного на левом склоне долины р. Псезуапсе, в 3.5 км вниз по течению от пос. Марьино, что также коррелирует с линиями вытянутости эрозионной сети (рис. 12).

В окрестностях пос. Лермонтово и Джугбы южного склона Главного Кавказского хребта (Анапско-Агойская зона) основные системы трещин в толще переслаивания серых мергелей и аргиллитов датского яруса имеют субмеридиональное и северо-западное простирание, что также соответствует ориентировки эрозионной сети (рис. 13.).

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать следующие выводы: во-первых, трещиноватость горных пород независимо от их возраста определяет характер ориентировки современной эрозионной сети, что позволяет использовать анализ простирания последней для выявления тектонической раздробленности; во-вторых, линии вытянутости эрозионной сети коррелируют с полем тектонических напряжений, что дает возможность их использования для реконструкции новейшего поля напряжения для территории Северо-Западного Кавказа.



Рис. 12. Напряженное состояние и линии вытянутости гидросети, подсчитанные программой LESSA, в районе пос. Лазаревское. Условные обозначения на рис. 1.



Рис. 13. Характер трещиноватости в районе пос. Лермонтово и Дзюбга.

В результате проведенных исследований была построена схема роз-диаграмм, линий вытянутости и степени вытянутости эрозионной сети Северо-Западного Кавказа и проведено сопоставление ее с сейсмичностью. Отметим, что розы-диаграммы и линии вытянутости коррелируют с ориентировкой современного поля напряжения, а степень вытянутости - с его величиной. Подтверждением этой гипотезы является совпадение данного параметра с распределением землетрясений. Максимальное количество эпицентров тяготеет к зонам высокой степени вытянутости рельефа. График корреляции между этими параметрами, приведенный на рис. 14, свидетельствует о прямой зависимости между ними с коэффициентом корреляции $K=0,37$.

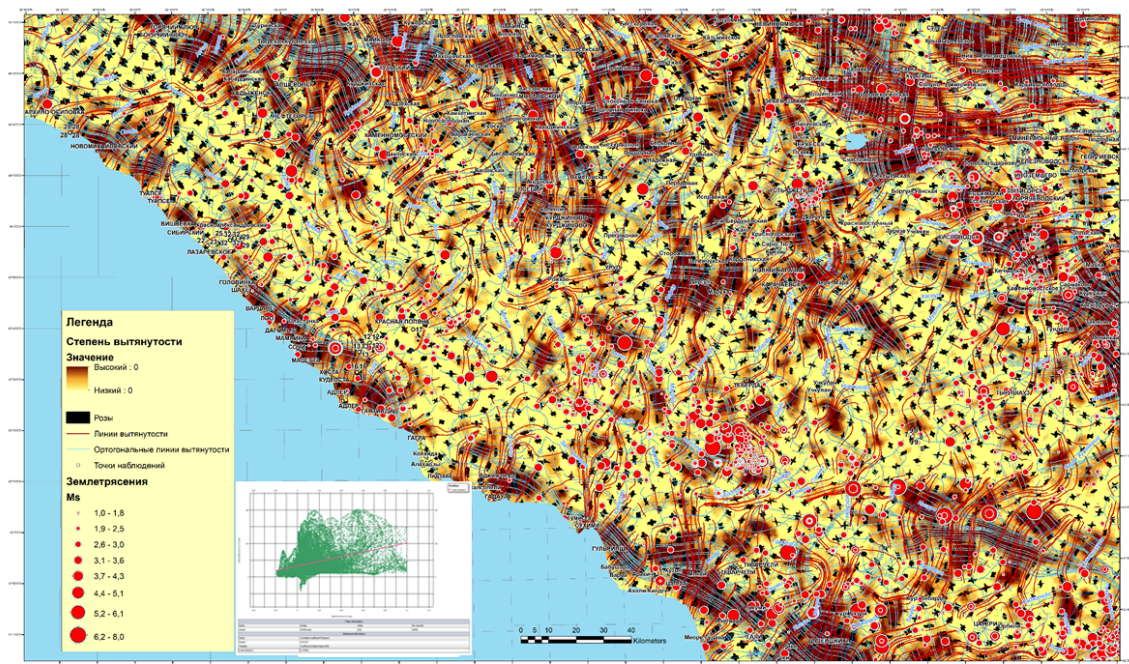


Рис. 14. Схема роз-диаграмм, линий вытянутости и степени вытянутости эрозионной сети, построенной с помощью программы LESSA, Северо-Западного Кавказа и график сопоставления степени вытянутости с проявлениями сейсмичности.

Некоторые участки с повышенными значениями степени вытянутости роз-диаграмм эрозионной сети соответствуют неотектоническим локальным поднятиям, выделенным с помощью структурно-геоморфологических исследований. Все это указывает на возможность применения морфометрических методов исследования для решения геодинамических задач для территории Северо-Западного Кавказа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта «КОМФИ» 18-00-00344 (18-00-00247).

Список литературы

1. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

2. *Златопольский А.А.* Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С.14-28.
3. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа: (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254с.

САМОПОДОБИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ И РАЗЛОМНОЙ СЕТИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

В.С. Захаров¹, А.Н. Диденко^{2,3}, Г.З. Гильманова², Т.В. Меркулова²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова Кафедра динамической геологии, профессор

e-mail: vszakharov@yandex.ru

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Введение

Сейсмичность Сихотэ-Алиньского региона обусловлена, двумя основными процессами: субдукцией Тихоокеанской океанической плиты под Амурскую континентальную и взаимодействием по системе разломов северо-северо-восточного простирания на востоке (Центрально-Сихотэ-Алиньская) и на западе северо-восточного простирания (Харпийско-Курско-Приамурская – северный сегмент системы Тан-Лу) [1]. Регион исследования, значительно менее активный в сейсмическом отношении по сравнению с находящимися восточнее Курило-Камчатской и Японской островными дугами, тем не менее, он характеризуется весьма заметной сейсмической активностью. В настоящей работе представлены результаты исследований, направленных на изучение сейсмотектоники региона исходя из подходов теории динамических систем и фракталов.

Исследование иерархических свойств разномасштабных разрывных нарушений, проводилось в большом количестве работ [7, 9, 10, 13 и многие другие]. Эти свойства выражаются в степенных законах, связывающих различные характеристики разломных структур, а также сейсмичности, с ними связанной. Применение подходов фрактальной геометрии сейсмотектонике существенно увеличит возможности применяемых в ней численных методов. Возможности такого подхода при анализе характеристик самоподобия систем активных разломов Евразии в тесной связи с характеристиками сейсмичности продемонстрировано, например, в [4].

Целью настоящей работы является комплексный анализ фрактальных характеристик сейсмичности, сети активных разломов в пределах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий, сопоставление этих характеристик между собой, с тектоникой и геодинамикой региона.

Исходные данные

В качестве основного источника данных о сейсмичности региона нами использован банк данных землетрясений в пределах Амурской плиты с 1500 по 2013 год, составленный

в лаборатории сейсмологии и сеймотектоники ИТиГ ДВО РАН по геоисторическим материалам и каталогам ГС РАН. Общее количество землетрясений, по которым проводился анализ – 5177. В каталоге приводятся время землетрясения, координаты гипоцентра и магнитуда M_{LN} (магнитуда по волне LN). Мощность коры в данном районе варьирует согласно модели CRUST 1.0 [11] в диапазоне 14–38 км. Поэтому при дальнейшем анализе к коровым землетрясениям относились те, глубина которых не превышала 36 км, а к верхнекоровым – 12 км. В качестве исходных данных об активных разломах региона для анализа и сопоставления с характеристиками сейсмичности нами использованы электронная версия карты разломов и их описание [3].

Методика работы

Для выявления пространственных особенностей сейсмичности проводился расчет поверхностной плотности. При анализе фрактальной размерности эпицентрального поля и системы разломов в нашей работе применялся метод подсчета клеток (box dimension), при котором анализируемое множество покрывается клетками со стороной δ и строится зависимость вида

$$\lg N = -D \lg \delta + c_1, \quad (1)$$

где D – фрактальная размерность, δ – масштаб рассмотрения, N – количество элементов, c_1 – постоянная.

В энергетических характеристиках проявлением самоподобия сейсмического режима является закон Гутенберга-Рихтера для распределения количества землетрясений по магнитудам, имеющий фундаментальное значение в сейсмологии [Turcotte, 1997]:

$$\lg N = -b \lg M + a, \quad (2)$$

где a и b – параметр закона Гутенберга-Рихтера (наклон графика повторяемости), N – количество землетрясений за определенный промежуток времени с магнитудой, превосходящей M , в определенном регионе.

Результаты анализа. Проводился расчет *поверхностной плотности очагов землетрясений* в скользящем окне $2 \times 2^\circ$ с помощью авторской программы FrAnGeo [4, 5], шаг смещения окна составлял 0.5° . Распределение имеет бимодальный характер. Помимо главного максимума на низких значениях плотности, что соответствует сейсмически неактивным или малоактивным зонам, выражен также явный максимум в диапазоне 1.7 – 1.9 $1/100$ км^2 , хотя и значительно меньший по амплитуде, соответствующий областям повышенной сейсмической активности. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами, представленными ранее в работе [2, 14], а также в [8] и свидетельствуют, что исследуемая территория весьма неоднородна по проявлениям сейсмичности. Вариации поверхностной плотности очагов показывает, что наиболее активные участки

земной коры, характеризующиеся наиболее высоким значением плотности распределения эпицентров, связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу [1].

Фрактальная размерность поля эпицентров землетрясений. Для всех сейсмических событий, зарегистрированных на исследуемой площади, вне зависимости от их магнитуды, с помощью программы FrAnGeo [4,5] клеточным методом по соотношению (1) была определена фрактальная размерность D_e распределения эпицентров землетрясений. Диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении D_e – от 4 до 0.125° по широте (примерно 315–10 км). Установлено, что фрактальная размерность всего поля эпицентров составляет $D_e = 1.51 \pm 0.08$ (коэффициент корреляции $r=0.99$), для коровых землетрясений $D_e = 1.49 \pm 0.07$ ($r=0.99$), для верхнекоровых землетрясений $D_e = 1.46 \pm 0.07$ ($r=0.99$).

Для выявления пространственных особенностей вариаций фрактальной размерности эпицентрального поля проводился ее расчет в скользящем окне с помощью авторской программы FrAnGeo. Размер окна составлял 2° по широте (примерно 160×160 км), перекрытие – 0.5° (40 км), диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении – от 2 до 0.125° по широте (160–10 км). Расчетное поле D_e для верхнекоровых землетрясений представлено в изолиниях на рис. 1.

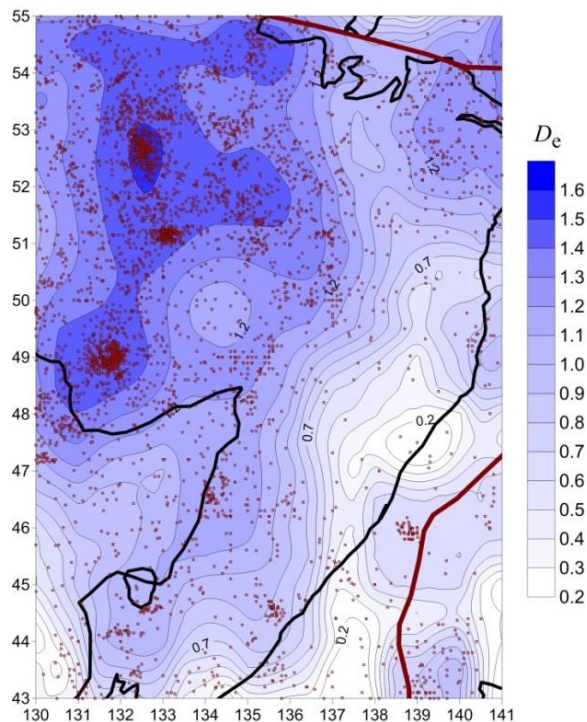


Рис. 1. Фрактальная размерность поля эпицентров верхнекоровых землетрясений D_e , рассчитанная в скользящем окне. Точки – эпицентры землетрясений.

Дифференциация исследуемой территории по плотности эпицентров и по величине фрактальной размерности D_e , показывает, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу, с северной частью Буреинского массива и Монголо-Охотской складчатой системой.

Между характеристиками плотности очагов и фрактальной размерностью существует корреляция, имеющая выраженный нелинейный характер. Эти результаты достаточно хорошо согласуются с исследованиями зависимости фрактальной размерности от пространственной плотности элементов множества, как на модельных объектах с известной размерностью (салфетки Серпинского и других), так и сейсмичности, которые показали, что эта связь может быть описана эмпирическим соотношением вида $D = A + B(1 - e^{-\alpha p})$ [12, 13]. Такая зависимость объясняется тем, что локальные разномасштабные подвижки, с которыми связаны землетрясения разной силы (энергии), происходят на так называемом острове перколяционного кластера – совокупности элементов (разномасштабных разрывов), по которым реализуется разрушение при землетрясении [6, 13]. По мере накопления данных и увеличения количества, и, соответственно, плотности очагов происходит переход к предельной структуре разрушения, размерность которой и определяется размерностью перколяционного кластера. При достижении насыщения (при больших значениях p) $D_{lim} = D(p \rightarrow \infty) = A+B$. В нашем случае $D_{lim} = 1.47 \pm 0.14$. Это значение (в пределах погрешности) хорошо соответствует значениям фрактальной размерности для всей совокупности эпицентров региона, что может свидетельствовать о его нахождении в близкритическом состоянии, поддерживающем продолжение активного сейсмического процесса.

Распределение землетрясений по магнитудам и параметр графика повторяемости b . Значение параметра b для всех зафиксированных сейсмических событий в регионе было рассчитано по соотношению (2) в диапазоне магнитуд 2.2–7.6, и составляет $b=0.44 \pm 0.03$ ($r=0.95$). Для коровых землетрясений распределение по магнитуде заметно отличается от общего распределения: $b=0.60 \pm 0.03$ ($r=0.97$), для верхнекоровых $b=0.69 \pm 0.04$ ($r=0.97$). Это связано с тем, что максимальные магнитуды всех коровых землетрясений в регионе не превосходят 7, а верхнекоровых – 6.4. Отсутствие более сильных землетрясений выражается в большем наклоне графика повторяемости.

Поле значений наклона графика повторяемости для коровых землетрясений показывает (рис. 2), что наибольшее его абсолютное значение (≥ 0.7) соответствует районам развития дизъюнктивных нарушений в северной части Буреинского массива, в Харпийско-Курско-Приамурской зоне северо-восточного простирания, являющейся

северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу. Другой максимум параметра b наблюдается в центральной зоне Сихотэ-Алиня. Минимальные значения наклона графика повторяемости приходятся на южную и северную зоны Сихотэ-Алиня. Основное различие в поле b для всех землетрясений и коровых землетрясений заключается в наличии для последних максимума значений b в Японском море (на границе шельфа). По всей видимости, это является следствием того, что относительно сильные землетрясения здесь – мантийные, а не коровые, что и выражается в больших значениях b для последних.

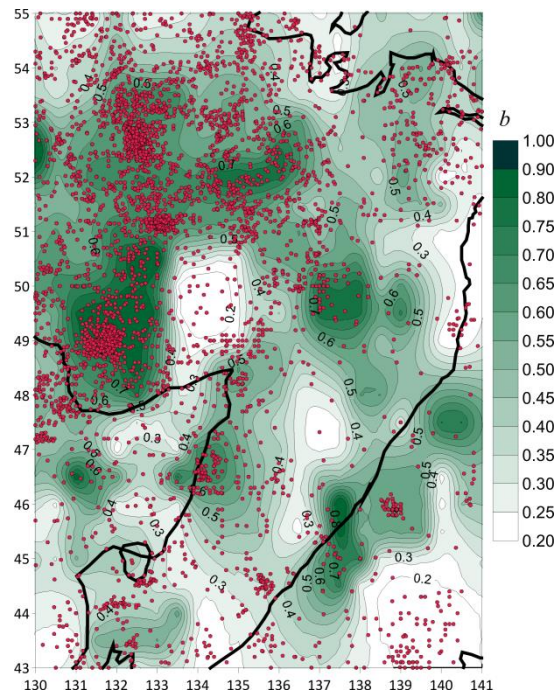


Рис. 2. Наклон графика повторяемости b , рассчитанный в скользящем окне для верхнекоровых землетрясений.

Характеристики самоподобия разломной сети. Для всех разломов из базы данных с помощью программы FrAnGeo [4, 5] была определена фрактальная размерность клеточным методом. При анализе каждый разлом считался линейным объектом, не имеющим структуры. Диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении D_f – от 4 до 0.0625° . Установлено, что фрактальная размерность всей сети разломов составляет $D_f = 1.68 \pm 0.03$ (коэффициент корреляции $r = 0.999$). *Распределение D_f по величине носит сложный характер и достаточно сильно отличается от нормального, минимальное значение 1.0, максимальное – 1.69, среднее значение 1.41 ± 0.01 , стандартное отклонение 0.15, медиана распределения 1.45, а мода – 1.57.*

Сопоставление пространственного распределения значений фрактальной размерности разломной сети с основными тектоническими структурами региона показывает достаточно четкую зональность и приуроченность определенных диапазонов

значений D_f к разным структурам (рис. 3). Установлено, что повышенные значения фрактальной размерности разломной сети соответствуют складчатым системам (Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской), а пониженные – впадинам и прогибам (Среднеамурская впадина, в меньшей степени – Удский и Торомский краевые прогибы). Это объясняется тем, что в складчатых системах вследствие активных процессов горообразования формирование разрывных нарушений идет более интенсивно.

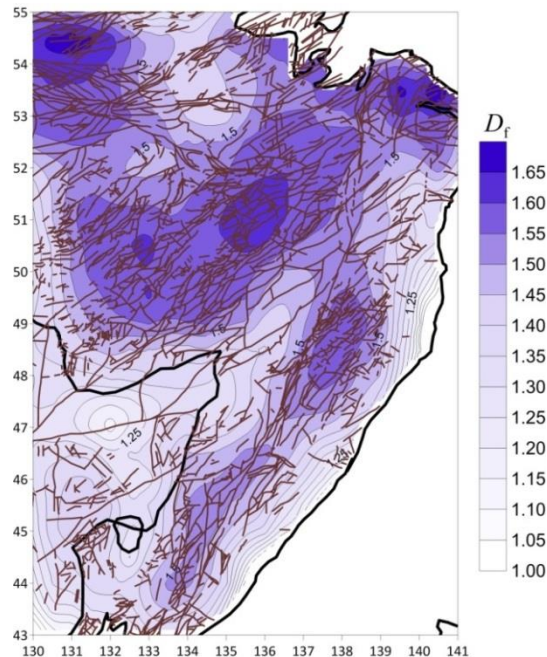


Рис. 3. Фрактальная размерность D_f разломной сети региона рассчитанная в скользящем окне. Коричневые линии – разломы.

Установлено хорошее соответствие поля параметра b для верхнекоровых землетрясений и поля размерности сети разломов D_f , статистически отношение D_f/b тяготеет к «теоретическому» значению около 2, и можно сделать вывод об общей согласованности самоподобного распределения магнитуды (и, следовательно, энергии) землетрясений и фрактального распределения размеров разрывных нарушений.

Сопоставление результатов фрактального анализа сети разломов с данными по современному напряженно-деформированному состоянию, установленному разными методами [8], показывает общую приуроченность зон повышенных значений фрактальной размерности сети разломов к областям интенсивного современного сжатия, что делает фрактальный анализ разрывных нарушений важной количественной характеристикой напряженно-деформированного состояния.

Исследование выполнено с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова и при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект 16-17-00015).

Список литературы

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
2. *Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В.* Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 58–69.
3. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломая тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
4. *Захаров В.С.* Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 10–17.
5. *Захаров В.С.* Предварительный анализ самоподобия афтершоковой последовательности японского землетрясения 11 марта 2011 г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 52–56.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ В МОРФОСТРУКТУРЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ

Д.С. Зыков¹, А.В. Полещук¹, С.Ю. Колодяжный²

¹ Геологический институт (ГИН РАН), с. н. с., e-mail: zykov58@yandex.ru

² Геологический институт (ГИН РАН), с. н. с.

Работа посвящена проблеме образования морфоструктуры при совместном (в течение неотектонического этапа) взаимодействии на одной территории нескольких геодинамических систем. Наибольшее внимание в последнее время этому направлению исследований было уделено в работах В.И. Макарова, Ю.К. Щукина Н.В. Макаровой, В.М. Макеева и их соавторов [1-2]. Под геодинамическими системами (сокращенно - геосистемами) авторы, вслед за [1-2] понимают участки земной коры и геологический субстрат под ними, объединяющие как области генерирования тектонических напряжений, передаваемых на платформы, так и области, испытывающие влияние этих источников на самих платформах.

Методической основой исследования является анализ соотношений между эволюционирующими структурно-морфологическими ансамблями в зонах объемной подвижности долгоживущих зон дислокаций севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП), и вероятными последствиями воздействия геодинамических систем, проявляющих себя в этом регионе.

Рельефообразующее взаимодействие геодинамических систем ярко проявляется на севере ВЕП. В частности, в пограничной области между Балтийским щитом (БЩ) и Русской плитой. Согласно взглядам упомянутых авторов [1-2], под влиянием тектонических процессов спрединга, происходящих в раскрывающейся Северной Атлантике, массив Балтийского щита «наваливается» на край Русской плиты. В районе сочленения щита и плиты, и южнее, в пределах самой плиты, край щита окаймляется по дуге широким (первые сотни км) Циркумбалтийским поясом дислокаций, территориально включающим в себя Балтийско-Мезенскую зону дислокаций и зону Полканова. В рельефе эта область характеризуется наличием относительных понижений и цепью локальных, структурно-предопределенных неотектонических депрессий [3], заполненных водоемами. В частности речь идет о четырех основных депрессиях - Белого моря, Онежского, Ладожского озер и прогиба, заполненного Псковским и Чудским озерами. Для этого пояса отмечают возможность горизонтального перемещения (раздвигания) геологического субстрата, которое может возникать при поперечном давлении на нее Балтийского щита.

Этот процесс может реализовываться вследствие того, что ее края упираются в сравнительно податливые фрагменты земной коры за пределами ВЕП [4].

Соглашаясь с проявлением в районе Циркумбалтийского пояса явлений взаимодействия геодинамических систем, связанных с движением щита и процессами происходящими в поясе, авторы этой работы ставят своей задачей уточнить характер их суперпозиции и собрать данные о вероятных механизмах проявления локальных опусканий.

Прерывистость расположения тектоногенных впадин (рис.1) может быть объяснена тем, что в данном месте проявляется механизм дискретирования дислокаций. Появление трещин (в нашем случае – растяжения) на примерно равных расстояниях друг от друга связывают с появлением области снятия напряжений вокруг каждой образовавшейся трещины, и развития соседней трещины за пределами этой области [5].

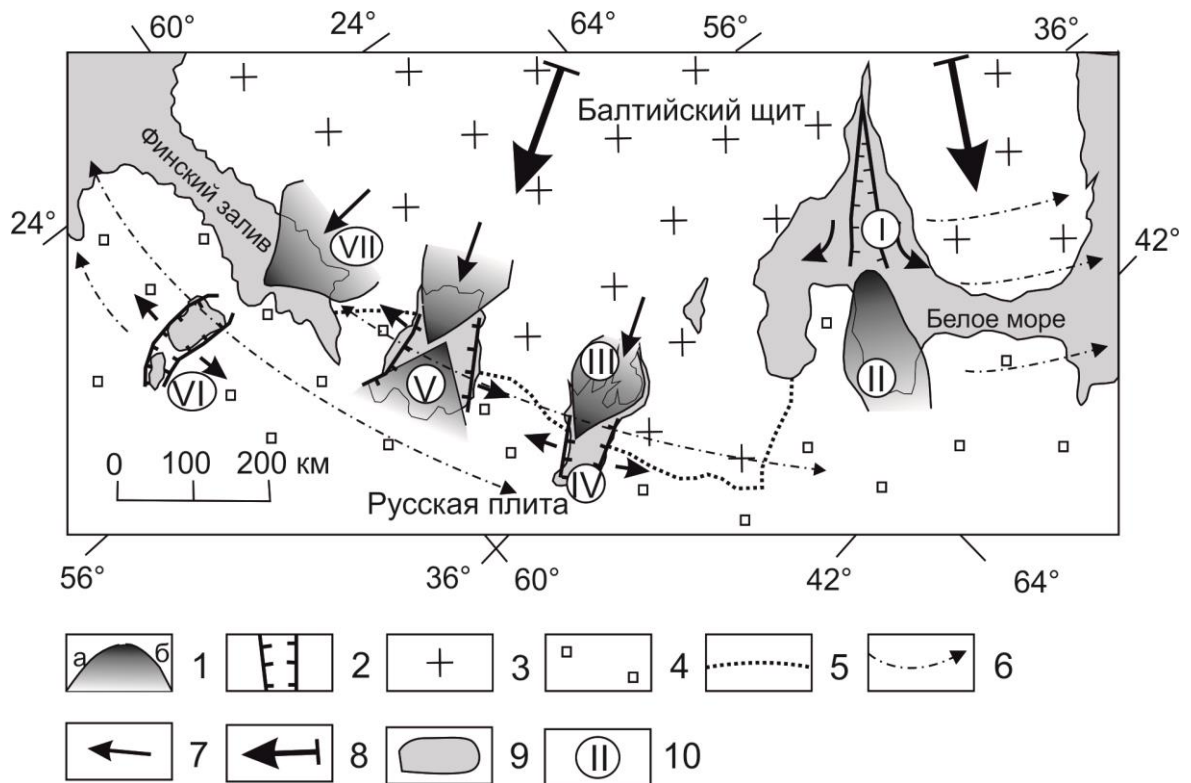


Рис. 1. Характер взаимодействия геодинамических систем на Севере ВЕП:

1 – массивы кристаллических пород, являющиеся важными рельефообразующими неоднородностями в земной коре; 2 – границы областей растяжения, возникающих напротив инденторов; 3 – кристаллические породы Балтийского щита; 4 – Русская плита; 5 – граница щита и плиты; 6 – направление перемещения геологического субстрата в Циркумбалтийской зоне; 7 – направление перемещения инденторов и бортов грабенов; 8 – направление движения Балтийского щита; 9 – акватории; 10 – номера объектов, обсуждаемых в тексте.

Однако, поскольку расстояния между депрессиями все же разнятся, можно констатировать, что на распределение мест грабеновидных дислокаций влияют и другие факторы. Можно предположить, что они связаны с благоприятными структурно-геологическими условиями, которые делают вклад в механизм проявления суперпозиции.

В восточной части БЩ, в районе Белого моря находится Кандалакшская депрессия, которая за счет своих геолого-геоморфологических особенностей считается новейшим грабеном (I на рис. 1). Депрессия вытянута в северо-западном направлении, и располагается на одной оси с Архангельским выступом фундамента, также имеющим вытянутую форму (II на рис. 1). Совместная ось этих структур совпадает с направлением давления БЩ на Русскую плиту. Учитывая это, и то, что структура в целом находится в пределах Циркумбалтийского пояса, окончания которого не имеют достаточно жестких упоров на обрамлении ВЕП, можно уверенно предположить, что в появлении новейшего грабена участвует и процесс расклинивания. Оно имеет место перед Архангельским выступом при «наваливании» на него массива БЩ, и за счет потенциальной возможности раздвигания рамы в условиях проявления латеральной подвижности в Циркумбалтийском поясе.

Следующим крупным звеном в цепи депрессий, обрамляющих БЩ с юга, и входящих в Циркумбалтийский пояс является морфоструктура Онежского озера (Рис. 1). Расположена она в основном, на кристаллических породах щита. Северо-западная часть ее представлена Заонежским полуостровом, который имеет изометричную в плане форму и диаметр около 100 км. В рельефе полуостров образует форму пологого купола, осложненного узкими заливами, озерами и грядами (III на рис. 1). В основании Заонежского полуострова расположена пологая мульда, сложенная метаморфическими палеопротерозойскими комплексами, залегающими на породах архея. Мульда обрамляется разломами, которые подчеркивают форму купола и определяют заостренность его юго-восточного (в сторону основной ванны Онежского озера) окончания. [6-7]. Наличие мульды, видимо, маркирует существование под ней блока земной коры, который еще в протерозое обособился как единое целое. На его продолжении к юго-востоку, в сторону плиты наблюдается новейший грабен (основная ванна Онежского озера), расширяющийся в сторону заостренного конца этого блока и тесно к нему прилегающий (IV на рис. 1). Возвращаясь к предположению о давлении БЩ в сторону Русской плиты, можно сделать уверенное предположение о механизме появления новейшего грабена. В таких геодинамических и структурных условиях его раскрытие может происходить при обусловленном движением щита клиновидном вдавлении заостренного блока в структурированную разломами среду фундамента ВЕП

в районе Циркумбалтийского пояса, и раздвигания последней с опусканием земной коры напротив его заостренного выступа.

К юго-западу расположена Ладожская депрессия. Она имеет в плане примерно прямоугольную форму и размеры примерно 300x150 км. Расположена она, главным образом, на кристаллических породах БЩ и также считается новейшим грабеном [3]. В районе озера по геологическим и геоморфологическим данным, устанавливается сеть крупных разрывов, имеющих продольную и диагональную длинной оси озера ориентировку, разделяющих кристаллические породы на блоки с клиновидными заостренными концами (см. рис. 1) [6]. Как и в предыдущих случаях, Ладожская депрессия образовалась в районе, с одной стороны подверженном давлению со стороны БЩ, с другой – имеющим потенциальную возможность для некоторого горизонтального перераспределения субстрата поперек этого давления – в Циркумбалтийском поясе. В условиях ориентированных сжатия и растяжения имеющаяся структура оказывается благоприятна для того, чтобы блоки земной коры, нарезаемые разрывами на клинья, за счет давления щита вдвигались навстречу друг другу в раму из ограничивающих грабен и расходящихся субпараллельных разрывов, и способствовали ее раздвиганию. Видимо в результате этого и образовалась зона локального растяжения, выраженная депрессией Ладожского озера (V на рис. 1).

Примерно в 200 км к юго-западу от Ладожской расположена Псково-Чудская депрессия, заполненная водами соответствующих озер. Расположена она в пределах Циркумбалтийского пояса на породах чехла, в плане вытянута в север-северо-западном направлении (VI на рис. 1). К северу от нее расположен крупный Выборгский массив гранитов рапакиви [8] (VII на рис. 1). В плане он имеет почти изометричную форму при диаметре примерно 200 км, однако он также осложнен хорошо выраженным клиновидным выступом, направленным в сторону Псково-Чудской депрессии. В разрезе Выборгский массив представляет собой геологическое тело, имеющее сравнительно небольшую мощность, однако по геофизическим данным границы массива определяются крупными разломами, уходящими в подстилающий кристаллический субстрат, а значит, этот массив маркирует крупный блок земной коры.

По всей видимости, расположение депрессии на продолжении клиновидного выступа массива не случайно, и в условиях давления БЩ на плиту выступ, как индентор, производит расклинивающий эффект, приводящий к образованию трещины отрыва, (точнее область рассеянного растяжения), выраженной вытянутой Псково-Чудской депрессией.

Таким образом, в северной части ВЕП, в новейшее время проявляет себя масштабная геодинамическая система, в которой под влиянием глубинных тектонических процессов, приводящих к раскрытию Северной Атлантики, БЩ приподнимается и наваливается в сторону Русской плиты. При этом в их пограничной области возникает собственная, производная, по мнению авторов, геодинамическая система, в которой происходит раздвигание геологического субстрата перпендикулярно давлению щита. В этих местах, как результат суперпозиции этих геосистем, образовывается цепочка неотектонических грабенов, образующих структурно-морфологический ансамбль и являющихся индикаторами внутриплитного тектогенеза. Происходит это в дискретно образующихся узлах снятия напряжений в массиве пород и в благоприятных структурных условиях, обуславливающих возможность расклинивания блоков земной коры. Механизмом является раздвигание кристаллических пород у клиновидных структурных неоднородностей.

Благодарности. Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00485 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 8 (координатор академик РАН Н.С. Бортников) (проект № 0135-2018-0040), в рамках программы государственного задания (№ темы 0135-2016-0012).

Список литературы

1. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 299 с.
2. Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А., Макеев В.М. Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленцов Г.В., Серебрякова Л.И., Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
3. Бискэ Г.С., Лукашов А.Д., Экман И.М. О связи котловин крупнейших озер Северо-запада СССР с тектоникой // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 35–42.
4. Зыков Д.С., Балуев А.С. Особенности новейшего развития структуры Баренцево-Карского шельфа. Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2010. Т.85. Вып. 6. С. 3–13.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
6. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления КНЦ РАН, 2004. 353 с.
7. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. Отв. Ред. М.Г. Леонов М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

8. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Отв. Ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1978. 296 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЙОНА НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АЭС-2

Н.В. Макарова¹, В.М. Макеев², Т.В. Суханова³, А.Н. Стафеев³, И.В. Коробова⁴, Н.А. Гордеев⁵

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент, e-mail: vladim-makarov@yandex.ru

²Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, зав. лаб.

³МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент,

⁴Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, м. н. с.

⁵ИФЗ имени О.Ю. Шмидта РАН, аспирант, e-mail: gord@ifz.ru

Нововоронежская АЭС-2 (НВАЭС-2) находится в центре Русской равнины на левобережье р. Дон в 45 км юго-восточнее г. Воронеж и в 3.5 км южнее г. Ново-Воронеж. Основной целью исследований является определение причин негативных явлений, наблюдаемых в последнее время на территории расположения АЭС. К ним относятся опускание отдельных участков, фиксируемые геодезическими измерениями, крены некоторых сооружений и др. Возможными причинами этих процессов является современная геодинамическая обстановка, активизация экзогенных и эндогенных процессов, которые в значительной степени определяются геологическим строением этой территории.

Геологическое строение

В геологическом строении территории расположения НВАЭС-2 (далее просто АЭС) участвуют породы фундамента и осадочного чехла [1].

Фундамент находится на абс. глубине +6+7 м, что всего на 75 м ниже уреза русла Дона или на 110 м ниже площадки АЭС (рис. 1). Южнее он выходит на поверхность в основании Павловского поднятия, а севернее Воронежа погружается до — 400 м и более. Фундамент слагают архейско-протерозойские глубоко метаморфизованные сложнодислоцированные породы — кристаллические сланцы, мигматизированные и гранитизированные амфиболиты, а также метапесчаники, метаалевролиты, прорванные интрузиями основного и кислого состава и разбитые разломами на разновысотные блоки. Такое близкое залегание кристаллического основания имеет значение для структур перекрывающего его осадочного чехла, существование и тип которых до настоящего времени вызывает дискуссию среди исследователей.

Осадочный чехол включает палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Они являются основанием, на котором возведена НВАЭС-2. От их состава, характера

залегания и мощности зависят процессы, которые могут повлиять на геологическую устойчивость территории. Поэтому ниже приводится краткое описание этих отложений.

Палеозойские отложения залегают на фундаменте с большим стратиграфическим несогласием и со слабым уклоном к северо-востоку к центру Московской синеклизы. В этом же направлении увеличивается и их мощность, но уже за пределами территории АЭС. Они представлены средним и верхним отделом девона. Среднедевонские отложения состоят из глин, аргиллитов и алевролитов с линзовидными прослоями известняков общей мощностью 15-30 м. К верхнему девону относится нижнефранский подъярус. Он состоит из двух горизонтов (подсвет) — нижнецигровского ($D_3 \text{ } \check{\text{с}}_1$), в составе которого глины, замещающиеся песчаниками, доломитами мощностью до 25 м, и верхнецигровского ($D_3 \text{ } \check{\text{с}}_2$), состоящего в верхней части из глин, а в нижней из известняков (см. рис. 1). Мощность глин не выдержанная, изменяется от 2 до 5 м, местами они полностью размыты. Известняки светло-серые, почти белые, крепкие, плотные, однородные иногда конгломератовидные. Их поверхность неровная, закарстованная, с выступами и понижениями глубиной до 5-10 м. Общая мощность горизонта в пределах площадки от 11 до 25 м, в большинстве случаев составляет 13-14 м.

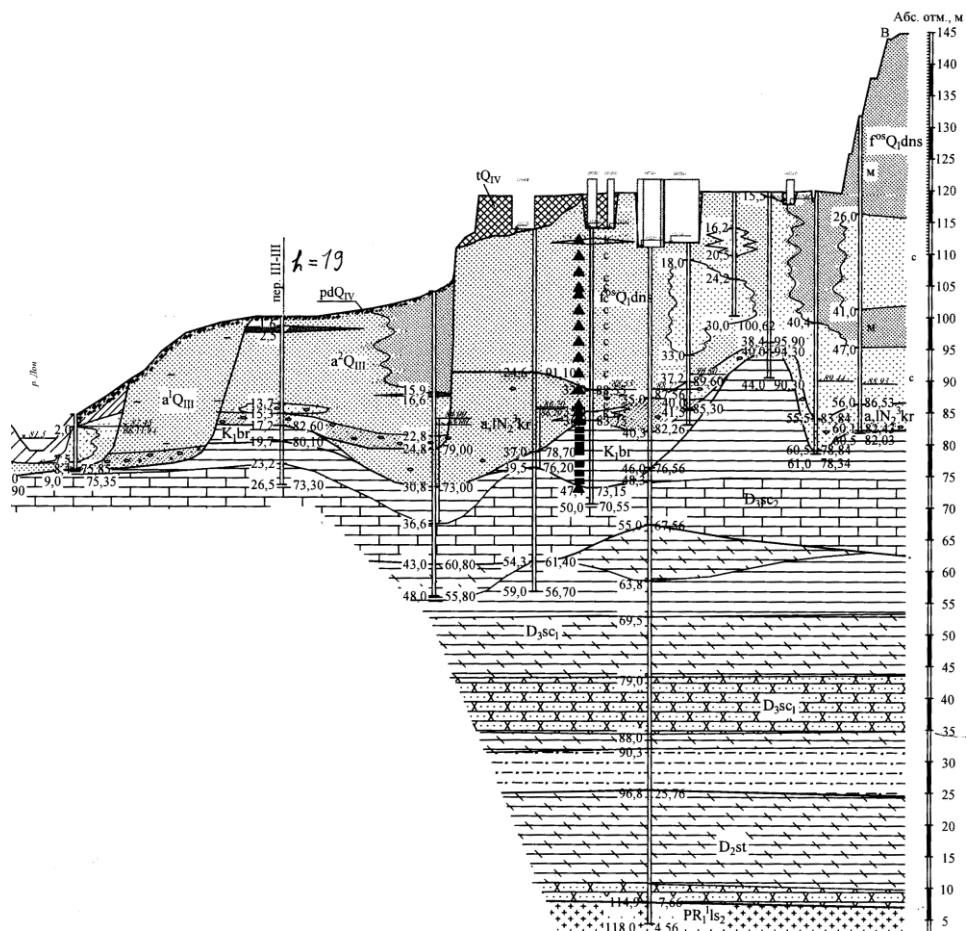


Рис. 1. Геологический разрез территории Новovoroneжской АЭС-2

Мезозойские отложения непосредственно на территории АЭС представлены только нижним отделом меловой системы, барремским ярусом ($K_1 b$), сложенным преимущественно глинами голубовато-серыми и серыми, алевритистыми и опесчаненными, местами с прослоями известняков, серых алевритов и песков. Мощность отложений на площадке 5-10 м, местами уменьшенная до 2-2,5 м. В основании глин иногда присутствуют линзы или прослой сидеритовых песчаников и конгломератов с гальками черного фосфорита. Отложения залегают на верхнещигровских с большим размывом, заполняя крупные понижения. Кроме того наблюдается азимутальное несогласие: меловые отложения падают на юго-восток, в то время как девонские отложения — на северо-восток. Кровля отложений находится на абс. высоте 75-87 м, а подошва — около 70 м. Положительные неровности кровли барремских отложений местами сходны с небольшими тектоническими поднятиями, тем более, что и кровля подстилающих девонских известняков в этих местах также приподнята. Однако данных бурения недостаточно, чтобы охарактеризовать эти поднятия.

Неровности кровли глин образованы при ее разрушении в течение длительного периода континентального развития в начале кайнозоя и при врезании в нее русел Палео-Дона в плиоцене.

Кайнозойские отложения на территории АЭС включают неогеновые и четвертичные отложения. Неогеновая система представлена плиоценовыми отложениями, выделяемыми в кривоборскую свиту (или кривоборские слои) ($N_2 kr$). Отложения имеют аллювиальный, реже озерный генезис и выполняют погребенную долину Пра-Дона. Ее восточная граница в настоящее время размыта из-за постоянного смещения Дона в четвертичное время на склон Воронежского поднятия. Отложения залегают на неровной поверхности барремских глин нижнего мела, местами на верхнещигровских известняках верхнего девона. Кровля свиты находится на абсолютной высоте 90-95 м, а подошва опущена до 75 м. Мощность отложений в пределах площадки составляет 20-25 м, местами уменьшается до 1,5 м. Плиоценовые отложения состоят из песков и глин. Глины обычно присутствуют в верхней части свиты. Они темно-серые, почти черные, жирные плотные слюдистые слоистые, с лигнитом (полусгнившие и обуглившиеся остатки древесины). Это озерные или старичные осадки мощностью от 2 до 12 м. Нижнюю большую часть разреза составляют пески желтые, светло-и темно-серые, серые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, в основании крупнозернистые, гравийные, с галькой и валунами, горизонтально, косо- и линзовидно слоистые. В нижнюю часть песчаной толщи включены крупные оползневые тела, состоящие из трещиноватого пясчег мела или глин с прослоями известняков. Наиболее крупные из них достигают в высоту 10 м и в

ширину 200-400 м. Большой частью они приурочены к понижениям, представляющим собой погребенные русла Палео-Дона. Эти массивы сползли с правого склона долины, интенсивно подмываемого рекой.

Более древние нижне- и верхнемеловые, палеогеновые и миоценовые отложения широко развиты на правом берегу Дона, где они слагают верхнюю часть обрывистого склона. В их составе глины, пески и песчаный мел. Общая их мощность 100-120 м.

Четвертичные отложения на исследуемой территории включают нижне-, средне-, верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения. Нижнеплейстоценовые отложения представлены водноледниковыми отложениями - флювиогляциальными и лимногляциальными времени отступления ледника донского оледенения. Морена этого возраста на территории АЭС отсутствует, т. к. была размываема Доном. Она широко развита восточнее на левом берегу Дона и западнее на его правом берегу.

Флювио- и лимногляциальные отложения времени отступления донского ледника (fg, lg I d) залегают на плиоценовых песках или нижнемеловых и верхнедевонских глинах. Вследствие этого подошва их неровная, с отдельными понижениями глубиной до 10-15 м. Абс. высота ее снижается на территории площадки к современному руслу Дона с 84-85 м до 77-78 м. Отложения в рельефе слагают вал, являющийся озом, протягивающимся меридионально вдоль долины Дона с севера далеко на юг за пределы исследуемой территории. Площадка АЭС врезана в западный склон этого вала, снижающегося к руслу Дона со 155 до 90-105 м. Механический состав отложений вала пестрый: фациально замещающиеся пески разной крупности, переслаиваемые с суглинками, супесями и глинами, отложившимися в озерных понижениях. Мощность прослоев до 0,2 м. Местами крупнозернистые пески выполняют русловые понижения. Пески желтые, серые, разнозернистые с преобладанием мелкозернистых, местами глинистые, ожелезненные, с крупными зернами кварца и галькой северных кристаллических пород, горизонтально и косо слоистые. В нижней части разреза встречаются горизонтально слоистые глины темно-коричневые с охристыми пятнами ожелезнения, и суглинки светло-желтые, песчаные с включением гравия и валунов. Общая мощность отложений до 60-70 м.

Средне-верхнеплейстоценовый не расчлененный комплекс покровных образований развит в основном на водоразделах лево- и правого берега Дона, тогда как на территории площадки на флювиогляциальных отложениях он отсутствует. Это светло-коричневые, палево-лессовидные суглинки, пористые, не слоистые, с вертикальной трещиноватостью, с известковистыми дутиками и натекми, с вертикальной отдельностью. Местами суглинки сильно песчаные, а ближе к склонам балок в них

появляются тонкие прослой песков. Более темным цветом выделяются горизонты погребенных почв. Общая мощность покровного комплекса от 3-7 до 15-18 м. Они традиционно считаются перигляциальными образованиями, имеющими эолово-делювиальный генезис (vd II-III). Макропористость и известковистость лессовидных суглинков, а также трещиноватость способствуют образованию в них просадочных форм разных размеров (рис. 2). Больше всего они развиты на поверхностях IV



Рис. 2. Просадки в покровных лессовых отложениях на левобережье Дона юго-восточнее АЭС

среднеплейстоценовой террасы Дона и зандровых равнинах раннеплейстоценового возраста за пределами территории АЭС.

Верхнеплейстоценовые: отложения представлены аллювием II и I террас р. Дон.

Аллювиальные отложения, слагающие II террасу (а 2t III), залегают на плиоценовых песках и верхнедевонских глинах. большей частью аллювий вскрывается скважинами. Это пески с подчиненными прослоями супеси и суглинка. Пески желтовато-серые, кварц-полевошпатовые, вверху мелкозернистые, внизу крупнозернистые с гравием и галькой кремня и гранита. Суглинки и супеси, выделяемые в верхней части разреза, образуют линзы 0,8-2-3 м мощности. Местами аллювий имеет двухслойное строение. Каждый слой начинается снизу песком (русловая фация), а завершается глинами и суглинками (пойменная фация). Мощность аллювия в пределах площадки по данным бурения достигает 25 м, севернее за пределами территории АЭС она увеличена до 30-40

м. По данным геологической съемки [1], нижняя часть аллювия относится к микулинскому межледниковью, а верхняя — к калининскому оледенению.

Аллювиальные отложения, слагающие I террасу (alt III), залегают на глинах верхнешигровского горизонта верхнего девона или аллювии кривоборской свиты плиоцена, реже аллювии II террасы. Аллювий представлен в верхней части горизонтально слоистыми мелко- и тонкозернистыми светло серыми песками с тонкими прослоями супесей, суглинков, реже глин, представляющими пойменную фацию. В нижней части пески желтые горизонтально и косослоистые разнозернистые, с гравием и галькой, представляющие русловую фацию, в том числе ее базальный горизонт мощностью 1-2 м. Общая мощность аллювия 8-22 м. В пределах площадки АЭС подошва аллювия находится на 11-13 м ниже уреза реки. По данным бурения, она практически ровная, лишь с отдельными углублениями до 2 м, возможно, являющимися речными руслами. Возраст аллювия условно относится к ленинградскому межледниковью и осташковскому оледенению [1].

Аллювиальные отложения голоценового возраста (a IV) слагают пойму р. Дон, мелких речек и крупных балок. В основании обычно залегают слоистые серые и желтовато-серые пески крупнозернистые и гравелистые русловой фации, в том числе базального горизонта, а выше - супеси, суглинки, реже глины серые и темно-серые с линзами торфа, относящиеся к пойменной и старичной фациям. Их мощность 5-7 м. Мощность аллювия у рек Дона и Воронежа от 12-15 м, на площадке 12-14 м, а у мелких рек их притоков 6-8, в балках 5-6 м.

Эоловые отложения представляют перевеваемый песчаный аллювий террас и флювиогляциальных отложений с образованием дюн, валов, разделенных понижениями.

Из анализа геологического разреза разновозрастных отложений территории АЭС следует, что большая его часть, особенно верхняя, сложена песками аллювиальными и флювиогляциальными плиоценового и раннеплейстоценового возраста. Пески неоднородные по механическому составу, наиболее грубые из них образуют линзы или слои, фиксирующие положение погребенных русел. Также выделяются глубокие тальвеги, в которых местами присутствуют массивы коренных пород, образовавшиеся при врезании русел, сопровождавшемся оползанием пород. Пески подстилаются глинами нижнемелового возраста, служащими водупором для подземных вод. Вследствие этого большая часть песков, по данным бурения, влажная, а в нижней части на контакте с глинами водонасыщенная. Местами водупорные глины размыты или их мощность — первые метры. В этом случае наблюдается близкое залегание к подошве песков

закарстованных известняков верхнего девона, что может явиться причиной развития суффозии в песках.

Рельеф района АЭС неоднороден по генезису и возрасту. Он имеет значительную амплитуду - 60-80 м, что потенциально обуславливает достаточно энергичное развитие эрозионных процессов — эрозии временными потоками и делювиального смыва. Склон озового вала изрезан не глубокими ложбинами, некоторые из которых едва видны, но по ним осуществляется сток на площадку. Возможно, что часть из них проявляет трещиноватость пород. Близкое расположение склона оза к площадке, в котором она и вырезана, вызывает выполаживание продольных профилей эрозионных ложбин у его основания, и как следствие, может вести к инфильтрации поверхностных вод вглубь песчаной толщи, являющейся основанием площадки. Это может вызывать просадки в устьевых частях ложбин. Благоприятными для развития суффозии являются и сами русла временных потоков, прорезающие пески. Такие же условия могут существовать на склоне и в основании II террасы, т. е. в тыловой части I террасы.

Суффозионные процессы развиваются и на пойме Дона, поскольку в основании слагающих ее песков залегают закарстованные известняки верхнецигровского горизонта.

Поверхностные карстовые формы непосредственно на территории расположения АЭС отсутствуют. Но они вскрываются скважинами на разной глубине от поверхности: от 2 м под аллювием I террасы до 50 м под нижнеоплейстоценовыми и плиоценовыми песками, где они приурочены к размывтой поверхности верхнецигровских (верхнедевонских) известняков. На поверхности они широко развиты на правом берегу Дона в толщах писчего мела, слагающих верхний мел (рис. 3).



Рис. 3. Карстовая воронка в писчем мелу на правом берегу Дона против АЭС

На левобережье на территории площадки эти отложения отсутствуют, за исключением оползневых массивов в основании плиоценовых отложений, о которых было сказано выше.

Просадочные формы в лессово-почвенном покрове широко развиты в непосредственной близости от площадки на левобережье Дона. В основном это блюдцеобразные понижения разных размеров и глубиной до 2 м.

Долина Дона асимметрична - правый берег крутой, изрезанный оврагами, а левый относительно пологий, с развитыми двумя террасами и поймой.

На правом крутом склоне долины Дона непосредственно против АЭС широко развиты оползни, образующие бугристый, местами гребнеобразный рельеф (рис. 4). Верхнемеловые отложения сползают по подстилающим их нижнемеловым (барремским) глинам. Развитие оползневого рельефа обусловлено не только геологическим строением правобережья Дона; значительную роль в его образовании играет геодинамическая обстановка этого района.



Рис. 4. Оползневой рельеф на правобережье Дона против АЭС

Региональная новейшая структура

Территория НВАЭС-2 находится в пограничной зоне между двумя крупными основными новейшими структурами Восточно-Европейской платформы — Воронежским сводовым поднятием и Окско-Донским прогибом. Этим структурам соответствуют два блока кристаллического фундамента — западный, относительно поднятый Курский и восточный, относительно опущенный Воронежский [2, 3]. Границей между этими

блоками является древняя долгоживущая Лосевско-Мамонская зона, положение которой неоднозначно трактуется исследователями. Относительно опущенный Воронежский блок на поверхности выражен обширным и протяженным новейшим субмеридиональным Окско-Донским прогибом, в структуре которого выделяется целый ряд положительных и отрицательных структур менее крупного порядка. Одной из таких отрицательных структур является *Кривоборский* прогиб, находящийся в западной части Окско-Донского прогиба.

Исследуемая территория НВАЭС-2 входит в южную часть новейшего Кривоборского прогиба [4, 5, 6, 7 и др.] (эрозионно-тектонического опускания). Прогиб протягивается с севера практически от Рязани на юг до широтной части долины р. Дон в районе г. Лиски более, чем на 300 км. В районе НВАЭС-2 его ширина составляет 20-25 км. В рельефе это ступенчатая равнина с абс. отметками 120-160 м, наложенная на погребенную аллювиальную плиоценовую долину Палео-Дона, перекрытая четвертичными отложениями разного генезиса и прорезанная долинами рек, главными из которых являются Воронеж и Дон. Кривоборский прогиб выполнен преимущественно песками аллювиального генезиса Палео-Дона — кривоборской свии позднеплиоценового возраста, флювиогляциального генезиса раннеплейстоценового возраста и аллювиального позднеплейстоцен-голоценового аллювия рек Дона и Воронеж. Общая мощность выполняющих прогиб песчаных отложений превышает 90-100 м.

Кривоборский прогиб является западной частью обширного Окско-Донского прогиба. Не касаясь деталей структуры последнего, отметим, что для нее характерны меридиональные продольные зоны локальных эрозионно-тектонических поднятий и сопряженных с ними зон относительных опусканий (одной из которых и является Кривоборский прогиб), с широким развитием меридиональных линеаментов. В целом они представляют собой структуры растяжения, образование которых связывается или с давлением с юга со стороны Кавказа [8, 9, 10], или с глубинными подкоровыми процессами, связанных с подъемом мантийного вещества и его растеканием под смежные Воронежское и Приволжское поднятия [10, 7, 11]. Подтверждением последнего служит известное «утяжеление» восточной части Воронежского массива, а также утонение и другие особенности земной коры под прогибом, выявленные при проведении геофизического профиля «Гранит» [12, 13], а также отраженные на схеме строения земной коры ВЕП [14]. При любой из этих версий меридиональные линеаменты на поверхности и трещины в неогеновых и четвертичных отложениях, в том числе покровных суглинках, будут являться трещинами растяжения, способными проводить

поверхностную воду в более глубокие горизонты, активизируя или вызывая суффозионные процессы.

Кривоборский прогиб, в свою очередь, состоит из локальных тектонических структур разного знака. По данным Г.И. Раскатова [15], Г.И. Раскатова и др. [5], на территории, прилежащей к АЭС, в частности на правом берегу Дона, находятся восточные периклинальные окончания крупных *Касторненского* и *Шаталовского* поднятий и разделяющий их прогиб, имеющих северо-западное простирание. Абсолютная высота поднятий 230-240 м. Они развиваются и в настоящее время, влияя на морфологию долины Дона. Она сужена в створе с поднятиями и расширена в пределах разделяющего их прогиба (в районе Ново-Воронежа и устья р. Хворостань). Здесь перед сужениями долина подпружена, что вызывает увеличение мощности аллювия поймы и I террасы.

На левобережье Дона непосредственно на территории АЭС выделены крупное *Боевское* и меньшее *Колодезненское*, отражающие положительные формы фундамента. *Мальшевское* поднятие с невыявленной связью с более древними структурами и *Борщевское*, проявленное в мезозойской и палеогеновой структурах [5]. Они имеют в основном субмеридиональную ориентировку. Более детальные характеристики этих структур отсутствуют. Поскольку они отражают блоки фундамента, их еще называют морфотектоническими блоками. Границами между структурами являются неоструктурные линии. На поверхности они подчеркнуты гидросетью, дифференциацией голоценового аллювия, гранулометрическими его характеристиками.

Рост Приволжского поднятия вызывает и в настоящее время перекоп Кривоборского прогиба и смещение его к западу на склон Воронежского поднятия. Большой вклад в этот процесс вносят и силы Кориолиса [16]. Здесь западная граница прогиба в современном рельефе совпадает на севере с долиной р. Воронеж, а южнее с долиной Дона. Обе эти долины проявляют зону древнего Семилуки-Липецкого разлома. Территория НВ АЭС фактически находится в зоне этого регионального нарушения.

Из геологического строения исследуемой территории следует, что здесь выделяются два разновозрастных структурных этажа — нижний - архейско-протерозойский, сложенный дислоцированными метаморфическими породами фундамента, и верхний - палеозой-кайнозойский, сложенный полого залегающими отложениями осадочного чехла. Соотношение структур фундамента и чехла исследователями определяется неоднозначно. Если структуры фундамента по геологическим и геофизическим данным являются разновысотными блоками, то относительно структур чехла в мезозойских и новейших плиоцен-четвертичных отложениях мнения расходятся. По одной точке зрения они считаются штамповыми,

пассивно повторяющими блоки фундамент. В этом случае границами между ними являются флексуры, над которыми развиваются зоны трещиноватости, выраженные на поверхности линеаментами, «неоструктурными линиями», в целом определяемыми как области влияния погребенных разломов фундамента [2]. Согласно другой точке зрения практически все структуры чехла, в том числе и новейшие структуры, выраженные на поверхности, трактуются как блоки с разрывными границами, отражающими или совпадающими с разноранговыми блоками фундамента.

Разломы фундамента, линеаменты, геодинамически активные зоны и зоны ВОЗ, присутствующие на многочисленных схемах разных исследователей [2], составленных на территорию НВАЭС-2 и ее окрестности, практически не совпадают друг с другом. Предполагается, что многие представленные разломы являются долгоживущими и активными на современном этапе. К ним, в первую очередь, относятся субширотные Репьево-Лискинский, к которому приурочен широтный отрезок долины Дона в районе г. Лиски, и субмеридиональные — Платавско-Варваринский, проходящий западнее территории АЭС, и Лосевско-Мамонский разлом, хотя относительно активности почти каждого из них мнения противоположные.

Относительно активизации других разломов фундамента в новейшее время существуют разногласия. По многим выделенным разломам не установлено сколько-нибудь значительных разрывных нарушений со смещением в породах осадочного чехла за исключением некоторых из них не только на рассматриваемой территории, но и далеко за ее пределами. Также в кернах буровых скважин и в обнажениях в районе АЭС пока не установлены признаки разрывной тектоники в породах чехла. Однако многие линеаменты отождествляются с разломами фундамента, вследствие чего последние считаются активизированными на новейшем этапе. Для установления активизации таких разломов привлекаются не геологические методы. «По косвенным данным (результаты дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков, анализу врезов и контуров девонско-кайнозойских отложений и др.), намечена сеть тектонически ослабленных зон — линеаментов, охватывающих, помимо фундамента, осадочный чехол». Разломы фундамента механически сравниваются с линеаментами, развитыми над этими разломами. Совпадение этих линий или только части их, определяет разлом фундамента как активизированный, или активизированный только на каком-то участке, совпадающем с линеаментом. При этом активизированные разломы фундамента считаются зонами ВОЗ, а соответствующие им линеаменты - геодинамически активными зонами. Такие выводы, не обоснованные фактическим материалом, а только поверхностным сравнением, тем не менее, должны приниматься во внимание и опровергаться или подтверждаться

детальными исследованиями. В последнем случае их необходимо учитывать при всех геологических и инженерно-геологических изысканиях на площадке АЭС.

Анализ линеаментов и разрывных нарушений, развитых в районе АЭС или вблизи нее, и учитывая имеющиеся опубликованные данные, в том числе собственные, позволяют считать меридиональные линеаменты проявляющими напряжения растяжения, характерные, как указывалось выше, в настоящее время для всего Окско-Донского прогиба и, в частности, Кривоборского, в пределах которого находится НВАЭС-2. С этими линеаментами и соответствующей трещиноватостью разновозрастных пород могут быть связаны суффозионные процессы, проявляющиеся на территории НВАЭС-2.

Особо следует остановиться на Семилуки-Липецком (Липецко-Серафимовичском) меридиональном разломе, к которому приурочена современная долина Дона, и выделенного в непосредственной близости от местоположения НАЭС-2. Разлом является границей между новейшими структурами, имеющими различную ориентировку: к западу от него простираются структуры северо-западное, а к востоку, собственно на территории АЭС, субмеридиональное. В зоне этого разлома проявлены современные деформации растяжения, определенные по трещиноватости разновозрастных пород М.Л. Коппом [4]. Он активизирует развитие оползней на правобережье Дона. К зоне этого разлома, по всей вероятности, принадлежит и разрывное нарушение, предположительно проведенное через площадку, с которым связывается опускание грунтовых реперов и крен некоторых сооружений.

Геодинамическая обстановка

Для оценки современной активности Семилуки-Липецкого разлома, а также его влияния на устойчивость сооружений на территории АЭС, был проведен комплекс исследований, включающих как геоморфологический, так и геодинамический анализ территории, непосредственно примыкающей к площадке АЭС (рис. 5). Были замерены многочисленные трещины в верхнемеловых породах (в основном в пясч. мелу) в береговых обрывах в районе поселков Борщево, Архангельское и Сторожевое-1. Трещины, в основном, субвертикальные, многие из них открытые (рис. 6).

В районе пос. Борщево (т.н. 9-11/19) замеры трещин были выполнены в нескольких разных точках, в карьере и в склоновых обнажениях, которые находятся на высокой поверхности Касторненского поднятия. Предварительный анализ трещиноватости показал, что горизонтальная ось сжатия ориентирована в направлении с юго-запада на северо-восток, а ось растяжения – с севера на юг. При этом растяжение, как и сжатие, субгоризонтально. У с. Архангельское (т.н. 12-13/19) – северо-восточное, субгоризонтальное положение оси главного сжатия и субгоризонтальное, северное поло-

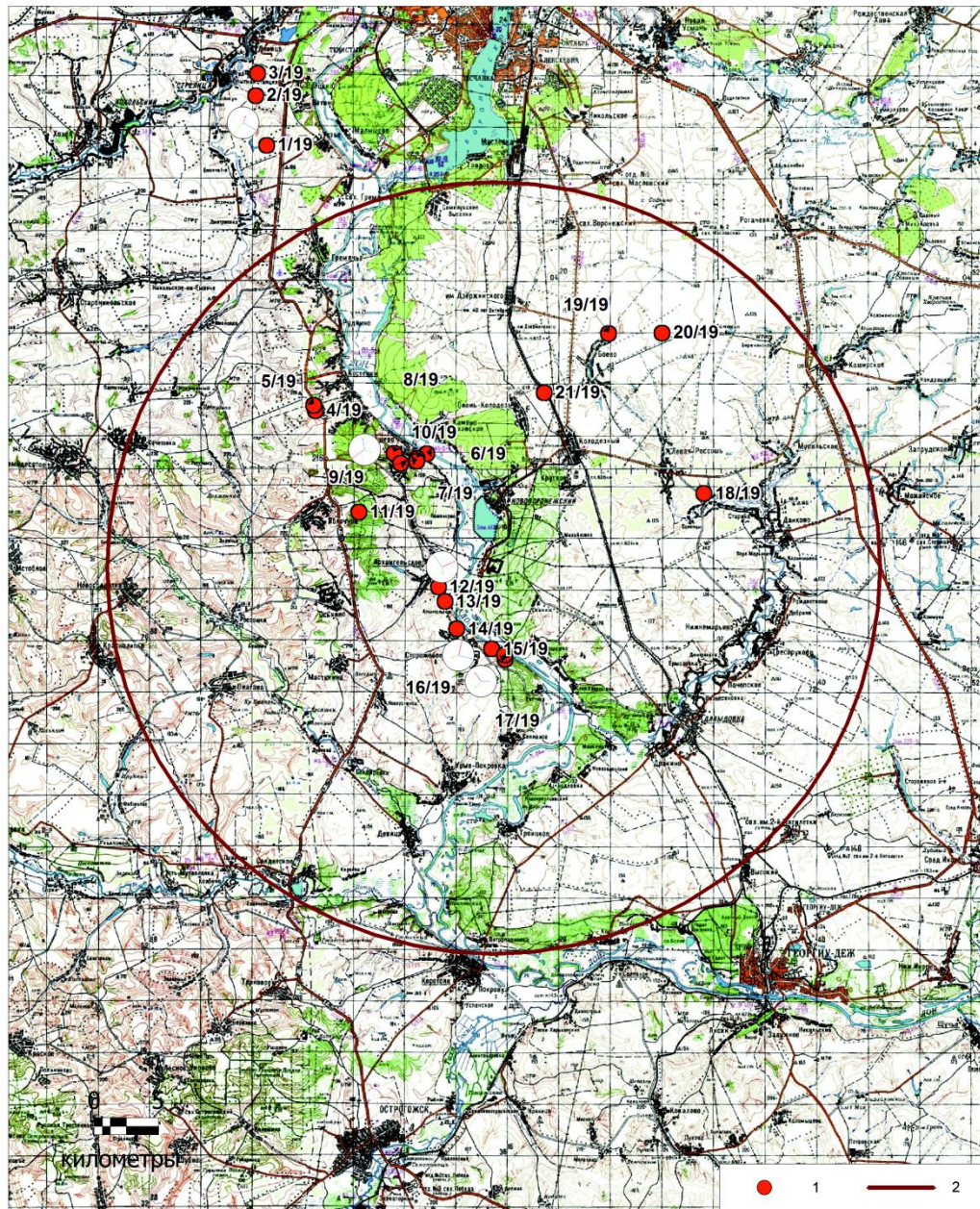


Рис. 5. Карта расположения точек наблюдения в районе АЭС и поля напряжений, восстановленные по замерам трещин на некоторых участках правобережья Дона: 1 – точки наблюдения, 2 – главные оси напряжений (в белых кружках: красные – сжатия, синие – растяжения, зеленые – промежуточные). Большой круг – 30-км зона, прилегающая к месту расположения АЭС

жение оси главного растяжения. Особенности трещиноватости, положение трещин могут свидетельствовать о возможном развитии разломов с право-сдвиговой кинематикой, образовавшимися предположительно в сбросовых обстановках.

Южнее, или ниже по течению Дона, в районе пос. Сторожевое-1 (т.н. 15-17/19) зона разлома отчетливо выражена в виде ожелезненной широкой трещины, уходящей вглубь массива в вертикальном уступе меловых отложений. Такая же зияющая трещина шириной около метра наблюдается еще южнее в этой же меловой толще.



Рис. 6. Трещины в песч. мелу (верхний мел, сантонский ярус)

Здесь восстановлены два поля напряжения, где положения главных осей сжатия имеют субгоризонтальное северное положение с постепенным изменением погружения с севера на юг, а именно с горизонтального положения 6° к 30° . Положение осей главного растяжения восточное, субгоризонтальное с аналогичным изменением погружения. Предположительно, геодинамический тип формирования этого участка комплексный – сдвиговый, постепенно переходящий в сбросо-сдвиговый.

Сбросово-сдвиговый характер Семилуки-Липецкого разрывного нарушения отчасти подтвержден морфологией долины р. Дона. Вдоль всего высокого берега развиты оползневые образования (см. рис. 4). Плоскости их смещений имеют фасетный рисунок (рис. 7), характерный для сбросовых перемещений. Оползневые валы и гряды образуют кулисный ряд, соответствующий правостороннему сдвигу, образованному в обстановках сброса.

В долине Дона выделяются участки расширения, с ровной поверхностью высокой поймы, развитой на обоих берегах. Здесь же отмечается увеличение мощности аллювиальных отложений. Эти расширения долины, могут интерпретироваться, вслед за М.Л. Коппом [8], как пулл-апартовые грабены в зоне правого сдвига.

Требуется более детальное изучение сделанных замеров трещин.



Рис. 7. Фасеты – плоскости смещения оползней и сбросовых перемещений

Заключение

Таким образом, геологическое строение и современная геодинамическая обстановка территории НВ АЭС-2 могут объяснить некоторые негативные процессы, происходящие в настоящее время. Среди отложений, слагающих приповерхностную часть территории, и являющихся основанием площадки, широко развита песчаная толща значительной мощности и разного возраста – от плиоцена до голоцена включительно. Пески не перекрыты лёссовыми отложениями, выходят на поверхность и проводят атмосферную воду вглубь толщи. В основании песков залегают глины барремского яруса нижнего мела или известняки верхнецигровского горизонта верхнего девона. Глины являются водоупором, вследствие чего пески в целом влажные, а в нижней части насыщенные водой. Поверхность известняков неровная трещиноватая закарстованная, способная проводить воду в трещины и пустоты. Это ведет к развитию суффозии, образованию просадочных форм на поверхности песков и к нарушению устойчивости территории. Геодинамическая обстановка, обусловленная влиянием Семилуки-Липецкого разлома, и характеризующаяся сбросовыми напряжениями, способствует образованию повышенной трещиноватости и связанных с ней суффозионных и карстовых процессов. Весь комплекс геологических и геодинамических условий является возможной причиной проявленных негативных процессов.

Список литературы

1. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Брянско-Воронежская. Лист М-37-Х. Объяснит. записка. Составитель: Бородин Н.Г. Ред. Туголесов Д.А. М.: Недра, 1969. 51 с.
2. *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Тр. научно-исслед ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. 2002. Вып. 9. 220 с.
3. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2012. 330 с.
4. *Холмовой Г.В.* О развитии плиоценовой и раннеплейстоценовой гидрографической сети в бассейне Верхнего Дона // Бюлл. комис. по изуч четвертич. периода. 1974. № 42. С. 39-98.
5. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла // Под ред. Г.И. Раскатова. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1976. 126 с.
6. *Трегуб А.И.* Разрывные нарушения в фундаменте и осадочном чехле территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Вестник ВГУ. 2000. Геология. Вып. 3 (10). С.7-15.
7. *Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И., Соколовский А.К., Суханова Т.В.* Окско-Донской прогиб — современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-13.
8. *Копп М.Л.* Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 3. С. 387-392.
9. *Копп М.Л.* Окско-Донской новейший прогиб. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы /Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. (Тр. ГИН РАН. Вып. 552. С. 190-237
10. *Макаров В.И.* Окско-Донской прогиб: структура, условия и история формирования // Матер. междунар. конф. «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 2001. С. 113-115.
11. Новейшая тектоника и геодинамика: обл. сочленения Вост.-Европ. Платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
12. *Соколов В.Б.* Новая геодинамическая модель внутриплитной тектоники // Современные геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопряженных регионов // Материалы Междунар конф. Воронеж, 2001.

13. Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа-Урал_Западная Сибирь (Строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург, 2002. 312 с.

14. *Краснопевцева Г.В., Шукин Ю.К.* Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73-84.

15. *Раскатов Г.И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Изд. Воронежск. Ун-та. 1964. 164 с.

16. *Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В.* О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 5. С. 4-11.

ОСОБЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ЕВРАЗИИ

А.И. Полетаев¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, с. н. с., e-mail: aipoletaev@mail.ru

*«...мир вокруг нас изобилует всевозможными структурами:
начиная с тех, которые мы встречаем в природе,
и, заканчивая теми, что присущи разумной жизни;
мы настолько привыкли к структурам,
что зачастую уже не осознаём,
каким чудом является само их существование».*

Герман ХАКЕН –

*Из кн.: «Тайны природы. Синергетика:
учение о взаимодействии».– М.: – Ижевск: ИКИ, 2003, с. 17.*

Во второй половине XX века Геология пережила три так называемые научно-технические революции: собственно геологическую, космическую и технологическую.

Собственно *геологическая* «революция» выразилась в резкой смене парадигм: так называемый «фиксизм» сменился так называемым «мобилизмом».

Космическая «революция» проявилась в массовом внедрении в геологические исследования снимков Земли из Космоса.

Технологическая – в известной всем компьютеризации всех сфер жизни, а значит, и Геологии.

Практическая одновременность этих трёх событий не означала и не означает до сих пор одинаково равноценного их влияния на развитие Геологии.

Так, например, до сих пор не вымерла оппозиция представлениям «новой глобальной тектоники», т.е. именно той новой – мобилистской – парадигмы, о «победе» которой некоторые исследователи заявили уже в начале 80-х годов прошлого века [1].

Технологическая революция внесла существенный вклад в активное развитие компьютерных процессов / программ обработки самых различных геологических данных: от статистической обработки большого массива данных до моделирования различных объектов и процессов: от образования отдельных структур до геодинамики крупных сегментов земной коры.

Космическая революция преподнесла, пожалуй, самый неожиданный сюрприз, т.к. внедрение космических снимков в геологические исследования буквально взорвало

сложившиеся к тому времени представления о: а) хорошей изученности земной коры; б) стабильности некоторых блоков земной коры, например, Восточно-Европейской платформы.

Одно из самых сильных «космических» впечатлений связано с публикацией предварительной карты линеаментов территории СССР [2], которая продемонстрировала структуры, которые не были выявлены в ходе наземных геологических исследований (рис. 1).

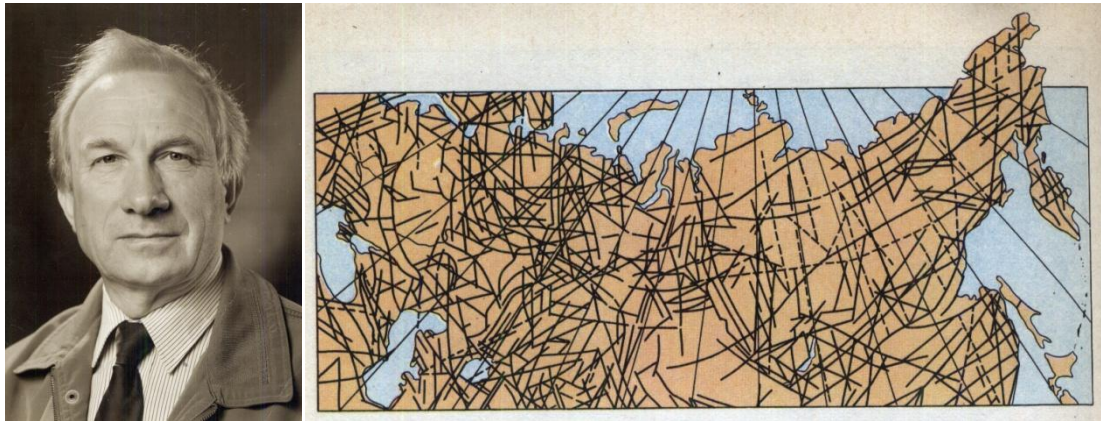


Рис. 1. Слева – В.И. Макаров (1937 – 2011); справа – Предварительная карта линеаментов территории СССР.

Дальнейшие исследования, проведённые в разных масштабах и в разных регионах СССР, и не только, привели к лавинообразному росту аналогичных материалов, лишь частично отражённых в коллективной монографии «Космическая информация в геологии», изданная в 1983 и 1985 годах, в которой кроме линейных структур (линеаментов) были описаны многочисленные кольцевые, а также ещё не названные клиновидные и узловые структуры.

Надо отметить, что эта проблема не была обойдена и в публикациях 27 МГК, проходившего в Москве в 1984 году, в одной из которых было прямо указано, что «линеаменты и кольцевые структуры являются наиболее распространёнными тектоническими элементами земной коры» [3] и что «к этим элементам приурочены практически все известные месторождения полезных ископаемых».

И это при том, что на Геологической карте СССР, представленной на данной сессии МГК (рис.2) не было показано ни одного разлома или линеамента и ни одной кольцевой структуры, хотя карта кольцевых структур на территорию СССР была составлена за девять лет до Конгресса [4].



Рис. 2. Геологическая (безразрывная) карта СССР 1984 г

Несмотря на это, в одном из докладов МГК-1984 было замечено: «Нередко купола (которые могут диагностироваться и как кольцевые структуры – А.П.) рассматривают как *структуры особого тектонического класса* (выделено мной – А.П.)» [5].

Если это замечание могло быть случайным, то через 12 лет сотрудник Музея Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова О.П. Иванов уже не случайно указывал, что «...мир *кольцевых структур* широко распространён в природе и в антропогенной деятельности человека и по праву *должен быть выделен в особый класс* (выделено мной – А.П.) *наравне с линеаментными структурами*» [6].

А ещё через три года, независимо от О.П. Иванова, Н.П.Костенко (1915 –2005), Н.В. Макарова, Н.И. Корчуганова показали, что «Данные КС и отчасти АФС позволяют выделить *особую группу форм*, не находящихся, как правило, своего отражения на топокартах. Это – структурные элементы как бы просвечивающие через толщу четвертичных отложений и даже плитный чехол» [7]. Поскольку в данной работе основное внимание было уделено линейным (линеаментам) и кольцевым структурам, то не возникает никаких сомнений, какие именно структуры авторы выделили в «*особую группу форм*».

В 2012 году также независимо от предыдущих исследователей к *особым структурным формам* (ОСФ) были отнесены широко обсуждаемые *линеаменты*, а также *кольцевые, девиантные и ротационные структуры* [8]. При этом было подчёркнуто, что характерной особенностью многих ОСФ является их развитие в скрытой (*латентной*) форме, поэтому их выявление производится, как правило, по косвенным дешифровочным признакам.

А позже в ОСФ были включены *клиновидные* [9, 10] и *дуговые* структуры [11-20], широко развитые в земной коре (рис. 3), но до сих пор слабо изученные.

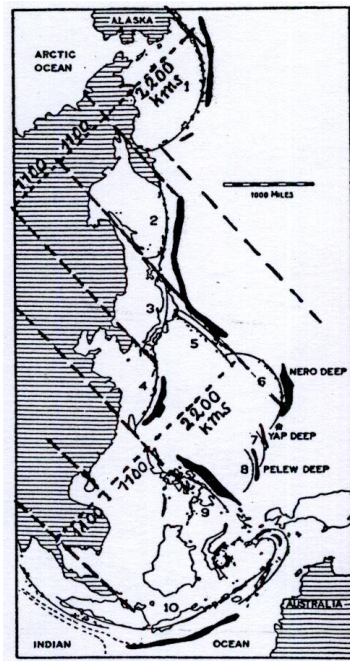


Рис. 3. Соотношение линеаментов и островных дуг Восточного побережья Евразии, по: [21]

При подготовке данной работы был проведён анализ публикаций, в которых содержатся сведения о названных выше структурах, который показал, что за последние 50 лет об особых структурных формах земной коры накопился огромный банк разрозненных данных. При этом есть исследователи, которые подвергают сомнению и корректность выделения ОСФ, и достоверность их реального нахождения в геологическом пространстве.

Тем не менее, тот же анализ свидетельствует, что для понимания современной геодинамики некоторые из ОСФ могут иметь весьма существенное значение.

Так, для Российского сектора Евразии, как, впрочем, и для Евразии в целом, важное, если точнее, важнейшее значение могут иметь клиновидные структуры, развитые на этом пространстве, впервые описанных в 1888 году выдающимся русским геологом Александром Петровичем Карпинским (1847 – 1936), в которой он указал «на примечательную треугольную форму материков, заостренную к югу» [22] (рис. 4).

В первую очередь такими структурами – в глобальном масштабе – являются системы диагональных линеаментов и разрывов СВ-го и СЗ-го простираний [23-25], «благодаря» которым Евразийский и Северо-Американский клиновидные блоки испытывают потенциальное движение к югу, а Атлантический и Тихоокеанский – к северу (рис. 5, 6, 7).

На региональном уровне диагональные структуры СВ-го и СЗ-го простираний развиты в альпийском горно-складчатом поясе, например, в зоне сочленения Восточно-

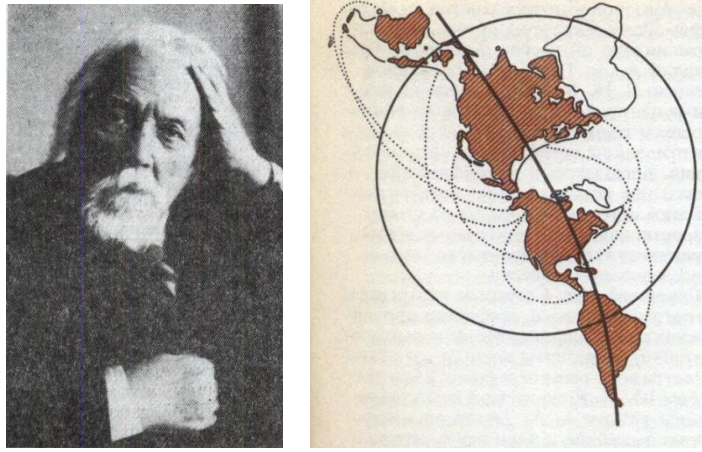


Рис. 4. Слева – А.П. Карпинский (1847 – 1936); справа – Расположение материков в проекции А.П. Карпинского [22]

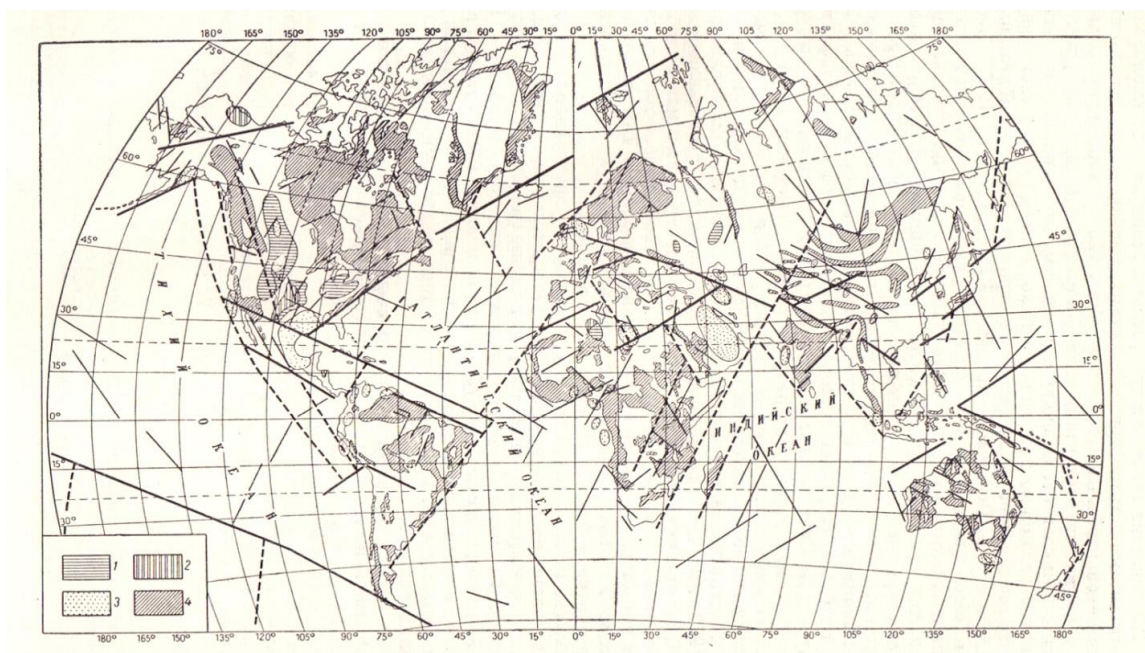


Рис. 5. Размещение гигантских нефтяных месторождений. Применительно к схеме строения литосферы, на которой выделяются образованные сдвигами блоки [23]

Европейской и Африканской платформ [26], выделенных с помощью линейного анализа топографической карты 1:2 500 000 масштаба (рис. 8) и подтверждённых впоследствии геофизическими [27] и геологическими данными [28] (рис. 9).

Аналогичные структуры локального масштаба широко развиты в земной коре Восточно-Европейской платформы, где они чётко подчёркиваются эрозионной сетью [19] (рис. 10, 11), Западно-Сибирской плиты, где они контролируют древние ложбины стока [29] (рис. 12), и других регионов Земли.

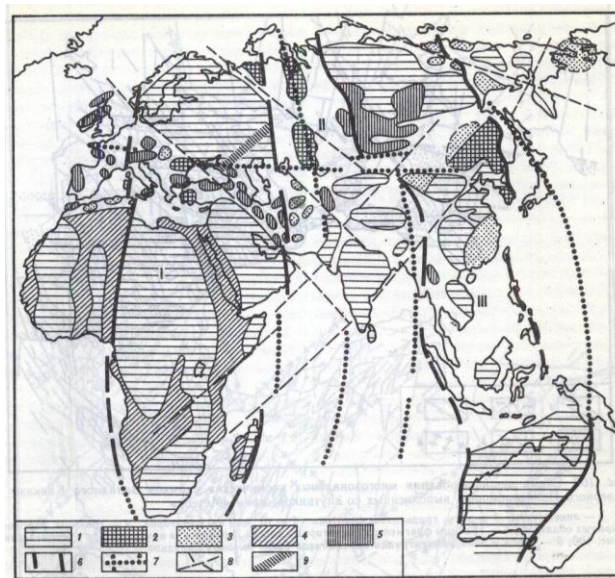


Рис. 6. Соотношение докембрийских структурно-вещественных комплексов и элементов планетарной структуры I – III рангов [24]: 1 – эпикарельские платформы; 2 – 3 – массивы дорифейской консолидации; 4 – массивы позднерифейской – делийской и байкальской консолидации в Африке; 5 – выходы докембрийских пород на геологических картах Европы и Азии; 6 – границы планетарных поясов I ранга – мегавалов (I и III) и мегадепрессий (II) в соответствии с их отражением в рельефе; 7 – элементы планетарной ортогональной структуры II и III рангов; 8 – элементы планетарной диагональной структуры II и III рангов; 9 – зона высоких градиентов мощности чехла Восточно-Европейской платформы (с сокращениями).

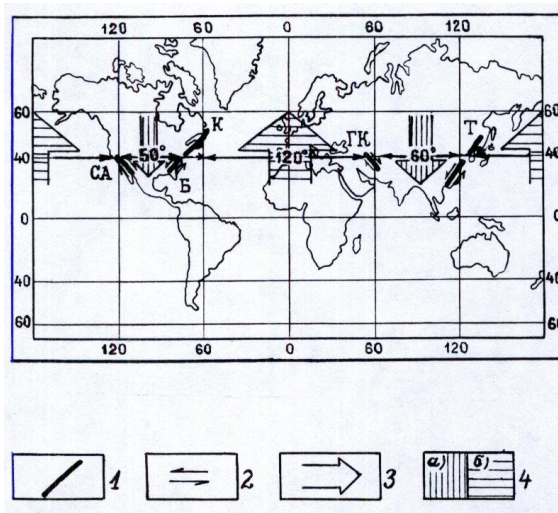


Рис. 7. Клиновидная структура сдвигового пояса Лавразии [25]
 1 – сдвиги; 2 – характер смещения; 3 – направление движения блоков земной коры;
 4 – блоки: а – континентальные, б – океанские

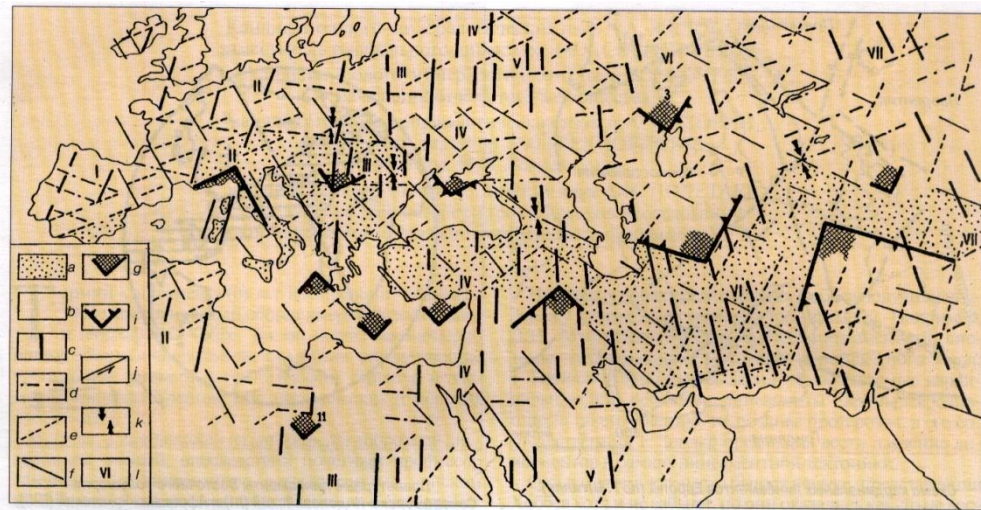


Рис. 8. Клиновидный характер глубинного сочленения платформ Евразии и Гондваны (исходный м-б 1 : 2 500 000) [26]:

a – Средиземноморский складчатый пояс; b – платформы; c-f – линеаменты и их простирания; c – субмеридиональные, d – субширотные, e – северо-восточные, f – северо-западные; g – клинья образованные линеаментами; i, j – направления смещений крыльев: i – вертикальное, j – горизонтальное; k – направление сжимающих усилий; l – названия субмеридиональных зон: I – Пиренейская, II – Альпийская, III – Балканская, IV – Крымская (Анатолийская), V – Кавказская, VI – Копетдагская, VII – Гималайская.

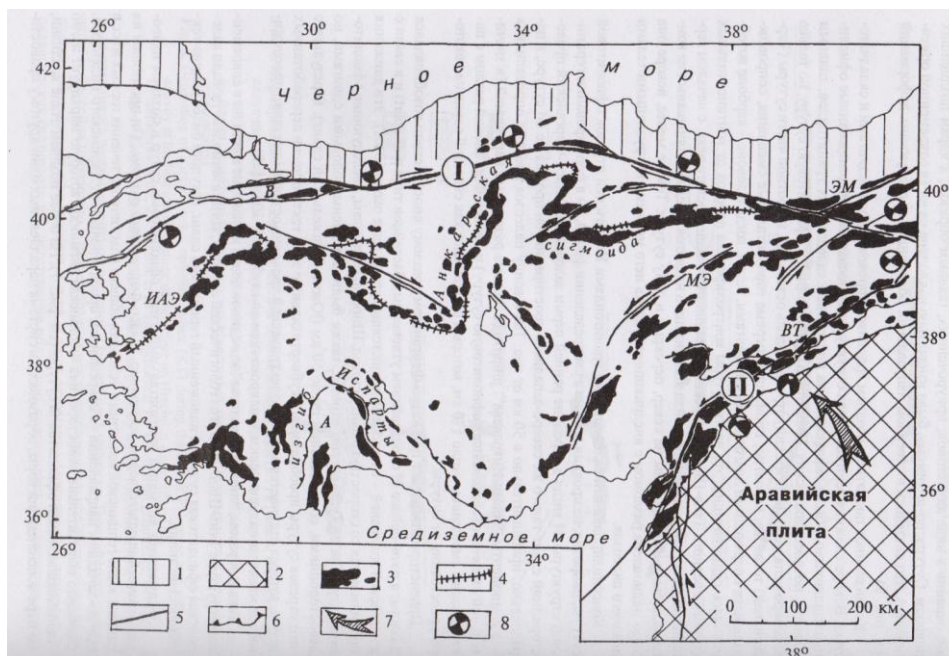


Рис. 9. Соотношение офиолитовых сuture и активных разломов Средиземноморского складчатого пояса к западу от Аравийского синтаксиса [28]:

1, 2 – континентальное обрамление складчатого пояса: 1 – евразийское, 2 – аравийское; 3 – офиолиты, офиолитовые меланжи и олистостромы; 4 – линия офиолитовой сuture Измир – Анкара – Эрзинджан; 5 – разломы, главным образом сдвиги, среди них Северо-

Анатолийский (1) и Восточно-Анатолийский (11); 6 – надвиги; 7 – движение Аравийского индентора; 8 – решения механизмов сейсмических очагов.

Офиолитовые сутуры, в том числе вовлечённые в шарнирование: В – Внутривосточная, ЭМ – Эрзинджан-Малокавказская, ИАЭ – Измир – Анкара – Эрзинджан, А – Анталья, МЭ – Мерсин – Эрзинджан, ВТ – Восточно - Таврская

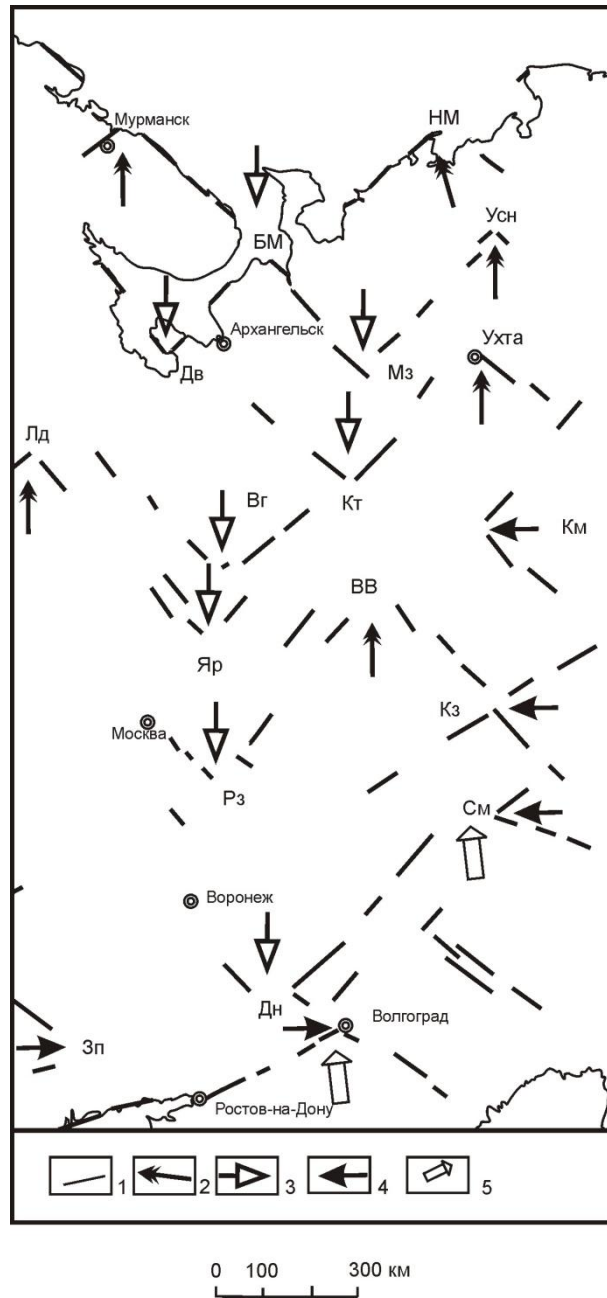


Рис. 10. Клиновидные структуры ВЕП [30]:

1 – линеаменты; 2 – 5 – предполагаемое направление сжатия: 2 – 3 – субмеридиональное: 2 – с С на Ю; 3 – с Ю на С;

4 – субширотное; 5 – направление давления со стороны Афро-Аравийской платформы
Клинья: БМ – БелоМорский, ВВ – Ветлуга-Вятский, Вг – Вологодский, Дв – Двинский, Дн – Донской, Зп – Запорожский, Кз – Казанский, Км – Камский, Кт – Котласский,

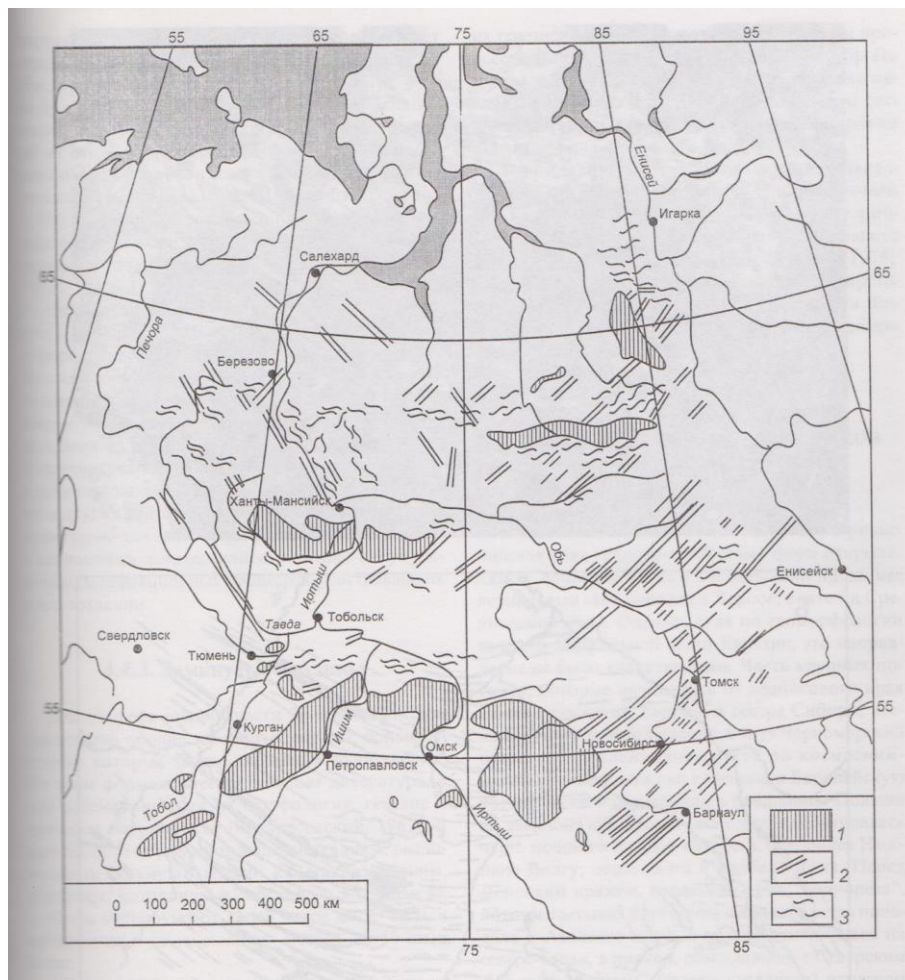


Рис. 12. Гривный рельеф, древние ложбины стока и конечные морены в Западной Сибири, по: [29], из [31]:

1 – площади с гривным рельефом; 2 – древние ложбины стока;

3 – рельеф конечных морен

Таким образом, можно прийти к заключению, что Российский сектор Евразии развивается в условиях всестороннего сжатия, подобно тем условиям, в которых развивается Восточно-Европейская часть его (рис. 13), но с различными и, самое главное, неравномерными динамическим усилиями: максимальными – с юга, минимальными – с запада и севера и условно средними – с востока (рис. 14).

Предварительные выводы

1. Современная геодинамика Российского сектора Евразии определяется всесторонним – *субширотным и субмеридиональным* – сжатием.
2. Субмеридиональное сжатие преобладает, доказательством чего являются клиновидные структуры субмеридионального направления, активно развитые на всех масштабных уровнях: *от планетарного до локального*.
3. Среди субмеридионального сжатие доминирует *коллизийное* направление – с юга на север.

4. Среди субширотного сжатия доминирует *субдукционное* направление – с востока на запад, доказательством чего являются дуговые структуры, развитые в процессе активной субдукции Тихоокеанской плиты под восточные берега Евразии (см. рис. 3).
5. Умеренное сжатие обязано *спредингу* Атлантического и Северного Ледовитого океанов.
6. Внутри Российского сектора Евразии в результате перераспределения всестороннего сжатия образуются не только клиновидные структуры, но также дуговые, узловые и кольцевые.

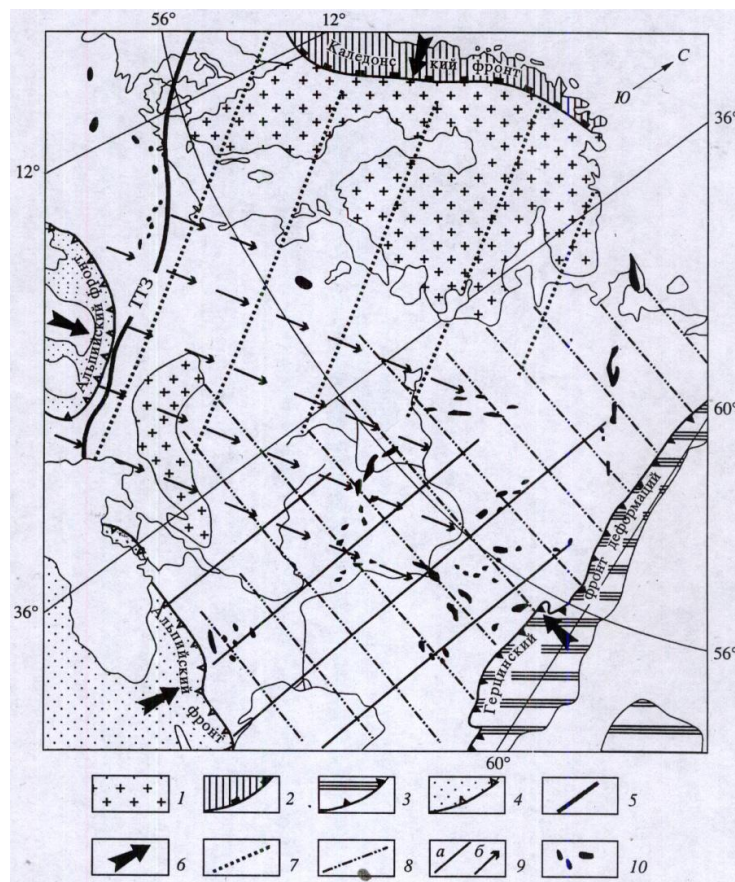


Рис. 13. Зоны динамического влияния коллизионных поясов на территории Восточно-Европейской и Скифской платформ, по: [32], из [33]:
 1 – фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (Балтийский, Украинский щиты); 2 – каледониды и фронт каледонских покровов; 3 – варисциды Урала и варисский фронт; 4 – альпиды и альпийский фронт; 5 – зона Тессейра-Торнквиста (ТГЗ); 6 – преобладающие направления коллизионного сжатия; 7–9 – зоны динамического влияния: 7 – каледонид Скандинавии, 8 – варисцид Урала, 9 – альпид Кавказа (а) и Карпат (б); 10 – районы развития структур сжатия в осадочном чехле

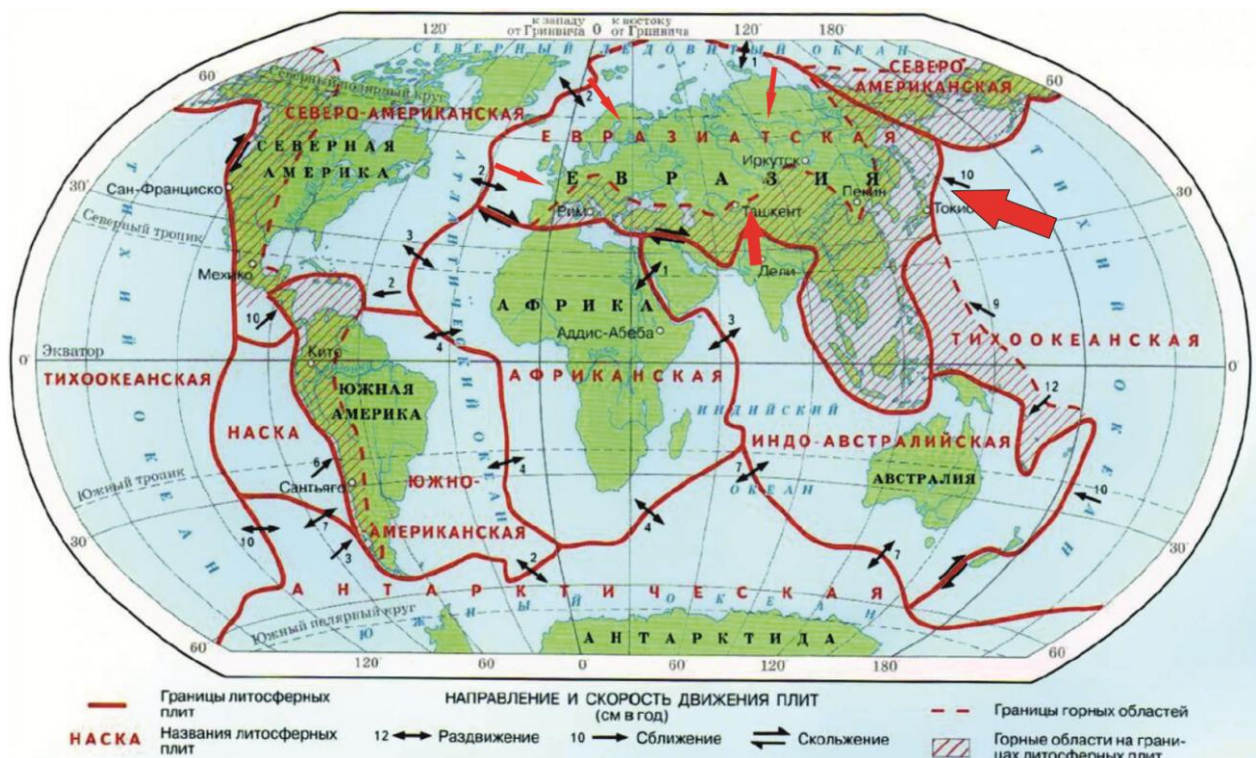


Рис. 14. Динамические условия Российского сектора Евразии [34].

7. Современная геодинамика Российского сектора Евразии определяется всесторонним – субширотным и субмеридиональным – сжатием.
8. Субмеридиональное сжатие преобладает, доказательством чего являются клиновидные структуры субмеридионального направления, активно развитые на всех масштабных уровнях: от планетарного до локального.
9. Среди субмеридионального сжатия доминирует *коллизийное* направление – с юга на север.
10. Среди субширотного сжатия доминирует *субдукционное* направление – с востока на запад, доказательством чего являются дуговые структуры, развитые в процессе активной субдукции Тихоокеанской плиты под восточные берега Евразии (см. рис. 3).
11. Умеренное сжатие обязано *спредингу* Атлантического и Северного Ледовитого океанов.
12. Внутри Российского сектора Евразии в результате перераспределения всестороннего сжатия образуются не только клиновидные структуры, но также дуговые, узловые и кольцевые.

Но самый главный вывод заключается в том осознании, что названная выше «космическая революция», связанная с активным внедрением в геологические исследования результатов съёмок Земли из Космоса, резко возобновила интерес к почти забытым структурам Земли: к узловым, которые впервые были «показаны» в далёком 1530 году Георг Бауэр (Агрикола) (1494 – 1555); кольцевым, которые впервые в 1610 году

были описаны Галилео Галилеем (1564 – 1642) в виде «кольцевых гор» Луны; к дуговым, на которые вскользь указал в 1669 году Николаус Стено (1638 – 1686); к ротационным – «коловоротным», как писал в 1756 году Михаил Васильевич Ломоносов (1711 – 1765); наконец, к чрезвычайно ныне популярным и спорным линейным структурам – линеаментам, которые выделил в 1904 году Уильям Герберт Хоббс (1864 – 1953).

Остаётся только сожалеть, что данные структуры, как правило, отражающие скрытые тектонические нарушения земной коры [35], которые, в свою очередь, нередко контролируют не только локализацию месторождений различных полезных ископаемых [36], но и очаги эндогенных (сейсмичность, вулканизм) и экзогенных (карст, суффозия, оползни) процессов, а также техногенных катастроф [37, 38], не занимают подобающего места в современных гипотезах и теориях тектогенеза, и не находят достойного отражения в образовательном процессе [39].

Список литературы

1. *Тихомиров В.В.* Опыт анализа развития отдельной отрасли знания (тектоники) // 27-й Международный Геологический Конгресс. Тезисы. Abstracts. Volume V111. Sections 21. – История геологии / History of Geology. Москва, 4 – 14 августа 1984. – М.: «Наука», 1984– М.: 1984, с. 470 – 471.
2. *Макаров В.И.* Предварительная карта линеаментов территории СССР // Изв. ВУЗов. Геол.и разведка, 1978. №10, с.30 –34.
3. *Кузнецов О.Л., Кузнецов Ю.И., Чахмачев В.Г., Николаев П.Н., Старостин В.И.* – Механизм связи месторождений полезных ископаемых с линеаментами и кольцевыми структурами. / 27-й МГК. Тезисы. Abstracts. Sections 12. – Металлогения и рудные месторождения / Metallogenesis and Mineral ore Deposits. Москва, 4 – 14 августа 1984. – М.: Издательство «Наука», 1984– М.: 1984, с. 184 – 185.
4. *Рыжкова В.М. Соловьёв В.В.* Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. М–б 1 : 10 000 000. – Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1975.
5. *Федоровский В.С.*– Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса – единый структурный парагенез докембрия байкальской горной области / 27-й Международный Геологический Конгресс. Тезисы. Abstracts. Volume 11. Sections 04, 05. Москва, 4 – 14 августа 1984. – М.: Издательство «Наука, 1984, 416с. – Sections 05 Геология докембрия. С. 288.
6. *Иванов О.П.* Кольцевые структуры земли – новая экспозиция музея землеведения МГУ // Жизнь Земли. Строение и эволюция литосферы, 1996, С. 244–245.
7. *Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И.* Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование

аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 120с.

8. *Полетаев А.И.* «Особые» структурные формы геологического пространства / Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы. – Материалы XV111 Международной конференции 24 – 29 сентября 2012 года.– Воронеж, ИПЦ «Научная книга», 2012, с. 274 – 279.

9. *Полетаев А.И.* Особые структурные формы земной коры и преподавание структурной геологии в России во второй половине XX – начале XXI вв. [Электронный ресурс] А.И. Полетаев // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. – 2015. – Т.8. – Вып. 1: Пространство и время образования. – Стационарный сетевой адрес: 2227-9490e-aprov1_1.2015.54

10. *Полетаев А.И.* Клиновидная тектоника Земли // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики/ XVII Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённой 106-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909 – 1984). МГУ, 28 апреля 2015 г. – М.: МГУ, 2015, с. 30 – 33.

11. *Горшков Г.П., Шенкарёва Г.А.* Некоторые особенности проявления сейсмической активности в альпийском поясе Евразии / Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах.– М.: «Наука», 1978, с. 234–240.

12. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника, 1982, №4, с. 54 – 71.

13. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* О природе северной дуги Карпат // Докл. АН СССР, 1980. Т.255, №3, с. 681– 685.

14. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Происхождение структурной дуги Малого Кавказа // Докл. АН СССР, 1987. Т. 293. №2, с. 416 – 419.

15. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. – М.: «Наука», 1990. 167с.

16. *Копн М.Л.* Дугообразные структуры растяжения в кинематическом анализе региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника, 2017, №6, с. 18 – 36.

17. *Копн М.Л.* Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. 96с.

18. *Копн М.Л.* Кинематическая асимметрия как универсальная причина дугообразного изгиба структур горизонтального растяжения (на примере региональных и глобальных тектонических обстановок) / Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и

- платформ / Материалы XLV111 Тектонического совещания. Т.1.– М.: ГЕОС, 2016, с. 256 – 263.
19. *Полетаев А.И.* Клиновидные и дуговые структуры Земли: морфология и генезис; сходство и различия // // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики/ XV111 Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённой 107-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909 – 1984). МГУ, 28 апреля 2016г. – М.: МГУ, 2016, с. 12 – 23.
 20. *Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. – М.: «Недра», 1979. 152с.
 21. *Sonder R.A.* Mechanik der Erde. Elemente und Studien zur tektonischen Erdgeschichte. – Stuttgart, 1956, 291p.
 22. *Хаин В.Е.* Тектонические идеи А.П. Карпинского и их историческая судьба // Геотектоника.1997. №4, с. 3 – 9.
 23. *Муди Дж.Д.* Размещение и особенности геологического строения нефтяных месторождений-гигантов / В книге: Нефтегазоносность и глобальная тектоника. – М.: «Недра», 1978, с. 209–220.
 24. *Сенин Б.В.* Планетарные линейные объекты и их иерархия по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космосъемочным данным высоких уровней генерализации // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1985. С. 276-187.
 25. *Полетаев А.И.* Сдвиговый пояс Лавразии и его геодинамическое значение // Тектоника Азии. Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 170-173.
 26. *Полетаев А.И., Кац Я.Г., Румянцева Э.Ф., Тевелев А.В.* Природа линеаментов и их роль в изучении современной геодинамики (на примере сочленения платформ Евразии и Гондваны) / Тезисы 27 - го Междунар. Геол. Конгресса. М.: 1984, т.VIII, с.244 – 245.
 27. *Щукин Ю.К., Краснопецева Г.В., Фирсова Дж. Б. и др.* Исследование земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. – М.: «Наука», 1984.
 28. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* Концепция глубинных разломов и тектоника плит / Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 344 – 373.
 29. *Орлов В.И.* Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. №6, с. 107 – 111.
 30. *Полетаев А.И.* Клиновидные структуры земной коры // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т.91. Вып. 4 – 5, с. 40 – 50.
 31. *Гроссвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120с.

32. *Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В.* Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // *Геофизика*, 1996, №4, с. 19 – 24.
33. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // *Геотектоника*. 1997. №4, с. 24 – 41.
34. *География*. 6 кл.: атлас. – 4-е изд., стереотипное. – М.: Дрофа; Издательство ДИК, 2013. – 32 с.: карт, ил.
35. *Агибалов А.О., Полетаев А.И., Гордеев Н.А.* Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевская линейная зона (БЛОК) – транзитная (межокеаническая) структура / *Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвящённого 100-летию академика Ю.М. Пущаровского.* – М.: ГЕОС, 2017, с. 102 – 106.
36. *Журнов А.М.* Металлогения золота Дальнего Востока на линейно-плюмовой основе. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 248с.
37. *Гласко М.П., Раницман Е.Я.* Влияние современной блоковой структуры земной коры равнинных территорий на сохранность технических объектов // *Изв. РАН. Сер. географ.*, 1995. №2, с.76 – 80.
38. *Гласко М.П., Раницман Е.Я.* О морфоструктурных узлах – местах активизации современных рельефообразующих процессов // *Геоморфология*, 1992. №4, с.53 – 61.
39. *Полетаев А.И.* «Особые» структурные формы Земли и некоторые закономерности био- и этносотектоники / А.И. Полетаев // *Пространство и Время*. 2015, №1 – 2 (19 – 20). С.294 – 301. Стационарный сетевой адрес: 2226-7271 prover_st1_2-19_20.2015.91.

НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, с. н. с., e-mail: dsim_0@mail.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор

Ведение

Новейшие тектонические движения неразрывным образом связаны с формированием рельефа поверхности земли и рисунка гидросети. Связь новейшей тектоники и рельефа устанавливается различными методами структурной геоморфологии, однако в большинстве случаев структурно-геоморфологические карты и карты новейшей тектоники отражают амплитуду и направленность тектонических движений за весь неотектонический этап, и выделить движения, относящиеся к различным стадиям формирования неотектонических структур, бывает затруднительно. В то же время неотектонические структуры могут развиваться не только одновременно, но и неравномерно. Амплитуда и направленность новейших движений может меняться во времени, скорость воздымания на различных участках и в разные интервалы времени может быть разной, что оказывает значительное влияние не только на рельеф, но и на рисунок гидросети.

Методы исследования

Структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [1] позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Стадийность новейших тектонических движений можно определить на основании заложенного в сам метод предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время, и отражают алгебраическую сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени, и имеют меньший возраст. Таким образом, в результате комплексного анализа монобазисных поверхностей [1] водотоков разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур и, на наш взгляд, позволяет более точно определить соотношение новейших движений и новейших структур с рисунком гидросети.

Фрактальный анализ. В свою очередь, рисунок гидросети можно анализировать математическими методами, в частности при помощи фрактального анализа. При правильном подборе набора анализируемых параметров гидросети и методов анализа

можно создать достаточно удобный инструмент для анализа и оценки новейших движений на больших территориях.

Уже достаточно давно разными исследователями [2; 3; 4; 5, 6 и др.] показано, что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия в достаточно широком диапазоне масштабов. В этих работах рассмотрены основные соотношения, связывающие ряд базовых параметров бассейнов водостока, эти соотношения носят степенной характер вида

$$N \sim \delta^{-D}, \quad (3)$$

где δ – масштаб рассмотрения, N – количество элементов данного масштаба, что позволяет, помимо качественного анализа, использовать и количественное описание особенностей гидросети на основе применения подходов фрактальной геометрии.

В данной работе мы определяли несколько дополняющих друг друга характеристик самоподобия гидросети: фрактальную размерность D сети русел, фрактальную размерность множества точек смены порядка русел (бифуркаций), а также показатель в степенном законе распределения русел по длине.

Морфоструктурный анализ. В ходе предлагаемого исследования морфоструктурный анализ проводился нами на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM с разрешением 90 метров. С целью наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР сеть водотоков для последующего анализа была построена по той же ЦМР с использованием алгоритмов выявления направления стока в элементарных ячейках согласно так называемой модели восьминаправленного стока, когда из восьми возможных направлений стока из ячейки выбирается направление с наибольшим значением градиента, с последующим определением величины суммарного стока для каждой ячейки раstra и отсечением пороговых значений [7]. Данный алгоритм применяется в большинстве современных геоинформационных систем. В нашем случае была использована ГИС ArcMap.

Рассчитанные таким образом водотоки были классифицированы на порядки согласно алгоритму, по которому порядок долины повышается только при слиянии двух водотоков меньшего порядка, а пересечение двух водотоков разных порядков не приводит к возрастанию порядка [1, 8 и др.] В ходе анализа рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых составляет не менее 1300–1400 тысяч квадратных метров (200 элементарных ячеек ЦМР SRTM). На основании имеющихся исходных данных по модифицированному нами алгоритму для ГИС ArcMap, описанному И.И. Нгумановым с соавторами [9] для водотоков 6-и выделяемых порядков был построен набор монобазисных поверхностей, отражающих остатки древнего рельефа времени заложения

водотоков каждого порядка, а также разностных поверхностей, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [1]. Фрактальный анализ полученных систем водотоков проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo.

Результаты и обсуждение

В ходе анализа удалось проследить развитие рельефа Сихотэ-Алиня начиная с олигоцена. Установлено, что наиболее интенсивные вертикальные неотектонические движения, в результате которых был сформирован рельеф, вероятнее всего происходили в олигоцене-плиоцене, в то время, как на протяжении плейстоцена значительных вертикальных движений уже не было, и в этот промежуток времени оформился современный эрозионно-денудационный облик рельефа.

Очевидно, что фрактальные характеристики гидросети отражают суммарное развитие связанного с ней рельефа за весь период его формирования. Поскольку подавляющее количество (более 90%) водотоков – это водотоки 1 – 4 порядков, наибольший вклад при расчете фрактальных характеристик гидросети будут вносить именно они. Для изучаемого региона установлено, что водотоки этих порядков с наибольшей вероятностью формировались с конца плиоцена до конца плейстоцена. Как было показано в результате проведенного структурно-морфометрического анализа, для данного интервала времени были в большей степени характерны эрозионно-денудационные процессы, отражающиеся в суммарной разностной поверхности 1-го и 4-го порядков. Действительно, сопоставление фрактальных характеристик гидросети с этой разностной поверхностью демонстрирует довольно хорошую корреляцию, причем поле фрактальной размерности разбивается на отдельные максимумы, соответствующие «псевдоблокам» рельефа, сформировавшимся в результате эрозии, и ограниченными крупными водотоками с высокой силой потока, эрозионная деятельность которых компенсировала любые вертикальные движения, происходившие в течение времени формирования рельефа.

В то же время, отмечаются и такие характеристики поля фрактальной размерности, которые не могут быть объяснены предложенным выше механизмом. Вероятнее всего эти характеристики объясняются влиянием на формирование рисунка гидросети олигоцен-плиоценовых вертикальных движений, и их выделение является предметом дальнейших исследований.

Проведенное исследование показывает, что фрактальный анализ гидросети является перспективным методом оценки новейших движений. Однако на конечный результат могут оказать влияние исходный масштаб и качество данных. Кроме того,

показано что результат может быть неоднозначным вследствие того, что гидросеть формируется длительное время, и отражает различные стадии и режимы неотектонического развития. Поэтому как сама методика фрактального анализа, так и методика подбора и подготовки исходных данных требует дальнейшего изучения и доработки.

Список литературы

1. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1975. 232 с.
2. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. Москва–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.
3. *Федер Е.* Фракталы. М: Мир, 1991. 260 с.
4. *Pelletier J.D.* Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // *Journal of Geophysical Research*. 1999. Vol. 104. B4. P. 7359-7375.
5. *Turcotte D.L.* Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.
6. *Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И.* Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // *Геофизические процессы и биосфера*. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. doi: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.
7. *Jenson S.K., Domingue J.O.* Extracting topographic ttructure from digital elevation data for geographic information system analysis // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.
8. *Strahler A.N.* Quantitative analysis of watershed geomorphology // *Transact. Amer. Geophys. Union*. 1957., Vol. 38, N 6. P. 913–920.
9. *Нгуманов И.И., Нгуманова Е.В., Чернова И.Ю.* Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур. Казань, Казанский университет. 2016. 53 с.