

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА СО РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА СО РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. Н.Л. ДОБРЕЦОВА СО РАН
НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ

ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ: НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК

**Труды Выездной секции
III МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ,
посвященной 90-летию со дня рождения
академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова
29 июня–08 июля 2026 г.
Новосибирск–п. Акташ, Республика Алтай, Россия**

НОВОСИБИРСК
2026

УДК 551.2/.3+55:531+550.3

ББК 26.321+33.14-11+26.2

Д55

Организаторы

Отделение наук о Земле РАН (г. Москва), Сибирское отделение РАН (г. Новосибирск),
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (г. Новосибирск),
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск),
Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ),
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (г. Новосибирск).

Программный и организационный комитет

Председатели:

академики РАН В.Н. Пармон, Н.П. Похиленко, М.И. Эпов
(Президиум СО РАН)

Сопредседатели:

Буслов М.М. – д.г.-м.наук, ИГМ СО РАН Крук Н.Н. – чл.-кор. РАН, ИНГТ СО РАН
Глинских В.Н. – чл.-кор. РАН, ИНГТ СО РАН Мельник Е.А. – д.г.-м. наук, ИНГТ СО РАН

Члены комитета:

д. биол. н. Агафонов А.П. (ГНЦ ВБ Вектор)	чл.-кор. РАН Кулаков И.Ю. (ИНГТ СО РАН)
академик РАН Бортников Н.С. (Отделение наук о Земле)	д.т.н. Литвиненко В.С. (СПГУ)
академик РАН Верниковский В.А. (НГУ, ИНГТ СО РАН)	к.г.-м.н. Максимова Н.В. (УНИ СО РАН)
чл.-корр. РАН Гладкочуб Д.П. (ИЗК СО РАН)	чл.-кор. РАН Метелкин Д.В. (ИНГТ СО РАН)
академик РАН Дегтярев К.Е. (ГИН РАН)	чл.-кор. РАН Пышный Д.В. (НГУ)
академик РАН Диденко А.Н. (ГИН РАН)	чл.-кор. РАН Склярков Е.В. (ИЗК СО РАН)
чл.-корр. РАН Донская Т.В. (ИЗК СО РАН)	чл.-кор. РАН Собисевич А.Л. (ИФЗ РАН)
чл.-корр. РАН Глинских В.Н. (ИНГТ СО РАН)	чл.-кор. РАН Соловьев А.А. (Геофизический центра РАН)
д.г.-м.н. Жмодик С.М. (ИГМ СО РАН)	академик РАН Федорук М.П. (НГУ)
чл.-кор. РАН Изох А.Э. (ИГМ СО РАН)	д.г.-м.н. Цыганков А.А. (ГИН СО РАН)
мэр Красников Н.Г. (наucoград Кольцово)	Чудаева Т.В. (Отдел наук о Земле УНИ)
чл.-кор. РАН Крук Н.Н. (ИГМ СО РАН)	академик РАН Шацкий В.С. (ИГМ СО РАН)
чл.-кор. РАН Кузнецов Н.Б. (ГИН РАН)	

Ответственный секретарь

Котляров А.В. – к.г.-м.н., ИГМ СО РАН

Д55 Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Труды выездной сессии III Международной научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова (29 июня – 08 июля 2026 г., г. Новосибирск, п. Актасх Республика Алтай, Россия) / Програм. и орг. комитет: В.Н. Пармон, Н.П. Похиленко, М.И. Эпов [и др.]; Отд-ние наук о Земле РАН [и др.]. – Новосибирск: СО РАН, 2026. – 230 с.

ISBN 978-5-6052499-8-6

В сборнике трудов выездной секции третьей международной конференции (29.06–08.07.2026 г., Новосибирск, республика Алтай, Россия), посвященной 90-летию выдающегося ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова, представлены материалы по трем научным направлениям: 1. современное состояние интеграционных и междисциплинарных исследований, 2. глобальная геодинамика и корреляция геологических процессов, 3. моделирование глубинных геодинамических процессов и их отображение в геофизических полях.

УДК 551.2/.3+55:531+550.3

ББК 26.321+33.14-11+26.2

Издается в авторской редакции.

ISBN 978-5-6052499-8-6

DOI 10.53954/9785605249986

© Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, 2026

© Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, 2026

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данном выпуске трудов выездной секции третьей международной конференции “Добрецовские чтения: наука из первых рук”, посвященной памяти ученого и организатора наук академика Н.Л. Добрецова, представлены работы его учеников и коллег, которые отразили широкий круг научно-организационных достижений Николая Леонтьевича.

Основные разделы конференции:

1. Современное состояние интеграционных и междисциплинарных исследований
2. Глобальная геодинамика и корреляция геологических процессов
 - 2.1. Ранние этапы становления и эволюции Земли;
 - 2.2. Тектоника литосферных плит и плюм-тектоника, палеогеодинамические, палеотектонические и палеогеографические реконструкции;
 - 2.3. Магматические, метаморфические и рудообразующие процессы в различных геодинамических обстановках;



Рис. 1. Николай Леонтьевич Добрецов.

- 2.4. Геодинамика древних и современных океанов;
- 2.5. Внутриплитная активность, горообразование, осадконакопление, сейсмичность и палеоклиматические изменения;
- 2.6. Теоретическое и экспериментальное моделирование глубинных геодинамических процессов.
- 2.7. Аналитические методы в решении геологических и геоэкологических задач.
3. Геодинамика, геомеханика и геофизика.
 - 3.1. Моделирование глубинных геодинамических процессов и их отображение в геофизических полях;
 - 3.2. Физико-механические свойства пород и их напряжённое состояние;
 - 3.3. Строение земной коры на основе геофизических методов, развития теории и технологий геофизических методов поисков полезных ископаемых;
 - 3.4. Закономерности регионального распределения физических свойств горных пород, а также вопросы комплексирования геофизических методов в решении региональных задач;
 - 3.5. Современное состояние вопросов изучения строения земной коры и исследований геодинамических процессов в сейсмоактивных районах.

Академик РАН, доктора геолого-минералогических наук, профессор Добрецов Николай Леонтьевич – ученый и организатор российской науки, который в разные годы являлся председателем и директором Институты СО РАН, вице-президентом РАН, членом Президиума РАН, председателем многих научно-организационных советов. Н.Л. Добрецов был первым вице-президентом (2000–2002), президентом (2002–2004), почетным президентом (с 2004 г.) Ассоциации академий наук Азии, иностранным членом ряда зарубежных академий наук, почетным доктором ряда зарубежных и российских университетов.

Н.Л. Добрецов – ученый мирового уровня в области геологии, минералогии, магматической и метаморфической петрологии, тектоники и глубинной геодинамики. Ему принадлежит ведущая роль в создании учения о метаморфических фациях и формациях; в научном обосновании генезиса и локализации месторождений полезных ископаемых; в разработке петрологических моделей офиолитовых комплексов земной коры; в успешном развертывании фундаментальных исследований в области глубинной геодинамики и глобальных изменений природной среды и климата. Н.Л. Добрецов создал в Сибирском отделении РАН научную школу по глубинной геодинамике и корреляции геологических процессов, которая активно развивает его представления в передовой геологической теории тектоники плюмов. В знак признания научно-организаторских заслуг Н.Л. Добрецов награжден орденом Трудового Красного Знамени, орденом «За заслуги перед Отечеством» II степени, многими медалями, является лауреатом Ленинской, Государственной, общенациональной неправительственной Демидовской премий и премии имени А.Н. Косыгина Российского союза товаропроизводителей.

Николай Леонтьевич родился 15 января 1936 г. в Ленинграде в семье ученых. Его дед, член-корреспондент АН СССР Николай Георгиевич Келль, был первым избранным ректором Уральского горного института (1918–1920), а затем долгие годы заведовал кафедрой геодезии Ленинградского горного института. Отец, доктор физико-математических наук Леонтий Николаевич Добрецов, ученик академика А.Ф. Иоффе, был физиком-экспериментатором, заведующим кафедрой электро-



Рис. 2. Президент РФ В.В. Путин вручил Н.Л. Добрецову орден «За заслуги перед Отечеством» II степени (26 января 2007 года) – за выдающиеся заслуги в развитии отечественной науки и многолетнюю плодотворную деятельность.

ники Ленинградского политехнического института, одним из основоположников эмиссионной электроники. Мать Николая Леонтьевича, Юлия Николаевна Келль, – геолог, окончила Ленинградский горный институт. В 1957 г. Н.Л. Добрецов с отличием окончил геологоразведочный факультет Ленинградского горного института. Трудовую деятельность Николай Леонтьевич начал в Алтайской геолого-съемочной экспедиции в должности геолога, затем – начальника партии иртышской группы партий. В 1960 г. академик В.С. Соболев, широко известный геолог-петролог пригласил Н.Л. Добрецова в Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, где Николай Леонтьевич работал в 1960–1971 гг. младшим и старшим научным сотрудником, в 1972–1980 гг. – заведующим лабораторией. С 1980 по 1988 гг. он работал в г. Улан-Удэ, где возглавлял Геологический институт и президиум Бурятского научного центра СО АН СССР. В 1988 г. Николай Леонтьевич вернулся в Новосибирск и по рекомендации академика А.А. Трофимука возглавил Институт геологии и геофизики (ИГиГ) СО РАН. С 1988 по 2007 гг. он был директором ИГиГ СО РАН, генеральным директором Объединенного института геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, директором Института геологии ОИГГМ СО РАН. В период 1989–1997 гг. – заместитель председателя СО АН СССР; с 1997 по 2007 гг. – председатель Сибирского отделения РАН и вице-президент Российской академии наук; 2009–2020 гг. – научный руководитель Института нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) и института геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН. В периоды 1991–1997 гг. и 2005–2020 гг. – заведующий кафедрой минералогии и петрографии Новосибирского Государственного Университета (НГУ). В 1963 г. получил учёную степень кандидата геолого-минералогических наук, тема диссертации «Жадеитовые породы в гипербазитах Западных Саян и других районов»; в 1971 г. – учёную степень доктора геолого-минералогических наук, тема диссертации

«Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис»; в 1974 г. – учёное звание профессора по кафедре минералогии и петрографии» НГУ; в 1984 г. – члена-корреспондента РАН; в 1987 г. – академика РАН.

Н.Л. Добрецов внес большой вклад в решение проблем метаморфической геологии, изучающей породы, сформированные на больших глубинах при высоких давлениях и температурах, в том числе в условиях, при которых образуются алмазы. Изучению пород и минералов, образующихся при высоких давлениях, была посвящена докторская диссертация Н.Л. Добрецова, выполненная в значительной мере по результатам исследований на Полярном, Среднем и Южном Урале. Задача этой работы состояла в выявлении термодинамических условий образования метаморфических горных пород методами физической химии. Эта работа проводилась Н.Л. Добрецовым в рамках более крупной темы по метаморфическим фациям, которой руководил академик В.С. Соболев. Были установлены основные закономерности распространения различных фаций регионального метаморфизма, разработаны основные принципы составления обзорных карт метаморфизма и составлена серия карт: «Карта метаморфических фаций СССР» (Добрецов и др., 1966); «Карта метаморфических фаций восточной части Средней Азии» (Бакиров, Добрецов, 1971); «Metamorphic Map of Europe» (Dobretsov et al., 1973); и «Metamorphic Map of Asia» (Dobretsov, 1974). В числе работ по этой теме был издан четырехтомный фундаментальный труд «Фации метаморфизма» (Добрецов и др., 1970). Достижения сибирской школы петрологов были высоко оценены отечественной и зарубежной геологической общественностью и удостоены в 1976 г. высшей награды СССР – Ленинской премии.

В 70-е годы с появлением и распространением концепции тектоники литосферных плит Н.Л. Добрецов большое внимание уделяет проблемам взаимосвязи глубинных эндогенных процессов с геологическим строением Земли. На основе теоретического анализа строения и развития Земли он рассматривает глобальные процессы магматизма и метаморфизма как отражение общей гравитационно-геохимической дифференциации планеты. Результаты этих исследований отражены в двух фундаментальных монографиях: «Введение в глобальную петрологию» (Добрецов, 1980) и «Глобальные петрологические процессы» (Добрецов, 1981).

Значительное место в научных изысканиях Николая Леонтьевича заняли офиолиты. Он предлагает одну из первых классификаций офиолитовых комплексов, разрабатывает петрологические модели офиолитов и доказывает петрологическую общность всего офиолитового разреза. Для этого Н.Л. Добрецов работает в нескольких океанских экспедициях, изучает дно океанов на глубоководных аппаратах, исследует известные офиолитовые разрезы и открывает новые офиолитовые комплексы в Сибири и на Урале. В этом цикле работ кроме множества статей в журналах необходимо выделить монографии «Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)» (Добрецов и др., 1977), «Геология дна Филиппинского моря» (Добрецов и др., 1980), «Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии» (Добрецов, Зоненшайн, 1985).

В последние десятилетия в Сибирском отделении РАН под руководством академика Н.Л. Добрецова сложилась Научная школа «Глубинная геодинамика и корреляция геологических процессов», получившая мировую известность. Приняв концепцию тектоники литосферных плит, Николай Леонтьевич, совместно со своими коллегами, используя данные петрологии, экспериментального и численного

моделирования, обосновал модель двухслойной конвекции в мантии с активным влиянием мантийных струй трех уровней, поднимающихся от границ ядро – мантия, нижняя – верхняя мантия и субдуцируемой плиты в верхней мантии. Основы новой концепции отражены в серии публикаций, среди которых особо выделяется монография «Глубинная геодинамика» (Добрецов, Кирдяшкин, 1994; 2-е издание – Добрецов и др., 2001). За цикл этих работ Н.Л. Добрецову вместе с его коллегами была присуждена Государственная премия Российской Федерации (1997).

Школа активно исследует и моделирует процессы, происходящие в глубинах Земли, главными регуляторами которых являются двухслойная мантийная конвекция и «мантийные струи». Именно с деятельностью конвекции в мантии Земли связаны движения литосферных плит и все основные геологические процессы: вулканизм, землетрясения, минерало- и рудообразование. Установлено, что многие периоды образования крупных месторождений полезных ископаемых, в частности редкометалльных месторождений, алмазов и углеводородов, связаны с периодами активности «мантийных струй».

Позже, уже в XXI в., на этом базисе развилась новая теория – тектоника плюмов или плюм-тектоника, в которой гармонично увязаны объяснения как внутренних процессов, происходящих в мантии и на границе ядра, так и характерных для литосферы, включая ее поверхность (Добрецов, 2005, 2008, 2010, 2011, 2020). Согласно этой теории, эволюция литосферы теснейшим образом связана с развитием океанов, с последующими процессами в субдукционных зонах на окраинах континентов и воздействием мантийных плюмов на всех этапах формирования складчатых и платформенных структур. Свидетельством этому стали многочисленные публикации Н.Л. Добрецова и его учеников, где была показана важная роль палеоокеанических и плюмовых комплексов при формировании складчатых поясов континентов – подвижных структур, обрамляющих и разделяющих древние кратоны. Теперь мы знаем, что взаимодействие тектонических плит и плюмовый магматизм оказали решающее влияние как на формирование континентальной коры Земли, так и на ее климат, экологию и появление жизни. В одной из последних статей Николай Леонтьевич писал: «Взаимоотношение тектоники плит и плюм-тектоники на ближайшие 15–20 лет будет оставаться одной из ключевых тем геодинамики» [Добрецов, 2020, стр. 642]. К числу основных положений научных исследований в рамках этого научного направления новой глобальной геодинамики (тектоники) Земли он включил:

- а) тектонику плит, определяемую конвекцией в верхней и нижней мантии и взаимодействием астеносферы и литосферы;
- б) тектонику плюмов, зарождающихся на границе ядро – мантия и определяющих «большие изверженные провинции» или «горячие поля»;
- в) космические факторы, определяющие прежде всего изменения солнечной радиации и вариации климата (циклы Миланковича).
- г) современная геодинамика может быть понята только с позиции эволюционирующей Земли. Особенно важны ранние стадии эволюции Земли и перспективы развития Земли и ее биосферы.

д) важной особенностью динамики Земли является периодичность (цикличность) эндогенных процессов, включающих наиболее длительные циклы «от Пангеи до Пангеи» (600–700 млн. лет), циклы В. Уильсона от открытия до закрытия океанов (300–900 млн. лет), затем сопряженные циклы с периодами 30, 60, 90,

120 млн. лет, определяемые активностью плюмов, и, наконец, цикличность осадконакопления и изменения биосферы, определяемые циклами Миланковича 100, 41 и 19 тыс. лет.

На посту председателя СО РАН (1997–2007) Н.Л. Добрецов руководил выполнением крупных государственных программ: «Глобальные изменения природной среды и климата» и «Происхождение и эволюция биосферы». В этих исследованиях главное внимание Н.Л. Добрецов уделяет геологическим факторам, но вместе с тем, он включил в сферу своего внимания процессы, происходящие не только в твердой Земле, но и в атмосфере, гидросфере, биосфере и техносфере. Результаты своих исследований он активно реализует с коллегами, организуя в СО РАН программу междисциплинарных и интеграционных исследований, по результатам которых в период 2003–2022 гг. было издано 48 томов монографий. Выяснилось, что на современном этапе развития научного знания многие открытия совершаются на стыке разных, иногда, казалось бы, достаточно далеких друг от друга дисциплин. По его инициативе и как результат реализации программы междисциплинарных и интеграционных исследований в новосибирском Академгородке создается Академпарк, целью которого является обеспечение ускоренного развития высокотехнологичных отраслей экономики.

Под руководством Н.Л. Добрецова в СО РАН реализуется долговременная программа по совершенствованию и развитию научных исследований и территориальной сети научно-исследовательских институтов, осуществляется научная проработка важнейших проектов развития России и Сибири. В СО РАН подготовлено и направлено в Правительство РФ более 15 аналитических докладов по важнейшим проблемам социально-экономического развития страны и Сибири, таких, как энергетическая стратегия, концепция развития угольной промышленности, развитие транспортной структуры, состояние здоровья населения Сибири и др. По инициативе полномочного представителя Президента РФ в Сибирском Федеральном округе Л.В. Драчевского, активном участии Н.Л. Добрецова и институтов СО РАН в 2002 г. разработана и утверждена Правительством РФ «Стратегия экономического развития Сибири». В 2006 г. была подготовлена ее обновленная редакция, а также концепция Федеральной целевой программы социально-экономического развития Сибири. Н.Л. Добрецов проводил огромную научно-организационную работу в составе Совета по науке и высоким технологиям при Президенте РФ (с 2001 г.), Национального комитета по Международной геосферно-биосферной программе, других научных советов, редколлегий ряда научных журналов.

Проблемы, решением которых занимался Н.Л. Добрецов на посту председателя СО РАН, многочисленны и многообразны. Развиваются плодотворные взаимосвязи с властными структурами и бизнесом. Все институты активно работают, получают новые научные результаты мирового уровня и, прежде всего, по интеграционным и междисциплинарным проектам. Совместно с представительством Президента РФ в Сибирском федеральном округе немало делается по реализации развития Сибири. Активно идет работа над Стратегией развития Сибири и важнейших ее комплексов: сырьевого, энергетического, транспортного, научно-технического.

Под руководством академика Н.Л. Добрецова СО РАН продолжало развиваться как одна из наиболее активных частей Российской академии наук. По его инициативе в рамках межрегиональной ассоциации «Сибирское соглашение» совмест-

но с учеными Уральского и Дальневосточного отделений РАН реализуются важные программы возрождения российской промышленности на базе научных разработок.

Н.Л. Добрецов являлся членом Совета по науке и высоким технологиям при Президенте РФ, участником ряда международных проектов по проблемам геологии, а также многих, в том числе и международных, экспедиций. Н.Л. Добрецов занимал пост заместителя председателя Государственной научно-технической программы «Глобальные изменения природной среды и климата», заместителя председателя Межведомственного петрографического и тектонического комитетов РАН, Национального комитета по Международной геосферно-биосферной программе, был членом совета Всероссийского минералогического общества, членом редколлегий ряда научных журналов, иностранным членом ряда зарубежных академий наук, почетным доктором ряда зарубежных и российских университетов.

Активность в науке и в научно-организационной работе Н.Л. Добрецов всегда дополнял подготовкой молодых ученых. Начиная с 1966 г. он более 45 лет преподавал на кафедре минералогии и петрографии НГУ, сначала в качестве доцента, а затем профессора и заведующего кафедрой. Его очень беспокоила проблема «старения кадров» в российской науке. Он привлекал для работы в Университете относительно молодых докторов и перспективных кандидатов наук, добивался увеличения мест в аспирантуру для талантливых студентов, всячески помогал молодым специалистам в материально-бытовом отношении. Среди учеников Николая Леонтьевича – 5 членов РАН, более 20 докторов наук и 30 кандидатов наук, которые уже сами руководят институтами, факультетами, лабораториями и кафедрами.

Николай Леонтьевич Добрецов активно и успешно представлял сибирскую науку в России и зарубежом, боролся за право реализации ее достижений на благо России. Развивается и активно работает его Научная школа: ежегодно 15 января, в день его рождения, проводится совместный научный семинар в ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН; с интервалом в два года проводится международная научная конференция «Добрецовские чтения: наука из первых рук». По распоряжению Президиума СО РАН присвоено имя академика Н.Л. Добрецова Институту Геологии СО РАН в г. Улан-Удэ и строящемуся Проспекту, соединяющему научные центры новосибирского Академгородка и наукограда Кольцово.

Николай Леонтьевич высоко ценил полевой материал, без которого невозможны сложные аналитические исследования и получение качественных данных в реализации научных исследований и по составлению геологических карт. А что такое составление геологических карт, он знал не понаслышке: работая на заре своего геологического пути в Алтайской геолого-съёмочной экспедиции, он проводил геолого-съёмочные работы на территориях Восточного Казахстана и Рудного Алтая, где сосредоточены значительные месторождения полиметаллических и благородных руд. Трудно перечислить все регионы, где он проводил полевые работы в дальнейшем. Его первая экспедиция состоялась в 1953 г. на Памире, а последняя в июне 2020 года на Восточном Саяне. Он участвовал в полевых исследованиях по изучению ключевых геологических объектов во многих местах Сибири и Дальнего Востока, Казахстана, Киргизии, Таджикистана, Урала, Кипра, Кубы, Индии, Ирана, Пакистана, Таиланда, Омана, Малайзии, Японии, Албании и Китая. Он также участвовал в рейсах научно-исследовательских судов в Атлантическом и Тихом океанах, спускался в подводном аппарате на дно Атлантического океана и Байкала.

Выездная секция III МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ: НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК», посвященная 90-летию со дня рождения, проводится в г. Новосибирске и на Горном Алтае, которые являются основными местами его научно-организационной деятельности. На Горный Алтай Николай Леонтьевич провел более 30 выездов по организации конференций и реализации крупных международных научно-исследовательских проектов, а также как геолог, традиционного с молотком, компасом, блокнотом и картой.

В рамках конференции на Горном Алтае будут посещены изученные им геологические объекты по следующим темам:

1) Венд- раннеордовикская Кузнецко-Алтайской островодужная система (бонинит-толеитовая и известково-щелочная серии, аккреционная призма с океаническими офиолитами, палеосимаунтами, серпентинитовым меланжем с блоками эклогитов, турбидитами глубоководного желоба, граница венда-кембрия внутри разреза карбонатной шапки палеосимаунта);

2) Раннепалеозойская аккреционная призма с участием пород задугового бассейна: венд-кембрийских офиолитов и ордовикско-силурийских пород шельфа и континентального склона;

3) Девонская активная окраина (вулcano-плутонические серии);

4) Позднепалеозойская коллизионная тектоника и метаморфизм;

5) Неотектоника, глубинная структура (магнитотеллурическое зондирование), геодинамика формирования и сейсмичность Курайско-Чуйской впадины и высокогорного обрамления.

Литература

- Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. Карта метаморфических фаций восточной части Средней Азии. Масштаб 1: 1 500 000 // М.: ГУГК при СМ СССР, 1971. – С. 1 л.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870–890.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587–604.
- Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761–784
- Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492с.
- Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры. Геология и геофизика, 2020, т. 61, № 5–6, с. 617–647.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Ушакова Е.Н., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма СССР: Объяснительная записка к “Карте метаморфических фаций СССР” Масштаб 1:7 500 000 // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966. – 54 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма // М.: Недра, 1970. – 432 с.
- Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 368. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 220 с.

- Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г., Соболев А.В., Соболев Н.В., Коматсу М., Тазаки К., Дитрих Ф., Оберхансли Р. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. – М.: Наука, 1980. – С. 149–179.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии: Сб. статей. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 181–193.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1994, 300 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- Dobretsov N.L., Lepezin G.G., Khlestov V.V., Sobolev V.S. Metamorphic Map of Europe. Scale 1:2500000 // ParisLeiden: UNESCO, 1973. – P. 161.

Программный комитет конференции

**РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И РТ-ИСТОРИЯ
КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
(ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)**

П.Я. Азимов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
pavel.azimov@mail.ru*

Построение трендов метаморфической эволюции пород (РТ–трендов) является одной из важнейших задач метаморфической петрологии, так как такие тренды позволяют реконструировать режим метаморфизма и связать его с тектоническими обстановками этого метаморфизма. Но эта задача внутренне противоречива, так как для корректного определения РТ–условий методами минеральной термобарометрии нужно достижение равновесия между слагающими породу минералами, а переуравновешивание породы приводит к стиранию информации о её эволюции и о предшествующих состояниях. Однако решение этой задачи возможно, если порода переуравновешивается не полностью, а в ней достигаются локальные равновесия [1, 2, 3]. При таком частичном переуравновешивании часто возникают реакционные структуры [4], но они могут и отсутствовать, особенно если парагенезис породы обладает широким полем устойчивости, и номинальный минеральный состав не изменяется. Однако меняется не только модалый минеральный состав породы, но и химический состав минералов. В этом случае в породе могут отмечаться значительные вариации состава минералов. Ситуация оказывается ещё более сложной, если и порода неоднородна по составу – вследствие либо исходной неоднородности (скажем, вариации состава осадков в трубидитовых ритмах), либо приобретённой в ходе метаморфических преобразований, например, в результате частичного плавления (анатексиса). Такая неоднородность существенно влияет не только на составы минералов, но и на составы парагенезисов [5]. В этом случае возникают затруднения при применении широко распространённых методов расчёта псевдосечений (изохимических РТ–диаграмм). Другая причина, затрудняющая подобные расчёты – вариативность активности воды (a_{H_2O}), не только при изменении РТ–условий метаморфизма или во времени, но и в пространстве – с учётом того, что на одной диаграмме псевдосечения может быть отражено только две независимых переменных (либо P и T при фиксированной a_{H_2O} , либо T и a_{H_2O} при фиксированном давлении, либо P и a_{H_2O} при фиксированной температуре). В таком случае может быть успешно применена мультиравновесная термобарометрия. Два основных метода мультиравновесной термобарометрии – TWEEQU [6] и avPT [7], которые позволяют определять РТ–значения в локальном объёме, определять независимо три неизвестные величины – P , T и a_{H_2O} . Оценка степени неравновесности и возможность отбора равновесных значений РТХ–условий метаморфизма оказывается крайне важным при неполном достижении равновесия и значительных вариациях

состава минералов, когда возникает неопределённость при отборе анализов для термобарометрических расчётов классическими методами (термобарометрия с использованием самостоятельных калибровок термометров и барометров). Наличие реакционных структур затрудняет термобарометрические расчёты с помощью даже мультитравновесных методов, но одновременно позволяет установить характер метаморфической эволюции и направление РТ–тренда.

Одними из наиболее используемых для РТ–определений пород являются метапелиты, в том числе глинозёмистые гнейсы. Кианитовые гнейсы широко распространены в осевой части Беломорского подвижного пояса на северо-востоке Фенноскандинавского щита, где они образуют Чупинский парагнейсовый пояс [8]. Один из участков развития кианитовых гнейсов – участок Плотина Лягкомина, расположенный в северной части Беломорского подвижного пояса (в Ковдозёрском сегменте). Протолит этих гнейсов имеет архейский возраст, а наблюдаемые в них минеральные парагенезисы сформированы в позднем палеопротерозое, во время Лапландско-Кольской орогении [9, 10]. В некоторых случаях в кианитовых гнейсах Чупинского пояса обнаруживаются реликтовые минеральные парагенезисы архейского возраста [11], но на участке Плотина Лягкомина такие парагенезисы не встречены.

Глинозёмистые гнейсы на участке Плотина Лягкомина сложены минеральными парагенезисами $Pl + Qtz + Bt \pm Grt \pm Ky$, местами в них появляется Ms . Гнейсы интенсивно мигматизированы и дислоцированы во время и после частичного плавления: они смяты в складки нескольких генераций и подверглись последовательным сдвиговым деформациям. Лейкосомы глинозёмистых гнейсов имеют тоналитовый состав (без Kfs), смяты в складки и будинированы. Ms в гнейсах приурочен к зонам рассланцевания, встречается и в лейко-, и в меланосомах и является поздним (послемигматитовым) минералом. Местами в гнейсах установлен Kfs , развитый локально и являющийся вторичным по отношению к Bt . В содержащих Kfs гнейсах Ms отсутствует. Присутствие Kfs одновременно с отсутствием Ms вызвано недостатком водного флюида, приводящего к процессу дегидратации Bt . Локальная низкая активность a_{H_2O} одновременно с петрологическими признаками высокой a_{H_2O} в большей части гнейсов (отсутствие Kfs , мигматизация в водонасыщенных условиях на регрессивной стадии, последующая кристаллизация мусковита) указывают на значительные вариации состава и свойств флюидов на регрессивной стадии метаморфизма и на приток водонасыщенных флюидов извне.

Оба метода мультитравновесной термобарометрии (TWEEQU и $avPT$) в целом показывают схожие результаты, хотя цифры, полученные методом $avPT$, выглядят несколько завышенными. Это подтверждается сравнениями результатов мультитравновесных расчётов по обоим методам с расчётами по классическим термометрам и барометрам, выполненных для тех же составов минералов. По безмусковитовым Ky гнейсам методом TWEEQU с термодинамической базой BA06 получен тренд от $\sim 750\text{--}800^\circ\text{C}$ и 10–12 кбар до $\sim 500\text{--}530^\circ\text{C}$ и 5 кбар. По мусковитсодержащим гнейсам воспроизводится нижняя часть этого тренда – от $\sim 650^\circ\text{C}$ и 8 кбар до тех же $\sim 500\text{--}530^\circ\text{C}$ и 5 кбар, что подтверждает позднее формирование мусковита с одновременной значительной перекристаллизацией и других порообразующих минералов гнейсов, так что пиковые значения метаморфизма в таких породах не сохраняются. В плагиоклазах некоторых безгранатовых гнейсах устанавливаются антипертиты, что указывает на высокие температуры пика метаморфизма. Однако

интенсивная мигматизация гнейсов привела к тому, что по ним не удаётся восстановить значения P – T –условий ранних эпизодов позднепалеопротерозойского метаморфизма, протекавших при более высоких P – T –параметрах. Однако такие параметры лучше сохраняются и могут быть установлены по метабазитам (например, [12]).

Изучение трендов, полученных по разным образцам, по разным образцам показывает их соответствие друг другу. В образцах в различной степени сохраняются участки, сформированные в ранних условиях, и появляются участки, в которых устанавливается новое равновесие. Поскольку метаморфические преобразования происходили в основном в присутствии значительных количеств водонасыщенного флюида, неполное уравнивание пород должно вызываться кинетическими факторами, например, быстрым изменением термодинамических условий метаморфизма.

Связь метаморфизма с деформациями, продолжающиеся вплоть до низкотемпературной амфиболитовой / эпидот-амфиболитовой фации минеральные и химические преобразования показывают, что на регрессивной стадии метаморфизма происходило не просто пассивное преобразование породы, а её активное преобразование. Остывание кианитовых гнейсов Чупинского пояса без их преобразований начинается при температурах < 500 °C. Однако на некоторые гнейсы накладываются поздние низкотемпературные изменения, в частности, каолинитизация (в том числе формирование каолинита по кианиту). Отсутствие пирофиллита, занимающего промежуточное положение по температуре между кианитом и каолинитом, указывает, что эти низкотемпературные преобразования являются самостоятельным процессом, а не заключительной частью регрессивной ветви описанного метаморфизма гнейсов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2026-0006.

- [1] Перчук Л.Л. Конфигурация P – T –тренда как запись высокотемпературного метаморфизма // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. № 2. С. 217–220.
- [2] Perchuk L.L. Local mineral equilibria and P – T paths: Fundamental principles and applications to high-grade metamorphic terranes // Geol. Soc. Amer. Mem. 2011. V. 207. P. 61–84.
- [3] Spear F.S., Selverstone J. Quantitative P – T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. No. 3–4. P. 348–357.
- [4] Spear F.S., Peacock S.M. Metamorphic Pressure–Temperature–Time Paths. Short Course in Geology, Volume 7. Washington, AGU, 1989. 102 pp.
- [5] Lanari P., Engi M. Local bulk composition effects on metamorphic mineral assemblages // Rev. Mineral. Geochem. 2017. V. 83. P. 55–102.
- [6] Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.
- [7] Powell R., Holland T. Optimal geothermometry and geobarometry // Amer. Mineral. 1994. V. 79. No 1–2. P. 120–133.
- [8] Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Слабунов А.И., и др. Беломорский подвижный пояс // Ранний докембрий Балтийского щита. Л.: Наука, 2005. С. 176–287.
- [9] Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.

- [10] Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х., и др. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.
- [11] Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Доклады РАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.
- [12] Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я., и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 596–622.

СОВРЕМЕННОЕ НАПРЯЖЁННОЕ СОСТОЯНИЕ И КИНЕМАТИКА РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ КАВКАЗА ПО ДАННЫМ ТРЁХМЕРНОГО ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.Ж. Акматов^{1,2}, В.Н. Татаринов^{2,3}

¹ *Геофизический центр РАН, Москва, Россия*

² *Университет науки и технологий МИСИС, Москва, Россия, d.akmatov@gcras.ru*

³ *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия*

Большой Кавказ относится к числу наиболее сложных сегментов Альпийско-Гималайского орогенного пояса, где активное деформирование земной коры связано с продолжающимся взаимодействием Аравийской и Евразийской плит. Для этого региона характерны высокая степень разломно-блоковой структуры, контрастное строение литосферы и пространственная неоднородность сейсмичности. При этом существующие представления о современном состоянии Кавказа в значительной степени основаны либо на геолого-структурных представлениях, либо на геодезических и сейсмологических данных, тогда как трёхмерные модели, позволяющие рассматривать напряжения, смещения и кинематику разломов в единой механической постановке, пока немногочисленны [1–4]. Использование трёхмерной конечно-элементной модели, учитывающей геометрию разломов, неоднородность физико-механических свойств среды, гравитационную нагрузку и тектонические граничные условия, создаёт основу для комплексного анализа напряжённого состояния и кинематики разломно-блоковой структуры региона. Калибровка модели и выбор граничных условий могут выполняться с использованием данных ГНСС-наблюдений, оценок скоростей смещений по активным разломам, данных об ориентации максимального горизонтального сжатия и результатов инверсии механизмов очагов землетрясений.

В работе представлены результаты трёхмерного численного моделирования напряжённо-деформированного состояния литосферы Большого Кавказа с учётом блокового строения, вертикальной неоднородности среды и разломной структуры региона. Расчёты выполнены в конечно-элементной постановке; земная кора рассматривается как упруго-пластическая среда, а верхняя мантия – как вязкоупругий слой, обеспечивающий перераспределение напряжений и относительные перемещения вышележащих блоков. Внешнее нагружение задавалось в соответствии с региональным режимом преобладания горизонтальных напряжений, а разломные зоны параметризовались через направленно-зависимые механические свойства, что позволило учитывать различия между сдвиговой и надвиговой кинематикой отдельных структур.

Полученные результаты показывают, что поле напряжений в пределах Кавказа является существенно неоднородным, а кинематическое поведение разломных зон носит сегментированный характер. На поверхностях разломов выделяются участки с различной степенью механической предрасположенности к сдвиговой реактивации, оцениваемой по параметру тенденции к сдвигу T_s рис. 1а. Анализ распределения T_s и ориентации главных напряжений показывает, что наряду с преобладающим сжатием, характерным для крупнейших надвиговых структур, в пределах разломной сети присутствуют сегменты, для которых более вероятен сдвиговый режим дефор-

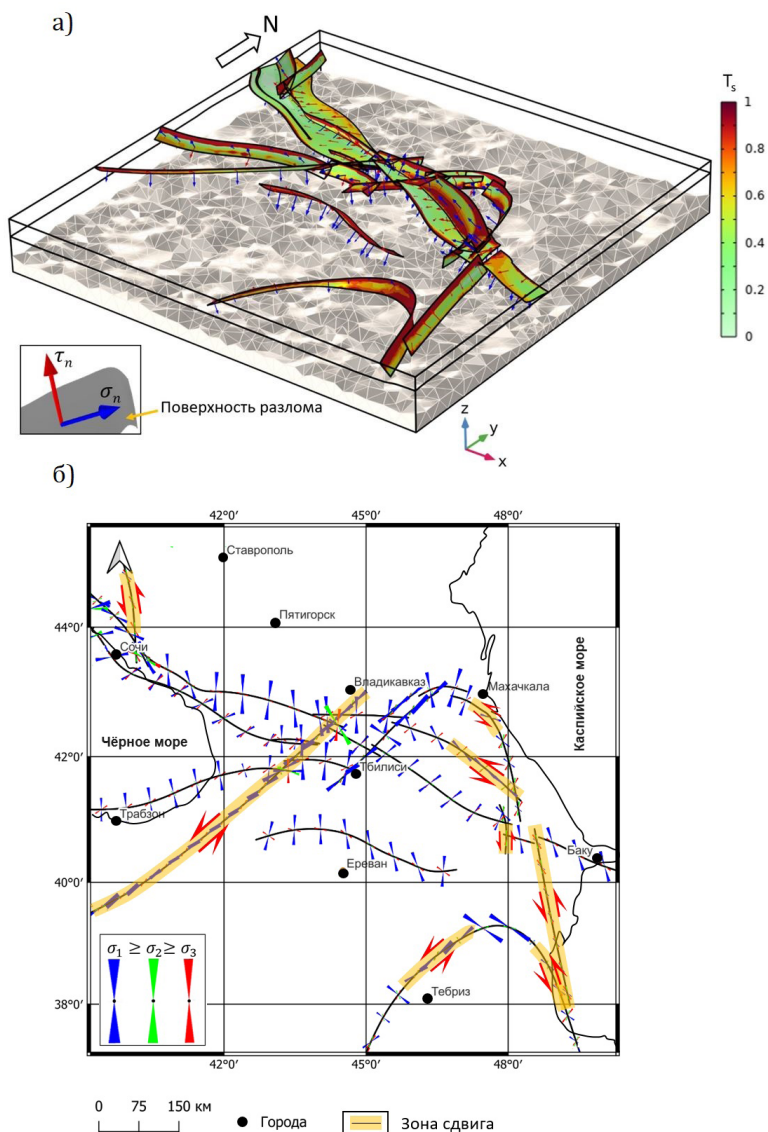


Рис. 1. Анализ разломных зон: (а) пространственное распределение параметра тенденции к сдвигу T_s по крупным разломам; (б) ориентация главных напряжений вдоль разломных структур.

мирования рис 1б. Это указывает на то, что кинематика разломно-блоковой структуры Кавказа формируется как результат сочетания регионального сжатия и локальных геометрических особенностей отдельных разломных поверхностей [1, 4].

Сопоставление расчётных характеристик напряжённого состояния с распределением сейсмической энергии показывает, что зоны повышенного градиента потенциальной энергии в целом приурочены к наиболее активным в сейсмическом отношении частям региона рис 2. Это позволяет рассматривать трёхмерное гео-

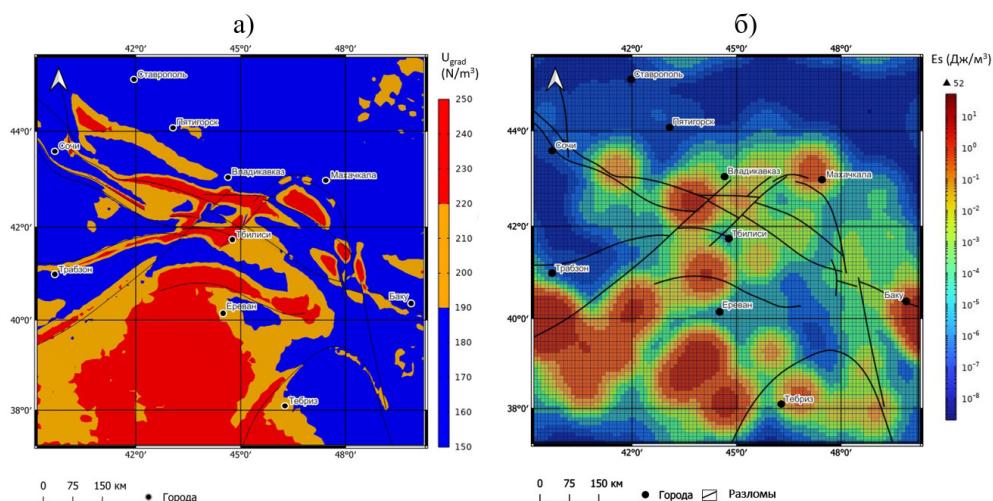


Рис. 2. Карта модуля градиента плотности упругой потенциальной энергии по результатам численного моделирования НДС (а) и карта объёмной плотности высвобожженной сейсмической энергии (б).

механическое моделирование не только как средство реконструкции современного напряжённого состояния, но и как инструмент выявления участков, где возможны концентрация упругой энергии и последующая сейсмическая разрядка. Такой подход особенно важен для Кавказа, где оценка геодинамической и сеймотектонической опасности должна опираться не на один показатель, а на совместный анализ структуры, кинематики, напряжений и проявлений современной сейсмичности [1, 3, 4].

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

- [1] Татаринов В. Н., Кафтан В.И., Маневич А.И., Дзедобоев Б.А., Дзеранов Б.В., Авдонина А.М., Лосев И.В., Королькова А.А. Новейшая тектоническая эволюция Кавказа: современные вертикальные движения и механизм деформирования земной коры // Физика Земли, 2024, №4, с. 76-99. DOI: 10.31857/S0002333724040068. EDN: FWTYBY.
- [2] Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007, 368 с.
- [3] Лукк А.А., Шевченко В.И. Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли, 2019, № 4, с. 99-123. DOI: 10.31857/S0002-33372019499-12.
- [4] Ребецкий Ю.Л. Современное напряжённое состояние коры Кавказа по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика, 2020, Т. 11, № 1. С. 17–29. DOI: 10.5800/GT-2020-11-1-0459.

ОЧАГОВАЯ ОБЛАСТЬ ТУВИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2011–2012 Г., РАЗВИТИЕ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА, ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В.В. Арапов¹, А.А. Еманов^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, А.В. Фатеев^{1,2}

¹ Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая Геофизическая служба РАН», Новосибирск, Россия, arapovvictor90@gmail.com

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

Тувинские землетрясения 27.12.2011 (ML = 6.7) и 26.02.2012 (ML = 6.8) относятся к сильнейшим сейсмическим событиям в Алтае-Саянской складчатой области за последние десятилетия [4, 6]. Их очаговая зона расположена в Восточной Туве – области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса с Байкальской рифтовой системой [8], что определяет уникальные геолого-геофизические условия: аномально высокий тепловой поток (до 75–80 мВт/м² в Арысканской зоне [9]), повышенную флюидонасыщенность коры (до 2.3 % в средней коре по данным МТЗ [3]) и высокую тектоническую раздробленность. В настоящей работе выполнен совместный анализ пространственного распределения афтершоков и параметров затухания сейсмических волн (суммарной добротности Q , поглощения Q_i и рассеяния Q_{sc}) на частотах 1.5 Гц и 24 Гц для выявления связи между сейсмическим процессом и реологическими свойствами среды.

Для анализа использованы данные региональной и локальной временной сети [5] АСФ ФИЦ ЕГС РАН, развернутой в очаговой зоне в феврале 2012 г. Глубины гипоцентров варьируются от десятков метров до 40 км [10]. Карта плотности эпицентров афтершоков Тувинских землетрясений (рис. 1) показывает, что в области между эпицентрами Тувинских землетрясений отчетливо прослеживается активизированная зона Каахемского разлома.

Южнее эпицентра февральского землетрясения наблюдается существенное разветвление афтершокового процесса. Скопления событий приурочены к выраженным в рельефе тектоническим нарушениям. Зона максимальной плотности эпицентров землетрясений распадается в южном

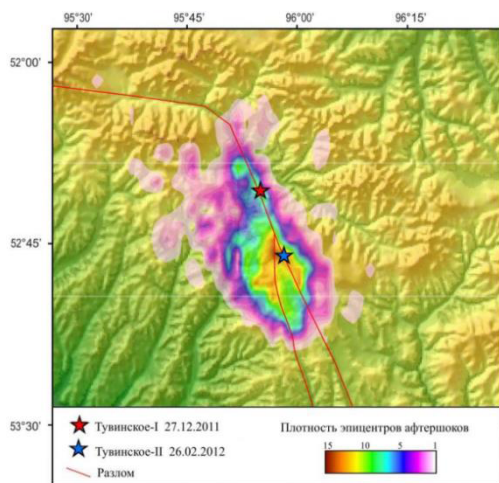


Рис. 1. Карта плотности эпицентров афтершоков Тувинских землетрясений [7].

направлении на две практически параллельные области. После Тувинского-I землетрясения 27.12.2011 г. активизировалась узкая зона Каахемского разлома с ограничивающими процесс с севера поперечными разломами, а после Тувинского-II землетрясения 26.02.2012 г. наиболее сильно активизировались грани клинообразного окончания хребта Ыдык.

Расчет добротности выполнен методом инверсии огибающей сейсмической коды [11] для двух частотных диапазонов – 1.5 Гц (характеризует средние масштабы неоднородностей) и 24 Гц (чувствителен к мелкомасштабной трещиноватости). Для расчетов добротностей отобраны 287 афтершоков с $ML > 2.5$, $RMS < 0.5$ с и ошибкой гипоцентра < 10 км.

На частоте 1.5 Гц (рис. 2А) значения суммарной добротности изменяются от 50 до 823. Области минимальных Q_t (< 150) приурочены к восточному погружению Тувинской котловины вблизи станций TW55* и к центральной части Каахемского разлома. Максимальные значения (> 500) характерны для юго-восточной части зоны (хребты Сенгилен, Восточный Тану-Ола). На этой частоте рассчитаны также составляющие: доля внутреннего поглощения достигает 70.1 % ($Q_i > \sim 58$), доля рассеяния – 29.9 %. Столь высокий вклад поглощения объясняется аномально высоким тепловым потоком и подвижностью флюидов в коре [3,9].

На частоте 24 Гц (рис. 2Б) картина принципиально меняется. Суммарная добротность Q_t в целом выше (диапазон 250–800), однако пространственные контрасты сохраняются. Зоны низких Q_t (< 350) по-прежнему локализованы в районе эпицентральных кластеров. В то же время доминирующим механизмом становится рассеяние (52.5 %), а поглощение составляет 47.5 %. При этом Q_i достигает 1815, а $Q_{sc} = 1644$. Такая инверсия (снижение доли поглощения с ростом частоты) типична для тектонически активных областей с мелкоблочным строением. Высокое значение Q_i на 24 Гц означает, что собственное поглощение на высоких частотах мало, и основные потери связаны с рассеянием на малых неоднородностях – трещинах и контрастных включениях.

Наложение карт Q_t (рис.2) на карту плотности эпицентров афтершоков (рис. 1) показывает чёткую корреляцию. Области с наиболее низкими значениями Q_t (как на 1.5 Гц, так и на 24 Гц) практически совпадают с кластерами афтершоков, главными толчками и выходом Каахемского разлома на поверхность. В частности, в районе, где первый главный толчок сменился активизацией перед вторым, зафиксирована зона аномально низкой Q_t (≈ 80 на 1.5 Гц и ≈ 300 на 24 Гц). Напротив, блоки с высокими Q_t (юго-восток) практически асейсмичны.

Это полностью согласуется с моделью О.И. Аптикаевой для очаговых зон сильных землетрясений Алтая и Саян [1,2], согласно которой: (1) поле поглощения неоднородно и включает «добротные» блоки и линейные зоны сильного поглощения; (2) именно зоны сильного поглощения служат каналами выхода сейсмических разрывов; (3) эпицентры главных толчков приурочены к местам максимального градиента добротности. В нашем случае низкие Q_t в очаговой зоне Тувинских землетрясений отражают повышенную трещиноватость и флюидонасыщенность, создающие условия для инициирования разрыва. Кроме того, сопоставление данных по двум частотам позволяет уточнить масштаб неоднородностей: на глубинах 7–15 км преобладают флюид-контролируемые процессы (поглощение), а в приповерхностной части (эффекты на 24 Гц) – рассеяние на мелкой трещиноватости, связанной с разломом.

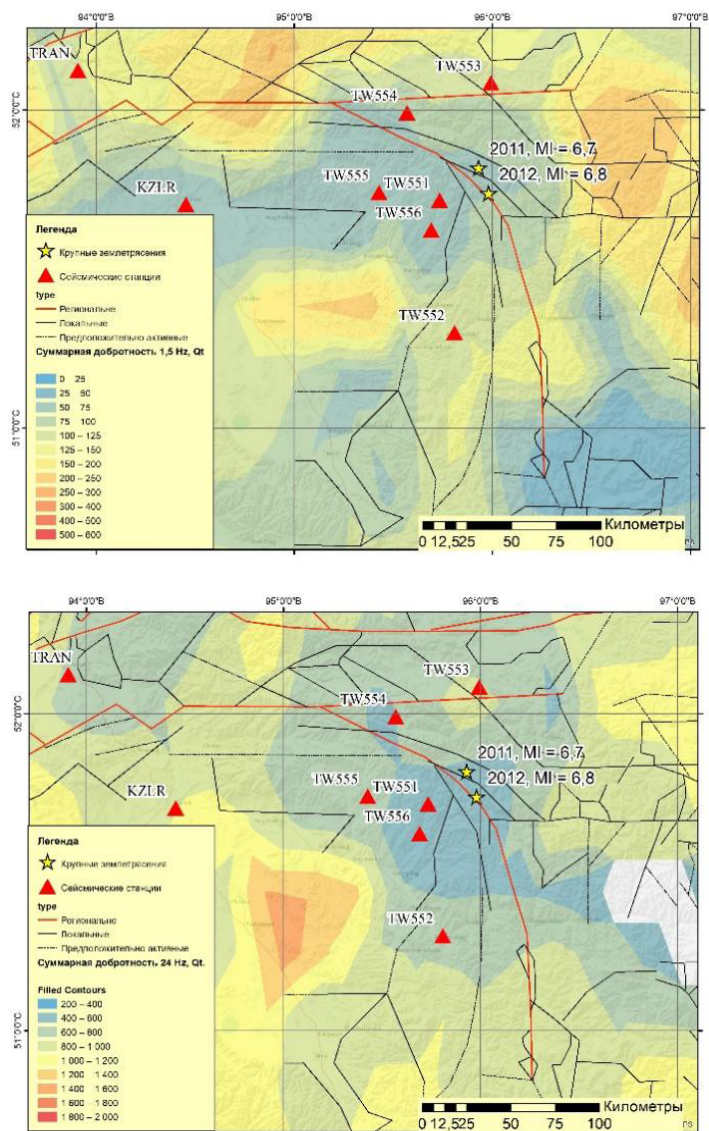


Рис. 2. Карты А – добротность Q_t для очаговой зоны Тувинских землетрясений на частоте 1.5 Гц; Б – добротность Q_t для очаговой зоны Тувинских землетрясений на частоте 24 Гц.

Закключение

На основе комплексного анализа пространственного распределения сейсмичности и добротности в очаговой области Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. получены следующие основные выводы:

Афтершоковая активность сосредоточена в интервале глубин 2–25 км (максимум 7–15 км) и пространственно мигрирует с севера на юг вдоль Каахемского разлома между главными толчками.

Параметры затухания демонстрируют сильную частотную зависимость: на 1.5 Гц доминирует внутреннее поглощение (70.1 %, $Q_i \sim 58$), обусловленное высоким тепловым потоком и флюидонасыщенностью; на 24 Гц преобладает рассеяние (52.5 %, $Q_{sc} = 1644$, $Q_i = 1815$), что отражает мелкомасштабную тектоническую раздробленность.

Пространственное распределение низких значений Q_t (как на 1.5 Гц, так и на 24 Гц) чётко коррелирует с положением главных толчков, кластеров афтершоков и Каахемского разлома, что приурочено к зоне сейсмических разрывов и сильного поглощения. Высокие Q_t соответствуют асейсмичным жёстким блокам.

Полученные результаты демонстрируют, что совместный анализ пространственного распределения сейсмичности и параметров затухания упругих волн является эффективным инструментом для мониторинга современного геодинамического состояния очаговых зон и может быть использован при оценке сейсмической опасности.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» и проект FWZZ-2026-0050 Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей Программы ФНИ.

- [1] Аптикаева О.И. Неоднородность поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Алтая и Саян // Физика Земли, 2016, № 3, с. 50–65.
- [2] Аптикаева О.И., Арефьев С.С., Михайлова Р.С. Затухание сейсмических волн и сейсмичность Алтае-Саянского региона // Физика Земли, 2023, № 1, с. 89–104.
- [3] Белявский В.В., Лозовский А.В. Электропроводность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным МТЗ // Геофизические исследования, 2022, Т. 23, № 2, с. 5–22.
- [4] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Радзиминович Я.Б., Гилёва Н.А., Масальский О.К., Лебедев В.И. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с $M = 6.6$ и 26.02.2012 г. с $M = 6.7$ // Землетрясения России в 2011 году. – Обнинск: ГС РАН, 2013, с. 88–93.
- [5] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Радзиминович Я.Б., Гилёва Н.А., Лебедев В.И. Очаговая зона Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным локальной сети // Физическая мезомеханика, 2014, Т. 17, № 5, с. 75–84.
- [6] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В. Тувинские землетрясения (27.12.2011, $M_L = 6.7$) и (26.02.2012, $M_L = 6.8$) и сейсмичность Каахемского разлома // Материалы XXI Щукинской конференции. – М.: ИФЗ РАН, 2018, с. 133–137.
- [7] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Радзиминович Я.Б., Лескова Е.В., Гилёва Н.А., Масальский О.К., Лебедев В.И. Афтершоки Тувинского-I землетрясения 27 декабря 2011 г. с $M_L = 6.7$ и Тувинского-II – 26 февраля 2012 г. с $M_L = 6.8$ (Республика Тува) // Землетрясения Северной Евразии, 2018, № 21(2012), с. 302–312. – EDN DYAJAV.

- [8] Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Тектоника и геодинамика складчатых поясов Центральной Азии // Геология и геофизика, 2005, Т. 46, № 9, С. 916–935.
- [9] Соколова Е.Н., Дучков А.Д. Тепловое поле литосферы Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 2008, Т. 49, № 6, с. 582–594.
- [10] Соловьев В.М., Еманов А.Ф., Шенмайер А.Е., Елагин С.А., Подкорытова В.Г. К тестированию алгоритма определения глубин землетрясений по данным Рп-волн (на примере Тувинских землетрясений 2011–2012 гг.) // Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология: XVI Международная конференция, 2020, с. 604–609.
- [11] Eulenfeld T., Wegler U. (2016). Measurement of intrinsic and scattering attenuation of shear waves in two sedimentary basins and comparison to crystalline sites in Germany // *Geophysical Journal International*, v. 205, No. 2, p. 744–757.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ФТОРАПАТИТА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНН И ЕГО РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

И.А. Бабенко¹, Ю.А. Бишаев², А.В. Кузнецов¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
Санкт-Петербург, Россия, babenko_ivan@ybk.com

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ – один из наиболее распространенных акцессорных минералов в большинстве магматических и метаморфических пород. Благодаря устойчивости [1] и способности аккумулировать широкий спектр различных химических элементов [2, 3] апатит является ценным индикатором процессов петрогенеза, эволюции магматических систем, дифференциации расплавов и позднемагматических преобразований [4–7]. Апатит широко распространен как в гранитоидах, так и в пегматитах холмов Ларсеманн. Пегматиты изучаемого района относятся к группе формаций высоких давлений и были разделены на пять типов на основе их геологического положения, морфологии, строения и минерально-геохимических особенностей [8, 9]: (1) полевошпатовые пегматиты с боросиликатной специализацией, (2) высокоглинозёмистые пегматиты с силлиманит-хризоберилловой специализацией, (3) безрудные полевошпатовые пегматиты, (4) полевошпатовые пегматиты с миароловыми полостями и (5) плагиоклаз-мусковитовые пегматиты. В рамках данной работы были проанализированы образцы фторапатита из гранитов комплекса Прогресс и пегматитов 1-го, 3-го и 4-го типов.

Согласно данным [3], с увеличением степени метаморфизма концентрации Sr в апатите снижаются, тогда как содержания редкоземельных элементов повышаются. Эта зависимость позволяет предполагать более высокотемпературные условия формирования пегматитов 1-го и 3-го типов, по сравнению с пегматитами 4-го типа и гранитами Прогресс.

Судя по положению точек на дискриминационной диаграмме LREE–Sr/Y [3] (рис. 1, А) и повышенной концентрации Fe и Mn в исследованных апатитах можно предполагать, что основная часть пегматитов холмов Ларсеманн и граниты комплекса Прогресс были образованы из высокоглинозёмистых анатектических расплавов, возникших при частичном плавлении метапелитов или парагнейсов. В таких расплавах вследствие дефицита Ca, уходящего в плагиоклаз, апатит характеризуется высокой растворимостью, что объясняет нахождение в холмах Ларсеманн большого количества апатитов с высоким содержанием Fe и Mn. Небольшая часть апатитов из пегматитов 4-го типа с миароловыми полостями и гранитов Прогресс свидетельствует о флюидной активности, имевшей ограниченное локальное распространение и, вероятно, обусловившей формирование миароловых полостей.

На диаграмме Eu–Sm/Nd (рис. 1, Б) фигуративные точки составов всех изученных фторапатитов преимущественно располагаются в поле гранитоидов S-типа, за

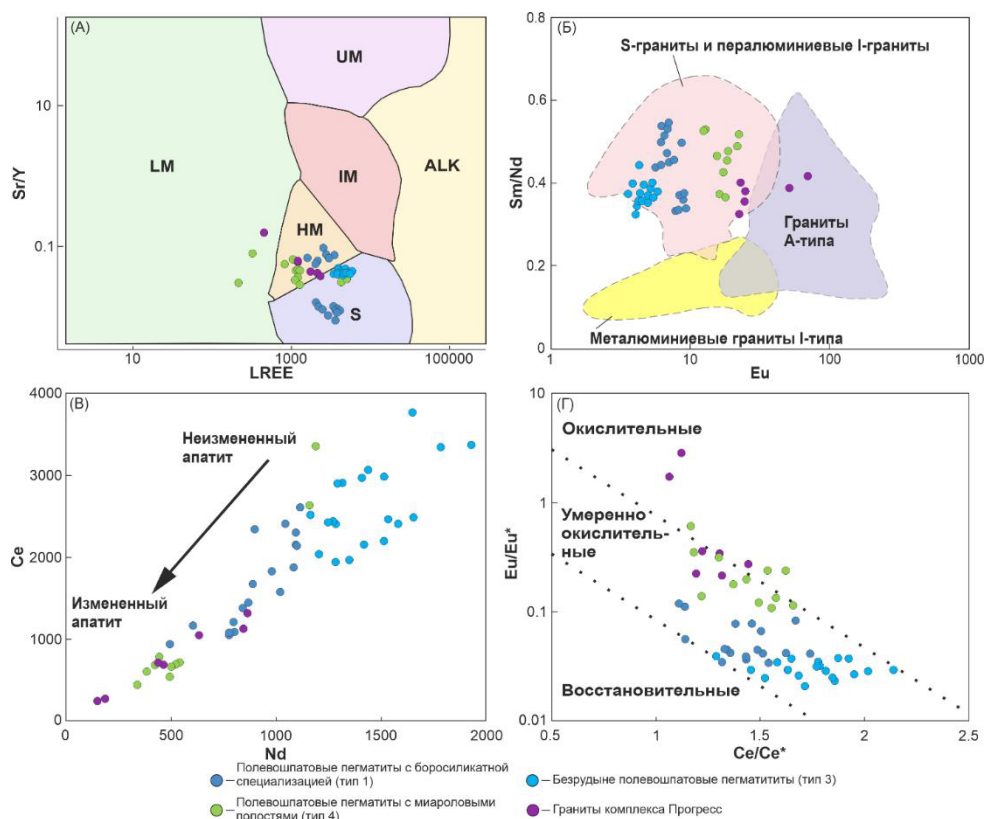


Рис. 1. Генетические диаграммы: (А) LREE-Sr/Y [3]; (Б) Eu-Sm/Nd; (В) Nd-Ce; (Г) Ce/Ce*-Eu/Eu* (поля по [6, 10]). ALK: щелочные породы, HM: анатектиты/лейкосомы/породы высоких степеней метаморфизма, IM: мафические граниты I-типа и мафические породы, LM: породы низких и средних степеней метаморфизма, S: граниты S-типа, UM: ультрамафические породы

исключением двух точек из гранитов Прогресс, попадающих в поле гранитоидов А-типа. Эти наблюдения указывают на единые геохимические тенденции и схожие условия формирования изученных тел – в ходе частичного плавления одного или нескольких протолитов, с последующими различиями в степени их эволюции и флюидного воздействия.

Редкоземельные элементы Y и Ho, имеющие схожие ионные радиусы и заряд, обычно не подвергаются фракционированию в гранитных расплавах, поэтому диапазон значений Y/Ho в типичных магматических породах очень мал и близок к хондритовому (27.7 ± 1.9) (49). Отклонения от этого значения отражают степень постмагматических изменений. Во фторапатите из пегматитов 1-го и 3-го типов, а также гранитов Прогресс отношение Y/Ho изменяется от близкого к хондритовому (25.9–32.0) до повышенного (38.0–46.5). Первое характеризует фторапатит первично магматического происхождения, с минимальным гидротермальным воздействием, тогда как второе отражает частичную активизацию Y-Ho системы и миграцию этих элементов в ходе постмагматических гидротермальных процессов. Таким образом, среди изученных апатитов выделяются неизменные первично магматиче-

ские в безрудных полевошпатовых пегматитах (тип 3) и части гранитов комплекса Прогресс. Апатиты из полевошпатовых пегматитов с боросиликатной специализацией (тип 1) и 4-го типа с миароловыми полостями характеризуются повышенными значениями Y/No и демонстрирует среднюю и высокую степень влияния постмагматических гидротермальных процессов на рассмотренные породы.

Переход от неизменённых (магматических) к изменённым (гидротермальным) апатитам также подтверждается диаграммами $Nd-Ce$ и $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$ (рис. 1, В, Г), согласно которым наиболее изменённые фторапатиты отмечаются в пегматитах 4-го типа, гранитах Прогресс и части пегматитов 1-го типа, тогда как фторапатиты из пегматитов 3-го типа и другой части пегматитов 1-го типа демонстрируют первичную магматическую природу.

Апатит проявляет себя как хороший и надёжный геохронометр. Результаты исследования $U-Pb$ системы во фторапатите из пегматитов 4-го типа позволили оценить возраст их внедрения в 521–519 млн. лет [9], что соответствует позднему (D_4) деформационному этапу Пан-Африканского орогенного события. Сравнение полученных результатов с опубликованными геохронологическими данными о подобных пегматитах, расположенных западнее на холмах Рейнболт, позволяет предположить, что пегматитообразование на финальных стадиях Пан-Африканского орогенеза в районе залива Приудс в Восточной Антарктиде протекало в сравнительно короткий промежуток времени вдоль всего побережья по «часовой стрелке» (с запада на восток), что соответствует региональным моделям метаморфизма [11]. Особенности химического состава и различия в распределении REE и соотношениях Y/No и Eu/Eu^* в исследованных фторапатитах указывают на возрастающую роль флюидных процессов и метасоматических преобразований для позднеорогенных пегматитовых систем.

- [1] Chu M., Wang L., Griffin W., Chung S., O'Reilly S., Pearson N., Iizuka Y. Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids // *J. Petrol.*, 2009, v. 50(10), 1829–1855. 10.1093/petrology/egp054.
- [2] Pochon A., Poujol M., Gloaguen E., Branquet Y., Cagnard F., Gumiaux C., Gapais D. $U-Pb$ LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France) // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101, 2430–2442. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5736>
- [3] O'Sullivan G., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth Sci. Rev.*, 2020 v. 201, 1–20. 10.1016/j.earscirev.2019.103044
- [4] Gawęda A., Szopa K., Chew D. LA-ICP-MS $U-Pb$ dating and REE patterns of apatite from the Tatra Mountains, Poland as a monitor of the regional tectonomagmatic activity // *Geochronometria*, 2014, v. 41, 306–314. 10.2478/s13386-013-0171-0
- [5] Sun Z., Dong G., Tang J., Guo J., Wang Z. Apatite chemistry of Late Triassic granitic rocks from Yidun Terrane: Implications for petrogenesis and mineralization // *Mineral. Petrol.*, 2023, v. 117, 745–759. 10.1007/s00710-023-00836-z
- [6] Li H., Han J., Li F., Li H., Zhao Z., Liu Y., Chen J., Yin Y., Han Y. Apatite textural and geochemical insights into the petrogenesis of intrusive rocks // *Sci. Rep.*, 2024, v. 14. 10.1038/s41598-024-83550-w
- [7] Glorie S., March S., Nixon A., Meeuws F., O'Sullivan G.J., Chew D.M., Kirkland C.L., Konopelko D., De Grave J. Apatite $U-Pb$ dating and geochemistry of the Kyrgyz

- South Tian Shan (Central Asia): Establishing an apatite fingerprint for provenance studies // *Geosci. Front.*, 2020, v. 11, 2003-2015. 10.1016/j.gsf.2020.06.003
- [8] Babenko I.A., Talovina I.V., Ushakov D.E., Krikun N.S. Pegmatites of the Larsemann Hills oasis, East Antarctica: new field geological and geophysical data. *J. Min. Inst.*, 2025, v. 273, 65–79.
- [9] Babenko I.A., Rizvanova N.G., Skublov S.G., Bishaev Y.A., Talovina I.V., Galankina O.L., Kuznetsov A.V. Fluorapatite from a Pegmatite with Mirolitic Cavities in the Larsemann Hills, East Antarctica: ID-TIMS U-Pb Ages and LA-ICP-MS Trace-Element Constraints on the Late Pan-African Orogenic Evolution // *Geosciences*, 2026.
- [10] Hsieh P.S., Chen C.H., Yang H.J., Lee C.Y. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2008, v. 33, 428–451. 10.1016/j.jseaes.2008.02.002
- [11] Arora D., Pant N., Pandey M., Chattopadhyay A., Greenbaum J., Siegert M., Bo S., Blankenship D., Rao N.C., Bhandari A. Insights into geological evolution of Princess Elizabeth Land, East Antarctica – clues for continental suturing and breakup since Rodinian time // *Gondwana Res.* 2020, v. 84, 260-283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.05.002>

АССОЦИИИ С ЖЕДРИТОМ И САПФИРИНОМ В МЕТАТРОКТОЛИТАХ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЧУКОТКА)

Б.А. Базылев¹, Г.В. Леднева²

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
Москва, Россия*

² *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Усть-Бельский террейн является сегментом Западно-Корякской складчатой системы, породы которого в меловое время были тектонически надвинуты на мезозойские толщи Алганского террейна в составе Анадырско-Корякской складчатой системы. Террейн представляет собой пакет тектонических пластин и зон меланжей, часть которых традиционно рассматривалась как додевонская офиолитовая ассоциация, к которой относились реститовые шпинелевые перидотиты, габброиды, породы вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов и серпентинитовые меланжи. В ходе последующих исследований было установлено, что вулканогенно-терригенные породы и габброиды, относимые к офиолитовой ассоциации, разновозрастны, а контакты между ними – преимущественно тектонические. При этом возраст габброидов является докембрийским, судя по возрасту прорывающих их жильных плагиогранитов и диоритов.

Габброиды присутствуют в составе отдельных пластин и тектонических блоков различного размера в меланжах, в которых отмечается переслаивание оливиновых габброидов с плагиоклазовыми и бесплагиоклазовыми дунитами и анортозитами, а также безоливиновыми габброидами. Первичные минералы и первичные структуры сохраняются (хотя и довольно редко) преимущественно в оливиновых габброидах, большая часть которых представлена троктолитами.

В исследованных нами ранее габброидах из разных блоков и пластин террейна установлены признаки гранулитового метаморфизма, проявляющиеся в развитии ассоциации ортопироксена, клинопироксена, паргасита и глиноземистой шпинели за счет реакции оливина и плагиоклаза [1]. В зависимости от интенсивности метаморфизма, минералы метаморфической ассоциации формируют коронитовые, переходные к гранобластовым и гранобластовые структуры, обычно с симплектиками паргасита или пироксенов с глиноземистой шпинелью.

Однако в одном из блоков характер метаморфизма габброидов и метаморфическая минеральная ассоциация существенно отличаются. Изученные метатроктолиты в этом блоке имеют массивную текстуру и среднезернистую гранобластовую структуру. Основную массу пород составляет агрегат гипидиоморфных изометричных зерен плагиоклаза – битовнита (An 83–89) размером 0.5–3 мм с обильными полисинтетическими двойниками. В плагиоклазовом агрегате присутствуют изометричные незональные агрегаты призматических зерен светло-зеленых слабоплеохроирующих амфиболов, а также отдельные идиобласты амфиболов размером до 1 мм. Амфиболы представлены паргаситом (Mg# 86–87, Al₂O₃ 15.8–16.5 мас. %, TiO₂

0.02–0.07 мас. %) и высоконатровым жедритом (Mg# 84–86, Al_2O_3 20.1–21.1 мас. %, СаО 0.53–0.65 мас. %, Na_2O 2.3–2.5 мас. %). В одном из образцов в амфиболовых агрегатах обнаружены также зерна сапфирина (Mg# 91, SiO_2 11.7–13.1 мас. %, Al_2O_3 65.5–67.5 мас. %). Сапфирин присутствует в виде короткотаблитчатых идиоморфных зерен размером 50–300 мкм в сростании с амфиболами или в виде включений в них. В амфиболовых агрегатах присутствуют также мелкие (до 50 мкм) изометрично-округлые зерна глиноземистой бесхромистой шпинели (Mg# 69–71), преимущественно в виде включений в паргасите и сапфирине. На контакте с амфиболами основность плагиоклаза повышается до анортита (An 92–96). В плагиоклазовых агрегатах основной массы пород присутствуют единичные округлые зерна красновато-бурой хромшпинели размером до 0.2 мм (Cr# 0.25–0.34 в центральных частях, 0.15–0.21 на краях зерен), а также редкие мелкие зерна пентландита.

Постметаморфическое изменение пород проявлено довольно слабо и локально. По плагиоклазу участками развивается цоизит, пренит и мусковит, единичные мелкие зерна кальцита, по сапфиру – диаспор и хлорит, по глиноземистой шпинели – хлорит. В единичных участках (по-видимому, вдоль прожилков хлорита) глиноземистость амфиболов понижается (кальциевого амфибола до 9.8–12.0 мас. % Al_2O_3 , магниевое амфибола до 4.5–10.9 мас. % Al_2O_3), но анортита, сапфирина и глиноземистой шпинели на таких участках нет.

Анортит, паргасит, жедрит, сапфирин и глиноземистая шпинель контактируют друг с другом, образуют включения друг в друге, на контактах не обнаруживают реакционных взаимоотношений и имеют незначительные вариации составов, представляя, очевидно, равновесную метаморфическую ассоциацию. Битовнит и хромистая шпинель представляются реликтами протолита. Реликтов оливина и пироксенов в породах не обнаружено, метаморфические пироксены также отсутствуют.

Мы рассматриваем эту метаморфическую ассоциацию как продукт реакции плагиоклаза и оливина, приведшей к полному расходованию оливина. Аргументами являются крайне низкое содержание титана в паргасите, как и в паргасите гранулитовых ассоциаций в габброидах террейна (свидетельствующее о незначительном участии первичных клинопироксена и/или роговой обманки, если она была в породах, в данной реакции), сохранение единичных зерен хромшпинелида (которые отмечаются только в оливиновых габброидах), а также валовый состав пород, соответствующий оцененному модальному составу их протолитов (в мас. %) Ol 10–18, Pl 80–88, Crx 2–3. Кроме этого, отметим, что жедрит в ассоциации с паргаситом и глиноземистой шпинелью, наряду с метаморфическим ортопироксеном, был описан в реакционных коронитовых структурах габброидов на контакте оливина и плагиоклаза [2].

В отличие от P–T параметров кристаллизации гранулитовой метаморфической ассоциации в метагабброидах террейна, которые оцениваются довольно надежно (770–810°C, 6.5–7.7(±0.9) кбар [1]), точная оценка параметров кристаллизации ассоциации с жедритом и сапфирином довольно проблематична.

Для данной ассоциации относительно надежные оценки параметров метаморфизма могут быть сделаны только или в случае присутствия в ней более информативных минералов (гранат, биотит и др.), или в случае переслаивания таких пород с породами другого состава с более информативной метаморфической минеральной ассоциацией, чего в нашем случае нет. По литературным данным, ассоциация сапфирина, жедрита, паргасита, глиноземистой шпинели и анортита является доволь-

но редкой и обнаруживается преимущественно в мафитах и ультрамафитах ультра-высокотемпературных террейнов, метаморфизованных в гранулитовой фации или при параметрах, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации. Учитывая отсутствие в изученной минеральной ассоциации метаморфического ортопироксена, индикаторного для гранулитовой фации метаморфизма мафитов [3], вероятно, что ее формирование соответствовало наиболее высокотемпературной области амфиболитовой фации, переходной к гранулитовой, т.е. температуре около 700 °С.

Можно предполагать, что и метаморфизм гранулитовой фации, и метаморфизм верхов амфиболитовой фации габброидов Усть-Бельского террейна являлись единым этапом метаморфизма, протекавшего в нижней коре литосферы неокееанического типа, а различие метаморфических ассоциаций обусловлено локальными вариациями температуры метаморфизма, как это имеет место в областях совместного проявления метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций [3].

Исследование выполнено в рамках госзадания ГЕОХИ РАН и ГИН РАН.

- [1] Базылев Б.А., Леднева Г.В. Проявления метаморфизма гранулитовой фации в офиолитовых габброидах Усть-Бельского террейна (Чукотка) // Добрецовские чтения: наука из первых рук: материалы III Международной научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика Н. Л. Добрецова. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета им. Д. Банзарова, 2026, с. 24–25.
- [2] Otten M.T. Na–Al-rich gedrite coexisting with hornblende in a corona between plagioclase and olivine // American Mineralogist, 1984, v. 69(5–6), p. 458–464.
- [3] Darling R.S., Peck W.H. Metamorphic conditions of Adirondack rocks // Adirondack Journal of Environmental Studies, 2016, v. 21, p. 61–79.

ИНДЕНТОРНАЯ РОЛЬ СВЕКОФЕННИД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Ш.К. Балтыбаев

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
shauket@mail.ru*

Инденторный механизм в тектонике – это геодинамическая модель, описывающая деформацию земной коры при вдавливании жесткого блока («индентора») в более пластичный массив. Ювенильная палеопротерозойская кора (свекофенниды) рассматривается в виде индентора, который действует как своеобразный штамп, вызывая сжатие, хрупкие и пластичные деформации, латеральное выдавливание и вращение блоков архей-протерозойских пород окраины Карельского кратона (КК). В прикратонной зоне воздействия индентора выделяются два этапа тектоно-термальной активности, интегральным выражением которых объясняется наблюдаемый коллаж пород с разной формационной принадлежностью и ассиметричным характером проявления временных пиков эндогенной активности.

Вещественные комплексы в зоне сочленения протерозойского Свекофеннского пояса (СП) с породами юго-западной окраины архейского КК еще в 70-е годы XX века привлекли внимание А. Хиетанен [11] как возможные представители палеоконвергентных границ. Позднее, в знаковой работе А. Гааля и Р. Горбачева [10], эта идея была раскрыта в полной мере, что послужило началом всеобщего признания и применения плейт-тектонических построений при объяснении геодинамических моделей [12 и ссылки в ней] применительно к породным комплексам в южной части Фенноскандинавского щита (ФЩ).

Подавляющее большинство современных и более ранних работ, рассматривающих формирование и эволюцию магматических и метаморфических пород в зоне развития свекофеннид и непосредственном их окружении, достаточно полно и непротиворечиво освещают тектонические сценарии, связанные с субдукционными событиями, формированием островодужных и тыловодужных систем, но при этом из фокуса внимания выпадает тот факт, что эндогенная активность позднесвекофеннского этапа ~ 1.82–1.78 млрд лет в юго-восточной части ФЩ пространственно (латерально) разобщена, что, вероятно, определяется влиянием различных тектонических факторов. Например, в южной части СП, ранее [1] выделенной как «внутренняя зона свекофеннид», преимущественно развиты гранулиты и гранитоиды S-типа. Эта область описана как позднесвекофеннская гранит-мигматитовая зона, в которой преобладают гранитоиды возраста 1.84–1.80 млрд лет [8]; с ними ассоциированы высокоглиноземистые метапелиты и калиевые мигматиты. Типичными представителями этой зоны являются высокотемпературные метаморфические комплексы Сулкава, Западной Уусимы, Турку в Финляндии [14], а также комплекс

провинции Бергслеген в Швеции [7]. В северной части СП, или «внешней зоне свекофеннид» [1], гранулиты имеют возраст древнее (1.89–1.87 млрд лет) и с ними ассоциированы эндербит-габброноритовые и плагиогранитные интрузии [1, 12] такого же возрастного диапазона.

В данном сообщении мы обращаемся к двум этапам эндогенной активности внутри периода 1.89–1.78 млрд лет назад, которые с пространственным разобщением породных комплексов наиболее ярко проявлены во «внешней зоне свекофеннид» [1] – на границе стыка СП и КК. Эволюцию этой области сочленения высокотемпературного палеопротерозойского блока, относящегося к СП, с более низкотемпературными породами окраины КК, предлагается рассмотреть как результат двухэтапного тектонического («коллизийного») взаимодействия, что вызвало наблюдаемую латеральную неоднородность и несинхронное проявление метаморфических преобразований (рис. 1). Сведения об особенностях тектонического строения и формирования пород в этой так называемой Мейерской тектонической зоне можно найти в ряде публикаций [4, 6 и ссылки в них].

Около 1.87–1.86 млрд лет назад в обсуждаемой зоне проявились первые признаки тектонического транспорта «жесткого» аллохтонного свекофеннского гранулитового блока на перикратонную область, что привело к появлению очагов сверхлитостатических давлений [2] с дальнейшими декомпрессионными явлениями, фиксируемыми на минералого-петрографическом уровне [4]. О роли гранулитового блока как жесткого индентора при этом взаимодействии можно судить по появлению (вероятно, с некоторым опозданием по отношению к «пику коллизии») пегматитовых жил возраста 1869 ± 5 млн лет [3]. Пегматитообразование свидетельствует о преобладании в этот период хрупких деформаций над пластическими, и, следовательно, говорит об относительной «жесткости» свекофеннского блока.

Наряду с вышеуказанным, в автохтонном блоке, т.е. породах окраины КК, проявление эндогенной активности ~ 1.89–1.87 млрд лет назад устанавливается исключительно редко на изотопно-геохронологическом уровне (рис. 1), но при этом

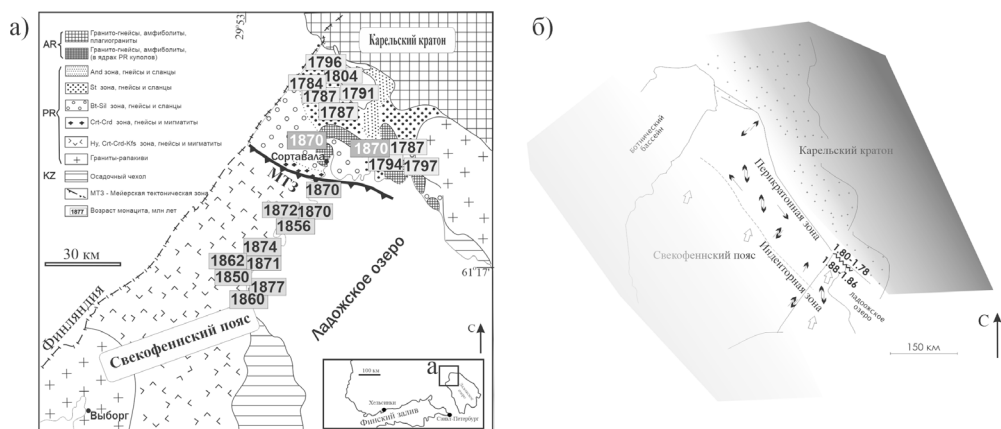


Рис. 1. Возрасты метаморфогенных монацитов (а) в зоне стыка Свекофеннского пояса и Карельского кратона (б), указывающие на латеральную неоднородность и два этапа (~ 1.88–1.86 и 1.80–1.78 млрд лет) проявления тектоно-термальных событий в регионе. Кинематика движений блоков для территории Финляндии заимствована из работы [9].

глобальное площадное развитие получили события, датируемые интервалом ~ 1.80–1.78 млрд лет. Предположительно, более ранние события и метаморфические породы этого возрастного уровня, были сильно затушеваны при повторном тектоническом выдвигании жесткого блока свекофеннид на карелиды спустя примерно 50–60 млн лет после первой фазы коллизии. Во вторую фазу коллизии свекофенниды в этой области были на более высоком гипсометрическом уровне и в дальнейшем подверглись эрозии. «Запускающим механизмом» второй фазы коллизии в рассматриваемой шовной зоне могли быть события в южной, «внутренней зоне» СП, которые описываются моделями «экструзивной тектоники» [5 и ссылки в ней] при коллапсе орогенов.

Хотя инденторную модель чаще привлекают для интерпретации тектонического развития сравнительно молодых геологических структур, как, например, при описании взаимодействия Индийского и Азиатского континентов [13], но и для рассмотренных в рамках данного сообщения архей-протерозойских комплексов юго-востока Фенноскандии, применение этой модели представляется оправданным.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00117.

- [1] Балтыбаев Ш.К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника, 2013, № 6, с. 44–59.
- [2] Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Полянский О.П., Свердлова В.Г. Динамическая составляющая давления при метаморфизме пород в зоне развития надвигов // Петрология, 2025, т. 33, № 4, с. 56–84.
- [3] Балтыбаев Ш.К., Ризванова Н.Г., Вивдич Э.С., Лезжов А.М., Петракова М.Е., Юрченко А.В. О возрасте наиболее древних пегматитов свекофеннского блока в Северном Приладожье (ЮВ Фенноскандинавского щита) // Вестник ВГУ. Серия: Геол., 2023, № 4, с. 36–46.
- [4] Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология, 2024, т. 32, № 2, с. 195–217.
- [5] Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // Труды ГИН вып. 506, М.: Научный мир: 1997, 307 с.
- [6] Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- [7] Andersson U.B., Högdahl K., Sjöström H. et al. Magmatic, detrital, and metamorphic ages in metamorphic rocks from south-central Sweden // 26th Nordic Geological Wintermeeting, Uppsala, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 2004, 040106-09, v. 126, p. 16–17.
- [8] Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Research, 1993, v. 64, p. 295–309.
- [9] Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of the Raahe-Ladoga ore zone, based on the Pielavesi area, central Finland // Geological Survey of Finland Bulletin, 1993, v. 373, 137 p.
- [10] Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research, 1987, v. 35, № 1, p. 15–25.

- [11] Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // J. Res. US Geol. Surv, 1975, № 3, p. 631–645.
- [12] Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // International Geology Review, 1999, v. 41, p. 287–333.
- [13] Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science, 1975, v. 195, № 4201, p. 419–462.
- [14] Väisänen M., Andersson U.B., Huhma H. et al. Age of late Svecofennian regional metamorphism in southern Finland and south-central Sweden // 26th Nordic Geological Wintermeeting, Uppsala. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 2004, 040106-09, v. 126, p. 40–41.

АССИМЕТРИЯ ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОРОД БЕРЕГОВЫХ ОБНАЖЕНИЙ БАЙКАЛА ДЛЯ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Ю.А. Бишаев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
yura@igm.nsc.ru*

В докладе анализируются новые данные по трековому датированию апатита из пород береговых обнажений Байкала. Изучались образцы гранитоидов Ангара-Витимской батолита, диоритов, гнейсов и редкометальных пегматитов, проявленных на восточном побережье Байкала, и гранитоидов острова Ольхон и Ольхонской зоны смятия западного побережья. Трековое датирование апатита проводилось по стандартной методике [1, 2] с использованием аналитических возможностей лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. По данным анализа распределения длин треков в зернах апатита для каждого образца строились t-T модели с помощью программного обеспечения HEFTY [2-4].

На рис. 1 представлены тектонотермальные истории, характерные для пород западного побережья Байкала и острова Ольхон. Хорошо проявлено резкое (на 60–100 °C), иногда двухэтапное охлаждение в интервале от 130 до 90–70 млн лет и слабое охлаждение в кайнозое (на 15–30 °C). Таким образом, все тектонотермальные истории (10 образцов) демонстрируют значительную эксгумацию в мезозое (на 2–4 км), и незначительную – в кайнозое (не более чем на 500 м).

Для пород восточного берега Байкала (рис. 2) также характерно быстрое мезозойское охлаждение с близкими характеристиками, как и для пород острова Ольхон и западного побережья, но отмечается резкое отличие в кайнозойской истории. Представленные на рис. 2 графики показывают эпизоды повторного прогрева, причем для образца В-21-183 во временном диапазоне 65–50 млн лет прогрев достигал 40–60° C, что соответствует погружению на глубину до 2 км. Вероятно, это могло быть связано с погребением гранитоидов под осадками Баргузинской впадины. Быстрое финальное охлаждение, и, соответственно, эксгумация на поверхность начались лишь в последние 5–3 млн лет, что характерно практически для всех образцов (всего 12 штук) юго-восточного побережья Байкала. Породы восточного берега охладились на 40–70 °C, что соответствует тектонической эксгумации с глубин 1,3–2,5 км.

Наши термохронологические данные согласуются с концепцией [5], которая предполагает двухстадийную эволюцию впадин Байкальской рифтовой зоны: «пассивная» (поздний мел–палеоген) и «активная» (рифтогенез в узком смысле с позднего миоцена). Нужно отметить, что возрастной интервал 30–5 млн лет, который многими исследователями ранее считался временем активации Байкальского рифта и образования озера Байкал, по данным трекового датирования апатита не выделяется как период выраженной тектонической активности.

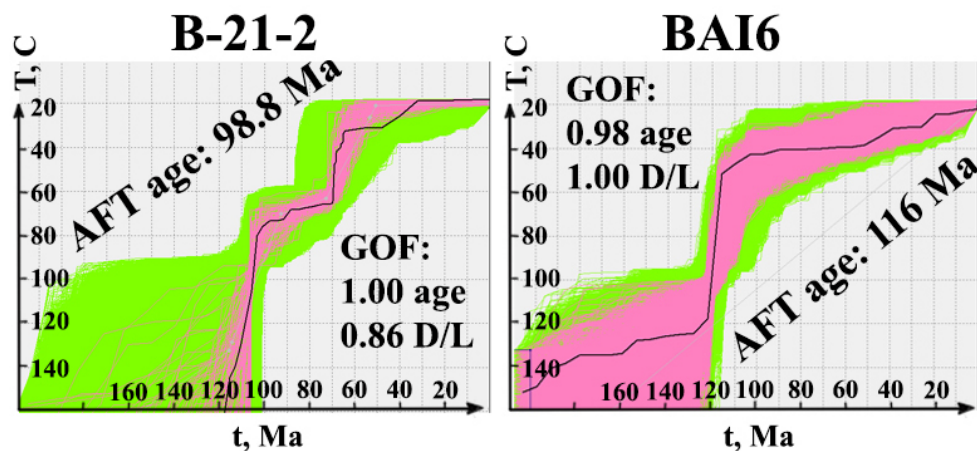


Рис 1. Термотектонические истории, характерные для пород острова Ольхон и Ольхонской зоны смятия западного побережья центральной части Байкала: образец B-21-2 (пегматит, мыс Хобой, остров Ольхон) и образец BAI6 (Ольхонская зона смятия).

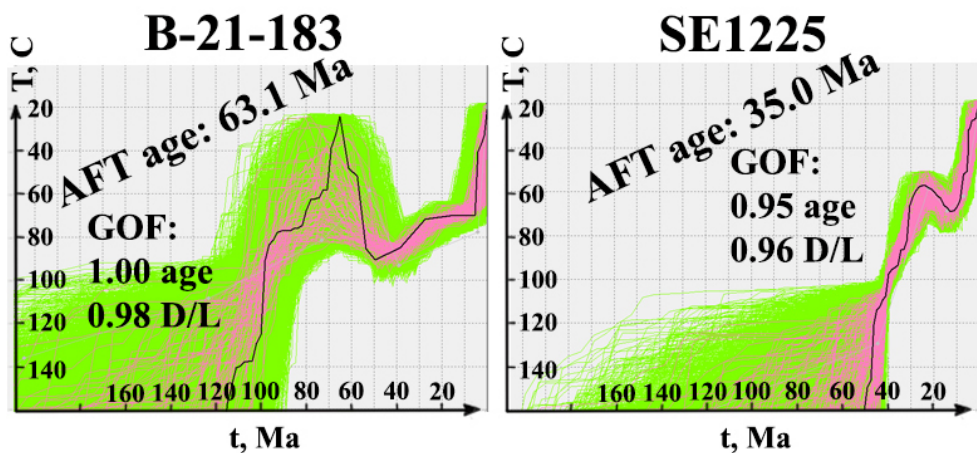


Рис 2. Термотектонические истории пород, восточного побережья Байкала: образец B-21-183 (гранит Баргузинского хребта, восточная часть) и образец SE1225 (гранит Селенгинского метаморфического комплекса).

Таким образом, данные трекового датирования апатита показывают, что, несмотря на географическую близость (расстояние 50-100 километров), термотектоническая история западного и восточного побережья Байкала существенно контрастируют в кайнозое.

Исследования выполнены за счет государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018).

- [1] Ketcham R.A., Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2005, 58 (1), 275–314.

- [2] Ketcham R.A., Thermal history inversion from thermochronometric data and complementary information: New methods and recommended practices // *Chemical Geology* 653 (2024) 122042, 2024.
- [3] Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J., Improved Modeling of Fission-Track Annealing in Apatite. // *American Mineralogist*, 2007, 92 (5–6), 799–810.
- [4] Donelick R.A., Paul B. O’Sullivan, Ketcham R.A., Apatite Fission-Track Analysis // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2005, Vol. 58, pp. 49–94, Copyright © Mineralogical Society of America
- [5] Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (9), с. 1219–1244.

ДЕФОРМАЦИИ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ДЕНУДАЦИОННОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ КИСЛОВОДСКА КАК ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

А.А. Большухин¹, А.О. Агибалов^{1,2}, А.А. Сенцов¹, Г.Р. Балашов¹

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия,
alekssencov@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Кисловодск – один из крупнейших туристических и курортно-оздоровительных центров Юга России. В городе развита инфраструктура, строятся новые здания, прокладываются дороги. В связи с влиянием новейших геодинамических процессов на инженерно-хозяйственную деятельность важно уточнить геолого-геоморфологическое строение территории, уделив особое внимание выделению активных разломов.

Решение этой задачи на базе структурно-геоморфологического подхода предполагает анализ поверхностей выравнивания, отражающих определенные этапы развития рельефа. Смещения разновозрастных поверхностей, наблюдаемые на геоморфологических профилях, маркируют активные разрывные нарушения. Ранее проведенные исследования [1] позволили выделить следующие уровенные поверхности в черте города: 1) низкую пойму реки Подкумок высотой 0,5–1,5 м; 2) высокую пойму высотой 2–4 м; 3) первую надпойменную террасу высотой 5–7 м (нижняя «Пятигорская»); 4) третью надпойменную террасу высотой 20–25 м (верхняя «Пятигорская»); 5) четвертую надпойменную террасу высотой 50–60 м («Джамганская»). Кроме того, выделены 3 реликтовые денудационные поверхности неоплейстоценового, эоплейстоценового и неогенового возрастов. Сложность работы с этими данными заключается в том, что они представлены в виде растровой карты [2] с достаточно генерализованным рисунком горизонталей. Она была привязана нами по опорным точкам, а конфигурация уровенных поверхностей уточнена с использованием цифровой модели рельефа, что дало возможность не только в автоматизированном режиме построить серию геоморфологических профилей, но и на количественном уровне охарактеризовать распределение абсолютных и относительных высот каждой поверхности. Такая методика ранее использовалась для уточнения геоморфологической карты Московского мегаполиса [3].

Среди перечисленных форм рельефа на территории Кисловодска наиболее представительным репером, маркирующим новейшие деформации, служит широко распространенная эоплейстоценовая денудационная поверхность. Она расположена на разных высотных отметках – от 850 до 1000 м, при этом характер распределения абсолютных высот достаточно сложный. Эта особенность объяснима в том числе активной тектоникой региона, обусловившей вертикальные смещения поверхности вдоль «слабых» зон, выделенных структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко [4]. С учетом этих смещений с амплитудой до первых десятков

метров «слабые» зоны проинтерпретированы как активные разрывные нарушения. Они проявлены в пределах участка, ограниченного с юга местом слияния рек Березовая и Ольховка, а с севера – рекой Белая. Выявление таких структур в локальном масштабе значимо в связи с тем, что база данных [5] не содержит информации о них. Таким образом, полученный нами результат расширяет существующие представления о конфигурации активных разломов.

Исследование выполнено в рамках НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова) и государственного задания ИФЗ РАН.

- [1] Кузнецов Р.С. Инженерно-геологическое обоснование градостроительной деятельности на территории г. Кисловодска. Дис. ... канд. геол.-мин. н. Ставрополь, 2009, 268 с.
- [2] Карта инженерно-геологического районирования. Ставрополь: ТИСИЗ, 1983.
- [3] Макеев В.М. Пикулик Е.А., Карфидова Е.А., Агибалов А.О. Четвертичная тектоника и геодинамика Московского региона // Вестник Московского университета, серия 4: геология, 2022, № 2, с. 19–26.
- [4] Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Издательство Московского университета, 1999, 379 с.
- [5] Zelenin E.A, Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data, 2022, v. 14, p. 4489-4503.

**ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ
ПЛЫВУННЫХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ
ЕСТЕСТВЕННОГО И НАРУШЕННОГО СЛОЖЕНИЯ
В УСЛОВИЯХ ПРОСТОГО СДВИГА**

П.Н. Бондаренко, А.В. Шеховцова

*Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия, pn.bondarenko@mail.ru*

Расширение масштабов застройки вынуждает осваивать территории со сложными инженерно-геологическими условиями, где специалисты все чаще сталкиваются со специфическими грунтами, в том числе – способными при вскрытии переходить в подвижное состояние и заполнять выработки. В строительной терминологии такие грунты называют плывунами, однако эта трактовка нередко вступает в противоречие с классификацией А.Ф. Лебедева [1], который разделял плывуны на ложные (обычные тонкозернистые пески, оплывающие при определённом гидрогеологическом режиме) и истинные.

У истинных плывунов оплывание связано не столько с гидрогеологическим режимом, сколько с особенностями самого грунта. Такие грунты могут переходить в плывунное состояние даже при незначительном механическом воздействии, в связи с чем необходимо с особой пристальностью подходить к их изучению.

Несмотря на почти вековую историю изучения феномена, в современной инженерной геологии до сих пор отсутствуют количественные методики оценки «плывунности». Диагностика и прогнозирование поведения подобных грунтов в подавляющем большинстве случаев основывается не на инструментально измеряемых показателях, а на комплексе косвенных признаков и качественных экспертных оценках.

В рамках исследований, направленных на разработку количественного критерия оценки плывунности грунтов, были проведены испытания в приборе простого сдвига в недренированном режиме. Для исследования были выбраны образцы грунта четвертичного возраста, морского генезиса, отобранные в Ленинградской области, визуальное описание которых соответствовало литературе по истинным плывунам [1, 2].

По гранулометрическому составу в образцах преобладает содержание песчаных фракций (78 %). Содержание глинистой фракции превышает 3 %, что отмечено в литературных источниках как один из признаков плывунности грунтов.

Также был проведен комплекс исследований, направленный на изучение физических характеристик рассматриваемых грунтов. Значения основных влажностных и плотностных характеристик приведены в табл. 1.

По полученным физическим характеристикам и гранулометрическому составу, исследуемый грунт является супесью пластичной песчанистой (по ГОСТ 25100-2020).

Таблица 1

**Средние значения показателей состава, строения и физических свойств
исследуемого грунта**

Место отбора	W _e , %	ρ, г/см ³	ρ _s , г/см ³	n, д.е.	S _p , д.е.	I _p , д.е.	I _L , д.е.	Содержание частиц менее 5 мкм, %
Ленинградская область	25,3	2,05	2,68	0,39	0,98	0,07	0,11	Более 5

В рамках лабораторных исследований грунта в приборе многоплоскостного среза (производства ООО НПП «Геотек») на образцах супеси из Ленинградской области было проведено по 3 испытания на образцах природного и нарушенного сложения. Графики изменения траектории напряжений представлены на рис. 1. Испытания проводились при давлениях от 150 до 250 кПа с шагом 50 кПа. Испытания проводились при постоянном объеме образца со скоростью сдвига 0,06 мм/мин. Высота образцов – 20 мм, диаметр – 71,4 мм.

На графике траектории напряжений, полученном в результате каждого испытания, определялись две точки: неустойчивости и разрушения. Точка неустойчивости определялась по графику зависимости суммарной работы деформации от логарифма времени: перегиб графика соответствует завершению этапа устойчивости. Точка разрушения определялась по величине минимального эффективного нормального напряжения в рамках каждого испытания [3].

По результатам испытания грунтов в приборе простого сдвига была составлена сводная таблица прочностных параметров исследованных грунтов, а также значений пороговых сдвиговых деформаций в точках неустойчивости и разрушения [4] (табл. 2).

Полученные результаты показывают, что у модельных образцов угол внутреннего трения ниже, чем у природных образцов, при этом удельное сцепление значительно выше. Вероятно, это связано с наличием слоистости в строении образцов природного сложения. В литературе [5] данное явление объясняется особенностями

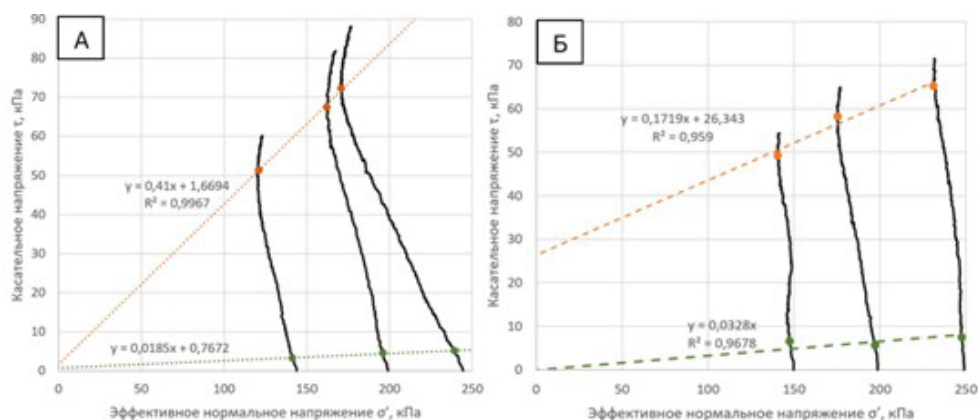


Рис. 1. Общие графики траекторий напряжений супесчаного грунта Ленинградской области в условиях НН сдвига: А – образцы природного сложения, Б – модельные образцы. Зеленым обозначены точки неустойчивости, оранжевым – точки разрушения

Таблица 2

**Сравнительная таблица параметров грунтов естественного сложения
и модельных образцов (Ленинградская область)**

Грунт	Удельное сцепление C , кПа	Угол внутреннего трения φ , град	Сдвиговая деформация, д.е.		Отношение деформаций разрушения и неустойчивости γ_p / γ_n
			Точка неустойчивости, γ_n , д.е.	Точка разрушения, γ_p , д.е.	
Супесь (природная)	0	35	0,0046	0,0376	8,2
Супесь (модельная)	18	29	0,0034	0,0297	8,7

микротекстуры грунтов. У образцов с неориентированной микротекстурой разрушению предшествует переориентация структурных элементов в зоне сдвига, сопровождаемая дилатансией и затратой дополнительного напряжения на структурную перестройку. У образцов с ориентированной микротекстурой такая перестройка не нужна, поэтому сцепление и напряжение сдвига меньше. Однако степень ориентации частиц влияет на условия их взаимодействия: большая площадь контактов при ориентированной микротекстуре усиливает влияние нормальной нагрузки и повышает угол внутреннего трения.

Значения пороговых деформаций, определенных в точках неустойчивости и разрушения, сопоставимы для образцов как природного, так и нарушенного сложения: в точке неустойчивости величина сдвиговой деформации составляет порядка 0,3–0,5 %, а в точке разрушения – 3,0–3,8 %. Отношение значений деформации сдвига в точке разрушения примерно в 8,5 раз выше, чем в точке неустойчивости. Для не плавунных дисперсных грунтов такое соотношение составляет от 14,3 до 18,1 (табл. 3).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что стадия неустойчивости у плавунных грунтов значительно меньше, нежели у неплавунных, и разрушение наступает на более раннем этапе опыта. Вероятно, это обусловлено особенностями строения и состава грунтов, склонных к проявлению плавунных свойств. При приложении сдвиговой нагрузки в недренированных условиях давление в поровой воде возрастает быстро, сдвиговое сопротивление значительно снижается, и образец разрушается при гораздо меньших деформациях, чем обычный, не плавунный

Таблица 3

Значения пороговых деформаций неустойчивости и разрушения неплавунных грунтов

Грунт	Деформация сдвига в точке неустойчивости	Деформация сдвига в точке разрушения	Отношение деформаций разрушения и неустойчивости
	γ_n , д.ед.	γ_p , д.ед.	γ_p / γ_n
Песок крупный	0,0016	0,0228	14,3
Песок мелкий	0,0046	0,0665	14,5
Супесь песчанистая	0,0046	0,0781	17,0
Суглинок легкий	0,0079	0,1433	18,1

грунт. Также, истинные плывуны характеризуются тем, что при малейшем сдвиговом воздействии их упаковка частиц нарушается, происходит интенсивная перегруппировка, что приводит к разрушению образца вскоре после завершения стадии устойчивости.

Таким образом, испытания в приборе простого сдвига в недренированном режиме показали особенности поведения грунтов, проявляющих плывунное поведение. Во-первых, физико-механические параметры связаны с микротекстурной ориентированностью, определяющей характер перестройки структурных элементов в зоне сдвига. Во-вторых, состояние неустойчивости наступает практически мгновенно, после чего происходит разрушение, причем при значительно меньших деформациях, нежели у неплывунных грунтов. Соотношение деформаций разрушения и неустойчивости может стать новым количественным критерием плывунности грунтов.

- [1] Лебедев А.Ф. О природе истинных плывунов. М.: Москваторгстрой. 1935. № 3. С. 29–34.
- [2] Горькова И.М., Чепик В.Ф., Рябичева К.Н. О природе плывунности песчано-коллоидных пород // Тр. ЛГГП АН СССР, т. 15. 1957. С. 62–152.
- [3] Методика изучения деформационной неустойчивости в дисперсных грунтах при простом сдвиге / А.В. Шеховцова, А.Ю. Мирный, В.В. Фуникова, Е.А. Вознесенский // Грунтоведение. – 2024. – Т. 23, № 2. – С. 3–12.
- [4] Вознесенский Е.А. Пороговые деформации в грунтах / Е.А. Вознесенский // Геотехника. – 2018. – Т. 10, № 5–6. – С. 6–17.
- [5] Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Издательство Московского университета, 1979. 235 с.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

*Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
gerka_85@mail.ru*

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 000 км², является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) [1] связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма. Вместе с тем, базитов, в пространстве и времени ассоциирующих с Калбинскими гранитами, неизвестно. Исключение составляют проявления минглинга в массивах Переображенский и Тастау, хотя и имеющих «калбинский» возраст, но расположенных в соседней Чарской зоне. Кроме того, базиты известны в составе миролюбовского дайкового комплекса, где они слагают отдельные дайки или участвуют в строении минглинг-даек. Миролюбовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простиранию батолита и вмещающих его складчатых структур.

Наиболее крупные дайковые рои – Аюда и Манат [2], располагаются в центральной части Калбинского батолита. Рой Аюда включает около 30 дайковых тел мощностью от 0.5 до 2 м и протяженностью от нескольких десятков метров до километра, иногда нескольких километров. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30–35 метров и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Великая дайка Восточного Казахстана».

Великая дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4.5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20–25 м, салическая с большим количеством мафических включений. Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым базитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав, отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистости ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Размер включений варьирует широко – от первых сантиметров и менее до 1 м в поперечнике. Форма преимущественно удлинненно-овальная, но нередки и включения неправильной «амебообразной» формы с фестончатыми, зубчатыми краями. Иногда наблюдаются зоны закалки, что в совокупности свидетельствует о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Такое строение дайки прослеживается на всем ее протяжении.

Краевые базиты представляют собой темные, почти черные афировые породы с микродиабазовой структурой, сложенные *Pl* (60–65 об. %), *Amph* до 10 об. %, *Bt* (3–4 об. %) и *Срх* на долю которого приходится 5–6 об. %; количество *Kfs* не превышает первых об. %. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, титанит, единичные зерна циркона в сумме составляют 7–8 об. %.

Граносиениты центральной зоны сложены *Kfs* (25–30 об. %), *Pl* (20–30 об. %), *Qtz* (15–20 об. %); количество *Amph* и *Bt* не превышает 10–12 об. %. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Гибридные породы (салическая часть дайки с включениями) по минералогическому составу отвечают кварцевым монцонитам: *Pl* (59–66 об. %), *Kfs* (15–28 об. %), *Amph* и *Bt* в сумме 15–20 об. %; содержание кварца варьирует от 3 до 5 об. %. Акцессорные минералы те же, что и в граносиенитах.

Мафические включения подразделяются на два типа, каждый из которых имеет переходные разновидности. Первый тип, это серые средне-мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой, часто порфиоровидные (*Pl*, *Kfs*). Второй тип - темные, почти черные тонкозернистые афировые породы с микродиабазовой структурой. Петрографически они практически неотличимы от базитов краевой части комбинированной дайки.

Плагιοклаз мафических включений по составу варьирует от альбита до основного лабрадора (67.8 % *An*). Выделяются три морфо-генетические разновидности плагιοклазов: 1) мелкие идиоморфные кристаллы основной массы (22.4–29 % *An*); 2) зональные кристаллы с нормальной зональностью роста (63–25 % *An*) и зерна с ритмичной зональностью, например: чередование зон андезинового и олигоклазового состава (48 → 17 → 41 → 18 % *An*); 3) зональные кристаллы, состоящие из андезин – лабрадорного резорбированного ядра (45–67.8 % *An*), тонкой промежуточной зоны ($\approx$ 25 % *An*) и олигоклазовой каймы (18–15 % *An*). В граносиенитах отсутствуют резорбированные кристаллы основного состава, а плагιοклаз основной массы и зональные кристаллы отличаются от включений большей (на 10–15 %) долей альбитового минала в своем составе. Плагιοклазы гибридных монцонитов занимают промежуточное положение между этими крайними типами.

Калиевый полевой шпат наиболее характерен для хорошо раскристаллизованных включений первого типа. Он образует крупные (до 15 мм в длину) таблитчатые зерна, каймы вокруг зональных кристаллов плагιοклаза, ксеноморфные выделения. Практически всегда *Kfs* имеет пертитовое строение в виде субпараллельных пластинчатых или неправильно- линзовидных выделений альбита, иногда содержащих до 10 % *An* компонента, или незакономерно расположенных изометричных выделений, в которых *Са* отсутствует. Судя по этим признакам можно заключить, что первая разновидность представляет собой структуру распада, а вторая – результат более поздней, возможно постмагматической, альбитизации.

Валовой состав Kfs , полученный путем сканирования по площади некоторого участка зерна, варьирует в сравнительно узких пределах – 80–90 % Or , 10–20 % Ab . Постоянно отмечается примесь бария, содержание которого (BaO) в некоторых случаях достигает 6.3 мас. %.

Калиевый полевой шпат во включениях второго типа встречается редко. Главным образом он представлен мелкими субидiomорфными кристаллами в валовом составе которого содержится 87–88 % Or , 11–13 % Ab . Иногда отмечается примесь бария до 0.8 мас. %.

Амфибол является главным темноцветным минералом меланократовых включений. Первичномагматический идиоморфный амфибол отвечает по составу магнезиальной роговой обманке. Амфибол, замещающий клинопироксен, имеет состав железистой роговой обманки. На постмагматической стадии тот и другой замещаются актинолитом. В граносиенитах и монцонитах количество амфибола не превышает первых процентов, иногда (в граносиенитах) он вовсе отсутствует. Состав амфибола в этих породах в целом близок к первичномагматической магнезиальной роговой обманке из включений. Такое сходство объясняется «механическим захватом» отдельных кристаллов амфибола при взаимодействии базитовой и салической магм [3].

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из центральной части комбинированной дайки, который составил $279,4 \pm 2.6$ млн. лет, $MSWD = 1.2$. U-Pb изотопный возраст цирконов из гибридной породы с ММЕ, определенный LA-ICP-MS методом в ИГМ СО РАН (Новосибирск), имеет два основных пика (рис. 2), первый с возрастом 272,7 млн. лет, скорее всего это возраст собственно самой дайки, и второй пик 292 млн. лет – возраст Калбо-Нарымского гранитоидного батолита, что очень хорошо согласуется с предшествующими данными [1].

Полевые наблюдения и минералого-петрографические данные, полученные при изучении комбинированной дайки, позволяют сделать некоторые выводы.

1. Дайка образовалась в результате последовательного внедрения базитового и салического расплавов в одну и ту же трещину. Внедрение салического (граносиенитового) расплава произошло до полной консолидации базитовой дайки, о чем свидетельствует отсутствие зон закалки на их контакте. Такие соотношения принято называть «дайка в дайке».

2. Захват салическим расплавом мафических включений произошел вероятно на пути магмы к поверхности, возможно в результате пересечения магмопроводников. Судя по разной степени раскристаллизации включений этот захват происходил как минимум дважды.

3. Кроме механического захвата фрагментов базитового расплава (*mingling*) имело место химическое взаимодействие двух магм (*mixing*) результатом которого стали гибридные монцониты, образование которых вероятно происходило на уровне консолидации дайки, чему способствовало несколько факторов: а) «горячие» вмещающие калбинские граниты; б) значительная мощность дайки, имеющей к тому же горячие краевые части; в) пониженная температура базитового расплава, состав которого в целом близок к диоритовому.

4. Минглинг-дайки, завершающие позднепалеозойский этап гранитоидного магматизма Восточного Казахстана, являются прямым свидетельством участия мантийных магм в формировании Калбинского батолита.

- [1] Kotler P., Khromykh S., Kruk N. et al. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon // *Lithos*. 2021. 388-389 106056. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106056>
- age, petrogenesis and tectonic implications
- [2] Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., et al. The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // *Lithos*. 2022. 426-427.doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106801
- [3] Collins W. J., Richards S. R., Healy B. E. et al. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, № 91, 2000. C. 27–45.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ: ТЕКТНИКА ПЛИТ И ПЛЮМ-ТЕКТНИКА

М.М. Буслов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
buslov@igm.nsc.ru*

С появлением и распространением концепции тектоники литосферных плит Н.Л. Добрецов стал активно разрабатывать основы новой теории строения и развития Земли и создал научную Школу «Глобальная геодинамика и корреляция геологических процессов эволюции Земли». В работах [1–4 и др.] рассмотрены проблемы глобальной геодинамики Земли на основе двухуровневой модели: а) тектоника литосферных плит отражает движение плит, ответственных за открытие и закрытие океанов, образование зон субдукции и коллизии, переходящих в складчатые пояса, и обусловлена в основном конвекцией в астеносфере; б) тектоника плюмов позволяет судить о процессах в более глубоких оболочках (прежде всего о поднятии плюмов от границы ядро-мантия) и объясняет общую направленность и цикличность в развитии Земли. Термин «тектоника плюмов» был введен Ш. Маруяма [5, 6], который определил тектонику плит как тектонику горячих полей, связанных с мантийными струями (плюмами) и регулирующих глобальную геодинамику. В одной из последних статей Николай Леонтьевич писал «Взаимоотношение тектоники плит и плюм-тектоники на ближайшие 15–20 лет будет оставаться одной из ключевых тем геодинамики» [4, стр. 642].

Главной дискуссионной проблемой тектоники плит остаются нерешенные вопросы геологического строения и геодинамикой эволюции крупнейшего в мире позднедокембрийского-палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), расположенного между Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратами. Существуют различные представления, которые не позволяют однозначно применить представления тектоники плюмов для объяснения особенностей геодинамической эволюции Земли в венде-палеозое.

Согласно представлениям [7–9 и др.] ЦАСП трактуется как результат венд-палеозойской субдукции Палеоазиатского океана под Сибирский, Восточно-Европейский и Казахстанский континенты, по обрамлению которых предполагается образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, докембрийских микроконтинентов и фрагментов океанической коры к указанным континентам. Докембрийские микроконтиненты рассмотрены как фрагменты суперконтинента Гондваны, раскол которого под воздействие суперплюма привел к формированию плиты Палеоазиатского океана.

Согласно представлениям [10, 11 и др.] ЦАСП трактуется как результат единой вендско-палеозойской субдукции Палеоазиатского (Туркестанского) океана под Восточно-Европейский и Сибирский кратами, по обрамлению которых была сфор-

мированы островные дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские блоки (микроконтиненты) рассмотрены как фрагменты кратонов, отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации островных дуг, выраженные в формировании крупныхороклинальных изгибов (Казахстанского и Монгольского) и крупноамплитудных сдвигов. Сложно деформированная структура обозначена термином «алтаиды», стиль формирования которых сравнивается с окраино-континентальными образованиями Тихого океана.

В последнее время в структуре ЦАСП выделены [12–14 и др.] Казахстанско-Байкальский коллизионный и Бошекуль-Чингиз-Алтай-Саянский аккреционный орогены в обрамлении Сибирского кратона (рис. 1). Современными аналогами формирования коллизионного и аккреционного орогенов являются конвергентные зоны тектонического взаимодействия, соответственно, Индо-Австралийской и Тихоокеанской плитами друг с другом и юго-восточной Евразией, которые отображают особенности формирования Индо-Атлантического и Тихоокеанского глобальных тектонических сегментов Земли в венде–палеозое [15].

Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген сформирован в венде – палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеоазиатского океана под Сибирский кратон с востока. Отличительной чертой коллизионного орогена является сложная структура, включающая фрагменты океанической коры и докембрийские Гондванские микроконтиненты с фрагментами гренвильской орогении. Обломочный гренвильский циркон (1.3–0.9 млрд лет) широко встречается в венд-палеозойских осадочных породах различных геодинамических обстановок коллизионного орогена. В венде-раннем ордовике Гондванские микроконтиненты (Тувино-Монгольский, Центральнo-Тяньшаньский, Актау-Джунгарский, Кокчетавский и др.) погрузились под Казахстанскую (Кипчакскую) и Тувино-Монгольскую островные дуги, обрамляющие Сибирский кратон с востока. В результате, к началу ордовика, они объединились и создали составной Казахстанско-Байкальский континент, восточная часть которого была отделена задуговым океаническим бассейном от Сибирского кратона. В дальнейшем, в ордовике-силуре, океанический бассейн субдуцировал на юг под составной континент, представленный венд-кембрийской Таннуольской островной дугой и докембрийским Тувино-Монгольским микроконтинентом, что привело к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны. Она состоит из фрагментов венд-раннепалеозойской океанической коры задугового бассейна, ордовикских голубых сланцев и ордовикско-силурийских турбидитов, позднесилурийско-девонских коллизионных метаморфических пород и гранитов. На основании структурного положения сутурно-сдвиговой зоны и данных геохимических и геохронологических исследований показано, что она представляет собой субдукционно-коллизионный комплекс, сформировавшийся на месте задугового бассейна венд-кембрийской Тувино-Монгольской островной дуги. Сутурно-сдвиговая зона разделяет коллизионный ороген от шельфа задугового бассейна, расположенного в северной части Алтае-Саянской складчатой области на юго-западном обрамлении Сибирского кратона.

Бошекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайский аккреционный ороген сформирован в венде-палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеопацифики под

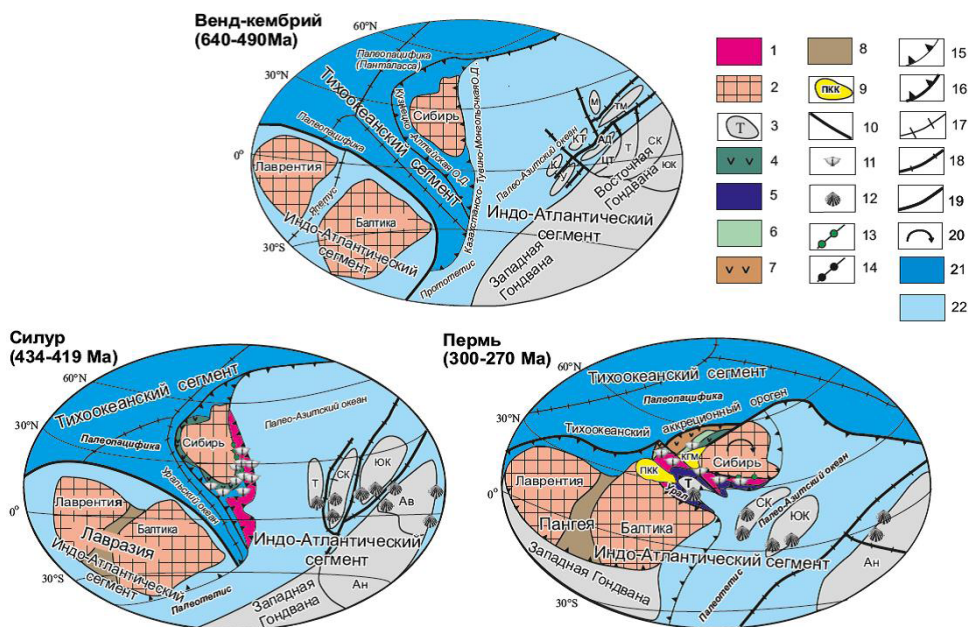


Рис. 1. Палеогеодинамические реконструкции Центрально-Азиатского складчатого пояса в венд-палеозое [14].

1 – Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген (составной континент), 2 – континентальные блоки Лаврентии, Балтики и Сибири, 3 – континентальные блоки Гондваны (Т – Таримский, М – Муйский, ТМ – Тувино-Монгольский, К – Кокчетавский, АД – Актау-Джунгарский, ЦТ – Центрально-Тяньшаньский, КТ – Каратауский, У – Улутауский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский), 4 – венд-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островодужная система ЦАСП, 5 – позднепалеозойский складчато-надвиговый пояс, 6 – отложения ордовикско-раннедевонского шельфа, 7 – образования кембрийско-раннекарбовых островодужных систем аккреционного орогена ЦАСП, 8 – Северо-Атлантический каледонский складчатый пояс, 9 – позднекарбово-пермские угленосные бассейны: ПКК (Печерский, Карагандинский и Кендерлыкский) и КГМ (Кузбасский, Горловский и Минусинский); 10 – позднепалеозойские сдвиги ЦАСП (Иртышский, Северо-Восточный и др.), 11 – позднесилурийская фауна брахиопод *Tivaella*, 12 – позднесилурийская фауна брахиопод *Retziella*, 13–14 – ранне-среднепалеозойская Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саяно-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона: 13 – Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянский сегмент, 14 – Ольхонский сегмент; 15 – зоны субдукций Индо-Атлантического тектонического сегмента, 16 – зоны субдукций Тихоокеанского тектонического сегмента, 17 – зоны спрединга Палеопацифики над Тихоокеанским плюмом, 18 – зоны раскола Гондваны над Тихоокеанским плюмом, 19 – трансформная граница, 20 – направление вращения Сибирского крона по часовой стрелки в позднем силуре – поздней перми; 21 – океаническая кора Тихоокеанского сегмента; 22 – океаническая кора Индо-Атлантического сегмента.

Сибирский крон с запада. Ороген состоит из позднепротерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской, палеозойских Салаирской, Чингиз-Тарбагатайской, Бошекуль-Чингизской, Жарма-Саурской, Горно-Алтайской островных дуг и их аккреционных комплексов (северная часть Алтае-Саянской складчатой области и Тува России, северо-восточная и восточная часть Казахстана, северо-западный Китай). В аккреционном орогене широко представлены фрагменты венд-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидиты глубоководных желобов. Отличительной чертой аккреционного орогена является отсутствие докембрийских блоков Гондваны и как

результат, отсутствие обломочных цирконов гренвильского возраста в представляющих его венд-палеозойских осадочных породах различных геодинамических обстановок. Предполагается, что современным аналогом аккреционного орогена является конвергентная зона взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евразийским континентом (Западно-Тихоокеанская островодужная система). Для нее характерно формирование окраино-континентальных и внутриокеанических островных дуг и задуговых бассейнов.

Позднепалеозойские сдвиги и надвиги проявились в ЦАСП в позднем девоне–раннем карбоне в результате коллизии Казахстанско-Байкальского орогена (составного континента) с Сибирским кратоном, приведшей к формированию Северо-Азиатского континента, а в позднем карбоне–перми – в результате коллизии Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов, приведшей к формированию Евразии. В результате коллизионных событий изначально линейные структуры коллизионного и аккреционного орогенов были деформированы в крупные оротинальные складки, разделены сдвигами и надвигами на множество фрагментов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены покровно-складчатыми деформациями.

Индо-Атлантическому сегменту свойственны процессы образования и распада суперконтинентов, а также неоднократное образование и закрытие океанов. В результате субдукции формируются коллизионные орогены, в которых совместно с фрагментами океанической коры участвуют различные по размерам блоки докембрийской континентальной коры с характерными складчатыми поясами гренвильского возраста (1.3–0.9 млрд лет), сформированными в период сборки суперконтинента Родиния [16]. Для Тихоокеанского сегмента характерна длительная и сложная тектоно-магматическая эволюция огромной океанской плиты и сложным субдукционно-аккреционных процессов наращивания ювенильной коры окружающих континентов. В результате субдукции формируются аккреционные орогены, содержащие фрагменты океанической коры и островных дуг.

Пояса гренвильского возраста образовались в результате столкновения (сборки) Атлантики (Амазония, Ла Плата, Конго, Западная и Северная Африка) и Нена (Лаврентия, Балтика, Сибирь и Антарктида) с формированием суперконтинента Родиния. Считается, что погружение тектонических плит в зоны субдукций привело к накоплению слэбов в переходной зоне мантии, что спровоцировало образование Тихоокеанского мантийного суперплюма под Родинией. В результате его воздействия проявился континентальный рифтогенез Родинии в период 825–750 млн лет назад с эпизодическими ускорениями в 825, 780 и 750 млн лет назад [4, 6, 16]. Распад Родинии и обособление континентальных блоков Гондваны и Лаврентия, как считается, произошел в период 750–600 млн лет и привел к открытию Тихого океана. Примерно в то же время начался рифтогенез в Южной Родинии в пределах Амазонии, Конго, Западная и Северная Африка, Аравия-Нубия. Лаврентия отделилась от Амазонии-Балтики в период 600–550 млн лет назад с открытием океана Япет на месте гренвильского орогена. Считается, что окончательный отрыв Сибири от Лаврентии произошел около 750 млн лет назад [4, 6, 16].

Таким образом, полученные новые результаты по геологическому строению и геодинамике ЦАСП с выделением в его пределах двух типов орогенов по обрамлению Сибирского континента: аккреционного и коллизионного, характеризующие конвергентные границы, соответственно, Индо-Атлантического и Тихоокеанского гло-

бальных тектонических сегментов Земли [15], хорошо дополняют представления Н.Л. Добрецова о глубинной геодинамике Земли на основе двухуровневой модели [1–4 и др.].

Исследования выполнены за счет госзадания ИГМ СО РАН (FWZN- 2026-0018).

- [1] Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.
- [2] Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761–784.
- [3] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- [4] Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры. Геология и геофизика, 2020, т. 61, № 5–6, с. 617–647.
- [5] Maruyama S. Plume tectonics // Journal of the Geological Society of Japan, 1994, v. 100, pp. 24–49.
- [6] Maruyama S., Santosh M. & Zhao D. Superplume, supercontinent and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle boundary// Gondwana Research, 2007, v. 11, pp. 7–37.
- [7] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн. 1. 328 с.
- [8] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, Т. 35(7–8), с. 8–28.
- [9] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7–8), с. 48–61.
- [10] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, pp. 299–307.
- [11] Xiao W., Windley B., Sun S. et al. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian–Middle Triassic in Central–East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2015, v. 43 (1), pp. 477–507.
- [12] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов//Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 66–90.
- [13] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов// Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 12, с. 1911–1926.
- [14] Буслов М.М. Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса и палеогеодинамические реконструкции: актуальный обзор // Геология и геофизика, 2026 (в печати) .
- [15] Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника, 1998, № 5, с. 3–18.
- [16] Li Z., X. Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research, 2008, v. 160 (1–2) pp. 179–210.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
buslov@igm.nsc.ru*

Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) рассматривается [1] как результат позднепротерозойско-палеозойского взаимодействия глобальных тектонических плит Палеоазиатского океана и Палео-пацифики друг с другом и с Сибирским кратоном. В зонах взаимодействия тектонических плит с кратоном сформированы, соответственно, коллизионный и аккреционный орогены, которые образуют зону тройного сочленения тектонических плит, аналогичных современной на юго-восточном обрамлении Евразии. В позднем палеозое ЦАСП был интенсивно деформирован в результате коллизии с Восточно-Европейским кратоном с проявлением крупноамплитудных сдвигов, которые разделили его на ряд сдвиговых террейнов (сегментов), существенно нарушив первичное положение относительно Сибирского кратона (рис. 1, 2).

Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген сформирован в позднем неопротерозое – палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты, под Сибирский кратон. Считается, что докембрийские блоки представляют собой части суперконтинента Гондвана [2]. В позднем неопротерозое – кембрии гондванские микроконтиненты (Тувино-Монгольский, Центрально-Тяньшаньский, Каратауский, Улутауский, Актау-Джунгарский, Кокчетавский и др.) субдуцировали под Казахстанскую (Кипчакскую) и Тувино-Монгольскую островные дуги, обрамляющих с разных сторон Сибирский кратон. В результате к началу ордовика был сформирован составной Казахстанско-Байкальский континент, восточная часть которого была отделена задуговым океаническим бассейном от Сибирского кратона. В дальнейшем, в ордовике-силуре, океанический бассейн субдуцировал на юг под Байкальскую часть составного континент, представленную венд-кембрийским Таннуольской островной дугой и докембрийским Тувино-Монгольский микроконтинентом, что привело к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны.

Божекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайский аккреционный ороген сформирован в позднем неопротерозое-палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеоазиатского океана под Сибирский кратон. Ороген состоит из позднепротерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской, палеозойских Чингиз-Тарбагатайской, Божекуль-Чингизской, Жарма-Саурской, Салаиро-Алтайской островных дуг и их аккреционных комплексов (северная часть Алтае-Саянской складчатой области и Тува России, северо-восточная и восточная часть Казахстана, северо-западный Китай). В аккреционном орогене широко представлены фрагменты позднепротерозой-

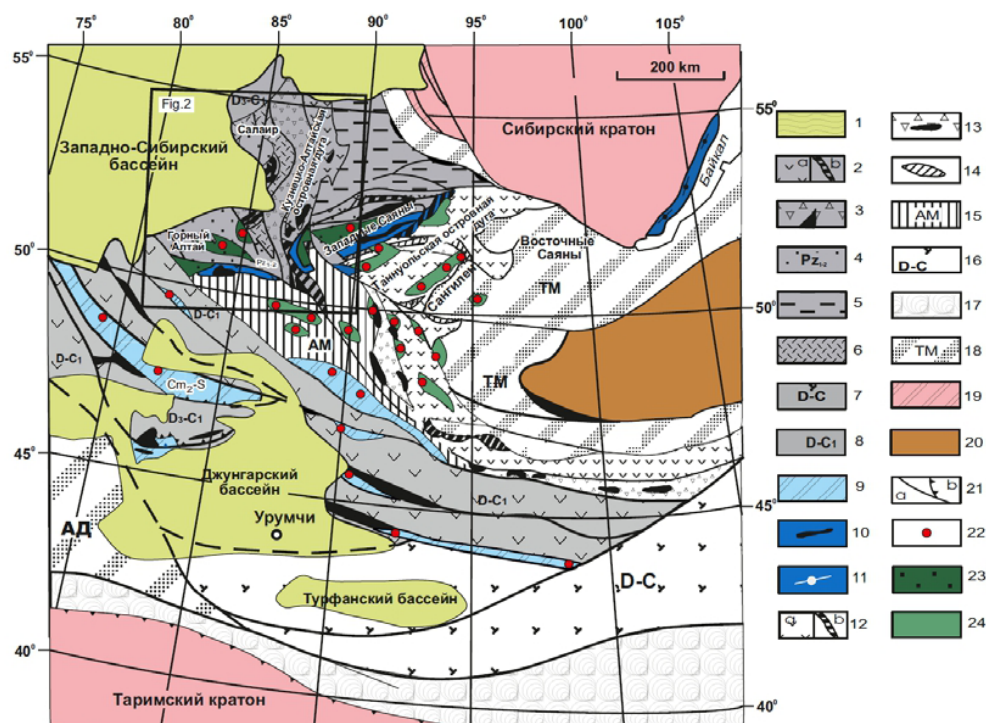


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса [1].

1. Неоген-четвертичные отложения; 2–9 – комплексы венд-палеозойского аккреционного орогена: 2а – венд-раннеордовикские Кузнецко-Алтайской островной дуги: 2а – известково-щелочные магматические, 2б – бонинитсодержащие офиолиты; 3 – венд-раннеордовикские аккреционные клинья, содержащие неопротерозойско-раннекембрийские фрагменты океанической коры (палеосимаунты и офиолиты); 4 – кембрийско-ордовикская Салаирская известково-щелочная магматическая дуга; 5 – венд-палеозойские нерасчлененные вулканно-осадочный задугового бассейна; 6 – нерасчлененные кембрийско-силурийские вулканогенно-осадочные островодужные образования; 7 – девонско-раннекаменноугольная магматическая дуга; 8 – позднедевонско-раннекаменноугольные турбидиты преддугового прогиба; 9 – кембрийско-раннеордовикские образования преддугового прогиба; 10–11 – ранне-среднепалеозойская сутрно-сдвиговая зона: 10 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянский сегмент, 11 – Ольхонский сегмент; 12–18 – комплексы венд-палеозойского коллизионного: 12 – венд-кембрийская Тувино-Монгольская (Таннуольская) островная дуга: 12а – известково-щелочные магматические комплексы, 12б – бонинитсодержащие офиолиты; 13 – венд-кембрийские аккреционные клинья, содержащие фрагменты задуговых офиолитов; 14 – кембрийско-раннеордовикские офиолиты задугового бассейна; 15 – Алтае-Монголинский террейн (раннепалеозойские турбидиты преддугового прогиба Таннуольской дуги); 16 – девонско-каменноугольная магматическая дуга, 17 – позднепалеозойские аккреционные комплексы; 18 – докембрийские микроконтиненты, образовавшиеся в результате раскола Гондваны: Тувино-Монгольский (ТМ), Баргузинский (В), Актау-Джунгарский (АД); 19 – Сибирский и Таримский кратоны; 20 – нерасчлененные аккреционно-коллизионные образования; 21 – преимущественно позднепалеозойские разломные структуры: а – сдвиги, б – надвиги, 22 – места находок фауны брахиопод *Tuvaella*; 21 – ордовикско-раннедевонские карбонатно-терригенные осадочные образования шельфа задугового бассейна на территории северной части Горного Алтая и Саян; 22 – ордовикско-силурийские осадочные образования чехла коллизионного орогена.

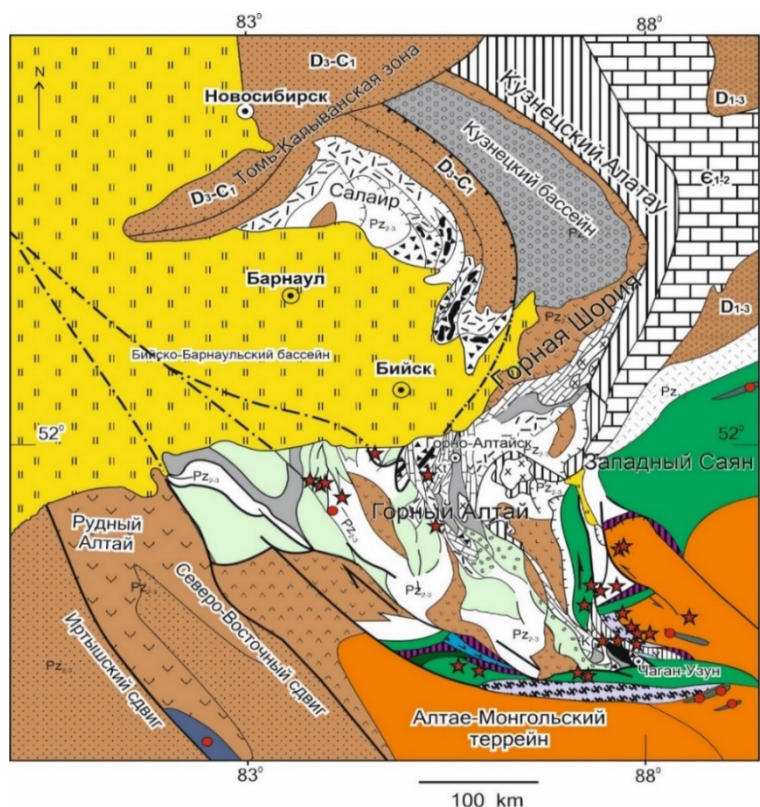


Рис. 2. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий, по [1].

1 – Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина, 2–21 – венд-раннекарбонные образования аккреционного орогена: 2–6 – силурийско-раннекарбонной Рудно-Алтайской и Горно-Алтайской активных окраин: 2–3 – магматических дуг: 2 – позднесилурийской, 3 – девонско-раннекарбонной; 4 – садочных комплексов преддугового прогиба; 5 – вулканогенно-осадочных пород задугового бассейна; 6 – риолит-базальтовых комплексов задугового бассейна; 7 – ордовикско-раннедевонские карбонатно-терригенные породы шельфа задугового бассейна; 8–11 – венд-раннеордовикские образования Кузнецко-Алтайской островной дуги: 7–12 – аккреционного клина: образования аккреционного клина: 8 – олистостромы, 9 – карбонатные породы «шапки» палеоокеанического острова, 10 – вулканогенно-осадочные образования палеоокеанического острова, 11 – базальтово-кремнистые породы океанического дна, 12 – офиолиты; 13–15 – комплексы магматических дуг: 13 – толеит-бонинитовая серия, 14 – известково-щелочная серия; 15 – габброиды; 16 – среднекембрийско-раннеордовикский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: а – глубоководные турбидиты, б – олистостромо-конгломератные образования прибрежной зоны; 17 – ранне-среднекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 18–21 – средне-позднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганская сутурно-сдвиговая зона: 18 – раннекембрийские офиолиты задугового бассейна Таннуольской островной дуги, 19 – нерасчлененные ранне-среднепалеозойские образования аккреционного клина (чередование турбидитов глубоководного желоба и вулканогенно-осадочных пород задугового бассейна); 20 – ордовикские голубые сланцы; 21 – Южно-Чуйский и Курайский средне-позднепалеозойские метаморфические комплексы (гранито-гнейсы, кристаллические сланцы гранат-кианитового и андалузит-кордиеритового типов); 22–23 – комплексы пород Казахстанско-Байкальского коллизионного орогена (составного континента): 22 – раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна, 23 – позднеордовикские отложения чехла; 24 – позднепалеозойские надвижки, 25 – позднепалеозойские сдвиги; 26 – расположение места отбора образцов на U-Pb датирование обломочного циркона [1,3]; 27 – расположение находок фауны брахиопод *Tuvaella*.

ско -раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидиты глубоководных желобов. U-Pb датирование детритовых цирконов [1, 3] из разнообразных венд-палеозойских осадочных пород аккреционного орогена, расположенных на территориях южной Сибири, восточного Казахстана и северо-западного Китая, показало схожесть возрастов, отвечающую диапазону 640–320 млн лет. Этот период времени характерен для формирования венд-раннекарбоновых магматических пород из расположенных рядом островных дуг аккреционного орогена. Предполагается, что современным аналогом аккреционного орогена является конвергентная зона взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит [1]. Для нее характерно формирование окраино-континентальных и внутриокеанических островных дуг и задуговых бассейнов.

Ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саяно-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона разделяет коллизионный ороген от шельфа задугового бассейна, расположенного на южном обрамлении Сибирского кратона (рис. 1). Сутурно-сдвиговая зона состоит из фрагментов венд-раннепалеозойской океанической коры задугового бассейна, ордовикских голубых сланцев и ордовикско-силурийских турбидитов, позднесилурийско-девонских коллизионных метаморфических пород и гранитов. Субдукция океанической коры происходила под Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген. Сутурно-сдвиговая зона разделена позднепалеозойскими разломами на множество сегментов. Общая протяженность зоны палеосубдукции достигает две тысячи километров от Горного Алтая через Западные Саяны до Прибайкалья. На основании структурного положения сутурно-сдвиговой зоны и данных геохимических и геохронологических исследований сделан вывод о том, она представляет собой субдукционно-коллизионный комплекс, сформировавшийся на месте задугового бассейна венд-кембрийской Тувино-Монгольской островной дуги [1].

Позднепалеозойские сдвиги и надвиги проявились в ЦАСП в позднем девонском раннем карбоне в результате коллизии Казахстанско-Байкальского орогена (составного континента) с Сибирским кратоном с образованием Северо-Азиатского континента, а в позднем карбоне-перми в результате коллизии Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов с образованием Евразии. В результате коллизионных событий изначально линейные структуры коллизионного и аккреционного орогенов были интенсивно разделены сдвигами и сопутствующими надвигами на множество фрагментов. Позднекарбоново-пермская коллизия Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов наиболее ярко проявилась в формировании серии разломов (рис. 1, 2), которые распространены в ЦАСП в широкой зоне, простирающейся более чем 1500 км от Восточного Казахстана и Джунгарии до Прибайкалья, сопровождаясь левосторонними смещениями по Чарской, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкауской, Шапшальской зонам разломов, Большому Саянскому разлому, а также сопутствующими надвигам в Восточном Казахстане, Джунгарии, на Горном Алтае, Западных Саянах и Тункинских гольцах Восточного Саяна.

Перечисленные тектонические единицы ЦАСП наиболее хорошо изучены на Горном Алтае в западной части Алтае-Саянской складчатой области [1]. Здесь Чарышско-Теректинско-Улаганская ветвь сутурно-сдвиговой зоны разделяет аккреционный и коллизионный орогены, обозначенные, соответственно, как Горно-Алтайский и Алтае-Монгольский террейны (рис. 2). Горно-Алтайский террейн сложен

венд-раннеордовикскими отложениями Кузнецко-Алтайской островной дуги, погребенными под ордовикско-раннедевонскими отложениями шельфа задугового бассейна и девонскими породами активной окраины. На юге и востоке Горно-Алтайский террейн через Чарышско-Теректинско-Улаганскую сутурно-сдвиговую зону граничит с Алтае-Монгольским террейном, сложенным раннепалеозойскими турбидитами Казахстанско-Байкальского континента, перекрытыми чехлом силурийских отложений.

Исследования выполнены за счет государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018).

- [1] Буслов М.М. Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса и палеогеодинамические реконструкции: актуальный обзор // Геология и геофизика, 2026 (в печати) .
- [2] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7–8), с. 48–61.
- [3] Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012, 289 с.

**ГРАНИЦА ВЕНДА-КЕМБРИЯ В КАРБОНАТНОЙ «ШАПКЕ»
БАРАТАЛЬСКОГО ПАЛЕОКЕАНИЧЕСКОГО ОСТРОВА
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ**

М.М. Буслов¹, А.А. Терлеев², Д.А. Токарев²

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, buslov@igm.nsc.ru*

² *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Россия*

Горный Алтай расположен в западной части Алтае-Саянской складчатой области и представляет собой фрагмент венд-ранненордовикской Кузнецко-Алтайской островодужной системы, расположенной по юго-западному обрамлению Сибирского кратона. Считается [1, 2], что островодужная система была образована в зоне сочленения Палеопацифики и Сибирского кратона по аналогии с западной активной окраиной Тихого океана, в аккреционной призме которой широко представлены фрагменты океанической коры: офиолиты и палеоокеанические острова. На Горном Алтае в аккреционной призме выделены [1, 2] Катунский и Баратальский палеоокеанические острова, сложенные карбонатными породами и пиллоу-лавами с ассоциирующими с ними кремнисто-терригенно-карбонатными породами. Магматические породы палеоокеанических островов представлены пиллоу-лавами субщелочных высокотитанистых базальтов OIB, которые перекрывают лавы толеитов N-MORB верхней части офиолитового разреза. Кремнисто-терригенно-карбонатные породы, включающие прослои пиллоу-лав, формируют склоновые фации, а карбонатные породы – вершину или «шапку» палеоокеанических островов.

Изученный Баратальский палеоокеанический остров, видимой протяжённостью более 100 км и шириной до 30 км, расположен в юго-восточной части Горного Алтая. В его пределах известны поля выходов карбонатных пород, которые в 1931 году М.А. Жеромским выделены как баратальская формация условно средне-верхнерифейского возраста в стратотипической местности по логу Баратал. В дальнейшем по результатам геолого-съёмочных и тематических работ формация была переведена в разряд баратальской серии (свиты) и рассмотрена как самое древнее осадочное подразделение Алтае-Саянской складчатой области, согласно залегающее на вулканогенно-осадочных образованиях арыджанской свиты. По литологическому составу баратальская серия с некоторой условностью разделяется на две части: нижнюю, карбонатно-кремнистую, часто битуминозную, и верхнюю, преимущественно карбонатную (известняково-доломитовую), общей мощность 1450 метров [3].

В результате проведенного детального геологического картирования стратотипической местности по логу Баратал выявлена сложная структура с повторением фрагментов стратиграфического разреза баратальской серии и опрокинутым залеганием слоистости, связанных с проявлением разломной тектоники (рис. 1). С учетом тектоники установлена видимая суммарная мощность фрагментов серии около

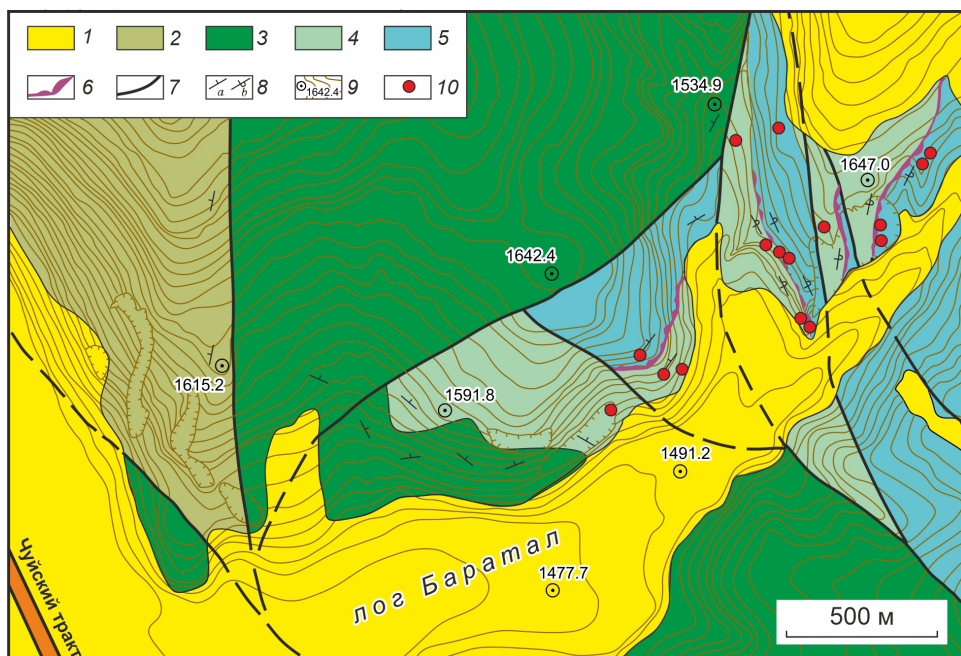


Рис. 1. Схема геологического строения баратальской серии в стратотипической местности лога Баратал.

1 – четвертичные отложения; 2 – кембрийская олистострома: ритмично-слоистые песчано-алевролитокремнистые породы, включающие линзы вулканомитовых песчаников с олистолитами карбонатных и кремнистых пород, реже базальтов, а также хорошо окатанных обломков магматических пород кислого и среднего состава; 3–5 – баратальская серия: 3 – нижняя битуминозная кремнисто-карбонатная, 4 – средняя известняково-доломитовая, 5 – верхняя биогермно-карбонатная; 6 – водорослевый кремнистый биогерм; 7 – разломы; 8 – элементы залегания слоистости: а – нормальной, б – опрокинутой; 9 – изолинии рельефа и отметки высот; 10 – места обнаружения фауны *Namacalathus* sp., *Cloudina carinata* и *Cambrotubulus decurvatus*.

800 метров, а по литолого-палеонтологическим характеристикам обосновано разделение серии на три части (толщи): нижнюю битуминозную кремнисто-карбонатную, среднюю известняково-доломитовую и верхнюю биогермно-карбонатную.

В результате проведенных работ нами принимается трехчленное строение баратальской серии в стратотипе лога Баратал (снизу вверх):

Нижняя битуминозная кремнисто-карбонатная часть (толща) представлена массивными и слоистыми темно-серыми (до черных) мелко-крупнокристаллическими известняками с тонкими прослоями, линзами, гнездами черных силицилитов с резким запахом сероводорода. В правом борту лога Баратал слои погружаются на северо-восток под углами от 40° до 50° и деформированы в простые складки с размахом крыльев до 100 метров. Видимая мощность толщи около 300 м, основание не вскрыто. В толще выявлены микрофоссилии: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. jacutica* Tim., *L. kulgunica* Yank., *L. laminarita* (Tim.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. holtedahlii* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andr.), *Synsphaeridium* sp., *Stitosphaeridium* sp., *Chuarina circularis* Wal., *Brevitrichoides* cf. *baschkiricus* Yank.; микрофитолиты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. grandis* Z. Zhur., *O. cf. columnata* Reitl., *O. cf. corticosa* Nar., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Glebosites* sp. [3].

Средняя известняково-доломитовая часть (толща) стратиграфически с постепенным переходом налегает на нижнюю часть серии и выделяется на основании появления светло-серого цвета известняков, характеризующихся тонкой, часто ритмичной слоистостью. Горизонты черных массивных известняков, обогащенных силицитами, характерные для нижней подсвиты, играют подчиненную роль. В верхней части толщи среди светло-серых известняков появляются пачки доломитизированных известняков, а также прослой серых кремней и глинисто-кремнистых сланцев. В известняках обнаружены микрофитоциты (онколиты) *Osagia columnata* var *ovsianica*, и мелкораковинная фауна *Namacalathus* sp., *Cloudina carinata*, *Cambroutubulus decurvatus*, представители отряда *Crybricyathida*; известковые водоросли (цианобактерии) *Renalcis levis*, *Korilophyton inopinatus*, *Renalcis granosus*, *Algotactis frolovii*, *Subtifloria delicata*, *Biya* sp., *Serligia* sp.; проблематичные организмы *Archaeosphaera cambrica*, *Calcisphaera mundruchensis*. По логу Баратал вскрываются низы и верхи средней части серии, что позволяет оценить ее видимую мощность около 250 метров.

Верхняя биогермно-карбонатная часть (толща) сложена преобладающими брекчевидными массивными известняками с подчиненными горизонтами тонкослоистых известняков, кремней и силицитов. Присутствуют пачки кремнево-серых доломитизированных известняков и доломитов. В ее основании на границе со средней частью серии расположен маркирующий горизонт водорослевого биогерма, представленного чередованием карбонатно-кремнистых стяжений мощностью до 5 и длиной до 15 м. Часто над биогермами (по их обрамлению) развиты прослой светло-серых туфопесчаников мощностью до 3 м. Биогермы формируют четкий реперный горизонт между средней и верхней частями серии, они позволили определить сложное геологическое строение стратотипической местности баратальской серии. Выявлено, что в северо-восточной части исследуемого района она нарушена крутопадающими разломами (взбросо-сдвигами), по которым произошло трехкратное повторение стратиграфического разреза с опрокинутой слоистостью пород, погружающейся на запад под углами 70–60°. Опрокинутая слоистость определена по залеганию биогерм. В биогермных постройках основными эдификаторами являются цианобактерии рода *Epiphyton*. В надбиогермной части подсвиты в известняках определены археоциты рода *Palaeoconularia*, цианобактерии: *Epiphyton* sp, *Zaganolomia buralica*.

Таким образом, установленные палеонтологические объекты, отнесенные к ассоциации ископаемых остатков «*Namacalathus* – *Cloudina* – *Korilophyton*», надежно характеризующие возраст пограничных отложений средней и верхней частей баратальской серии, соответственно, как верхний венд и ранний кембрий [4–6].

Находки мелкораковинной фауны *Cloudina* Germs и *Namacalathus* Grotzinger, *Watters et Knoll* известны в поздненвендских отложениях по всему миру (Россия, Китай, Австралия, Южная Африка и др.). Возраст осадков, содержащих эту биоту, подтверждается U-Pb-датировками по циркону из туфов в Намибии (Южная Африка) и Омане от $547 \pm 0,31$ до $542,37 \pm 0,28$ млн лет, что соответствует позднему венду [7–9].

Исходя из новых находок биоты (археоциты, цианобактерии и мелкораковинная фауна) можно сделать следующие выводы о возрасте баратальской серии по логу Баратал. Средняя известняково-доломитовая часть серии вверху содержит верхненвендскую ассоциацию цианобактерий и мелкораковинной фауны. Предста-

вители цианобактерий рода *Korilophyton Voronova* являются типичными для отложений поздневендского возраста Сибирской платформы и ее южного обрамления (Алтае-Саянской складчатой области) [4]. Вышеизложенные факты свидетельствуют о поздневендском возрасте верхов средней части серии. Остальные обнаруженные нами цианобактерии и проблематичные организмы в этой части баратальской серии не противоречат этому выводу. В основание верхней части серии в биогермах определены цианобактерии *Epiphyton* sp. Цианобактерии *Zaganolomia buralica* в ассоциации с археоциатами рода *Palaeoconularia* sp., обнаруженные в перекрывающих карбонатных породах, несомненно свидетельствует о раннекембрийском возрасте [4–9] верхней биогермно-карбонатной части баратальской серии. Полученные результаты позволяют проводить границу венда и кембрия по подошве раннекембрийского горизонта водорослевого биогерма.

Исследования выполнены за счет государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018) и ИНГГ СО РАН (НИР FWZZ-2026-0033 и FWZZ-2026-0042).

- [1] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., и др. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая. Геология и геофизика. 2004. Т. 45(12). С. 1381–1403.
- [2] Буслов М.М. Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса и палеогеодинамические реконструкции для венда-палеозоя: актуальный обзор. Геология и геофизика, 2026.
- [3] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М45. Горно-Алтайск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. С.567.
- [4] Воронова Л.Г. Известковые водоросли пограничных слоев докембрия и кембрия Сибирской платформы. В кн. Водоросли и микрофитолиты палеозоя. Москва. Изд-во Наука. 1976. С. 3–85.
- [5] Лучинина В.А. Renalcis и Epiphyton – различные формы единого жизненного цикла известковых водорослей. Палеонтологический журнал. 2009. № 4. С. 101–105.
- [6] Терлеев А.А., Лучинина В.А., Сосновская О.В. и др. Известковые водоросли и нижняя граница кембрия западной части Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (4). С. 485–491.
- [7] Grant S.W.F. Shell structure and distribution of Cloudina, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic. American journal of Science. 1990. V. 290 A. P. 261–294.
- [8] Grotzinger J.P., Watters W.A., Knoll A.H. Calcified metazoonas in thrombolite-stromatolite reefs in the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. Paleobiology. 2000. V. 26. P. 334–359.
- [9] Hofmann H.J., Mountjoy E.W. Namacalathus-Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canadas oldest shelly fossils. Geology. 2001. V. 29. P. 1091–1094.

**ПРОЯВЛЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ГРАНИЦ
РАЙОНА ХОККАЙДО И СЕВЕРНОГО ХОНСЮ
В ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ
И ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ**

Н.А. Бушенкова¹, Е.И. Есин^{1,2}, А.Н. Василевский^{1,2}, Т.А. Ступина¹

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука,
Новосибирск, Россия, bushenkovana@ipgg.sbras.ru*

² *Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия*

Геодинамические модели на границах литосферных плит, где сосредоточена основная часть сейсмической активности Земли, перманентно пересматриваются и уточняются с появлением более детальной и надежной информации о глубинном строении исследуемых районов. Настоящая работа посвящена анализу новых данных о 3D структуре коры и верхов мантии района Хоккайдо, северного Хонсю и прилегающих акваторий до глубин ~100 км. В этой области вкрест зоны субдукции Тихоокеанской плиты через залив Утиура и полуостров Осима (юго-западная оконечность о. Хоккайдо) проходит южная граница Охотской плиты [1]. Кроме того, имеются предпосылки выделить в отдельную плиту область северного Хонсю, где кроме восточной границы по глубоководному желобу, в Японском море обнаруживаются характерные для литосферных границ особенности в гравимагнитных полях. Для анализа проявлений литосферных границ в исследуемом регионе выполняется сопоставление поля сейсмичности, в том числе структуры зон Беньофа, с изображениями компонент потенциальных полей и результатами сейсмотомографического моделирования.

В сейсмотомографическом моделировании использован находящийся в открытом доступе программный код локальной сейсмической томографии LOTOS [4], который активно применяется в зонах субдукции (например, для районов Камчатки [5, 6]). Алгоритм основан на использовании времен пробега объемных сейсмических волн от местных землетрясений, зарегистрированных станциями исследуемого региона. Методика позволяет изучать структуру земных недр в масштабах от нескольких километров до первых сотен километров, а глубинность моделирования ограничивается распределением землетрясений и размером области. Код оптимизирован для работы с экстремально плотным набором исходных данных из бюллетеней Японского Метеорологического Агентства (JMA, <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/>) за период 1998-2022 гг. Для томографического моделирования привлечены данные ~2 млн. локальных событий, зарегистрированных более 2 тыс. региональными сейсмическими станциями, с условием, что каждое из событий зарегистрировано как минимум 10 местными сейсмостанциями (для повышения точности определения гипоцентров). Согласно выполненным тестам, в имеющейся системе наблюдения детальность по всему объёму моделирования позволяет на-

можно выделять структуры характерного размера от 40 км, а под островами, благодаря плотности станций на суше, от 15 км [7]. Разрешающая способность модели под акваторией залива Утиура на глубинах от 20 км и до подошвы литосферы приближается к детальности под островной сушей. Полученные модели распределения аномалий сейсмических скоростей Р- и S-волн [8] согласуются с выводами о расположении южной границы Охотской плиты, предварительно установленном в [1]. Распределения скоростных аномалий Vs и отношения Vp/Vs на коровых глубинах по совокупности характеристик указывают на значительную раздробленность верхней коры под заливом Утиура и прилегающими островными территориями.

Для анализа проявлений ключевых геолого-тектонических процессов района в потенциальных полях и особенностях рельефа дневной поверхности были использованы технологии, применявшиеся авторами ранее для анализа пространственной структуры Центральной Камчатки [9]. Предметом анализа послужили локальные и региональные особенности рельефа участка из глобальной базы топографических данных Global Multi-Resolution Topography (GMRT, <https://www.gmrt.org/GMRTMapTool/>), аномалий в свободном воздухе и Буге (глобальной гравитационной модели SDUST2023GRA_MSS [10] и XGM2019e [11]), аномального магнитного поля (глобальной модели EMAG2v3 [12]). Для изучения особенностей рельефа и потенциальных полей использовалась функция двумерного лапласиана при разных радиусах осреднения. Дополнительно к упомянутым аномалиям силы тяжести мы использовали их трансформанты: результаты фильтрации на основе комплексного алгоритма разделения полей, применявшегося ранее в [13]. В качестве источника дополнительной информации для оценки связи выделяемых структур и зон высвобождения энергии тектонических напряжений была сконструирована карта распределения энергии землетрясений.

Функция двумерного лапласиана на различных радиусах осреднения позволяет независимо от глубины (амплитуды перепадов глубин) и углов склонов подчеркивать особенности рельефа и аномалий гравитационного поля, делая их гораздо более выразительными, чем при обычном изображении. Разные радиусы осреднения подчеркивают особенности, отвечающие разным масштабам и, вероятно, глубинности. Исходя из того, что тектоническая структура определяет особенности как рельефа дневной поверхности, так и гравитационного и магнитного полей, были выстроены системы предполагаемых границ тектонических блоков (маркирующие потенциальные тектонические нарушения и реальные зоны разломов) таким образом, чтобы визуально минимизировать рассечения областей однородных аномалий.

Трансформации аномального гравитационного поля позволили выделить из суммарного поля компоненты поля источников, отвечающие разным глубинам. Предпринята попытка отделить друг от друга поля глубинных особенностей нижней коры, верхней мантии и приповерхностных источников, обусловленных строением и составом верхней и средней коры.

Выделяемые блоковые структуры хорошо согласуются с данными потенциальных полей, их трансформант и распределением аномалий сейсмических скоростей, а также с особенностями поля энергии землетрясений, что подтверждает продуктивность применяемого способа анализа и выявления пространственных связей геофизических полей. Кроме того, согласованность результатов сейсмической то-

мографии с данными независимых методов подчеркивает качество полученной модели сейсмических скоростных аномалий в исследуемой области, что повышает достоверность сделанных на её основе выводов.

Работа выполнена при поддержке ФНИ FWZZ-2026-0052.

- [1] Бушенкова Н.А., Ступина Т.А., Кучай О.А. Локализация южной границы Охотской плиты на основе комплекса сейсмических характеристик // Геология и геофизика, 2025, т. 66 (6), с. 723–733. <https://doi.org/10.15372/GiG20251051>.
- [2] Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: T.W.C. Hilde and S. Uyeda (Eds.), Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region, 1983, p. 189–221. Geodyn. Ser., v. 11, American Geophysical Union, Washington, DC.
- [3] Seno T., Sakurai T. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // Journal of Geophysical Research, 1996, v. 101 (b5), p. 11305–11315. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB00532>.
- [4] Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America, 2009, v. 99 (1), p. 194–214. <https://doi.org/10.1785/0120080013>.
- [5] Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., Gordeev E. I., Huang H.-H., El Khrepy S., Al Arifi N. Tomographic images of magma chambers beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2019, v. 124 (9), p. 9694–9713. <https://doi.org/10.1029/2019JB017952>.
- [6] Кулаков И.Ю. Сейсмическая томография вулканов Камчатки // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (11), с. 1455–1499. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2021151>.
- [7] Кондратюк В.Д., Бушенкова Н.А., Ступина Т.А. Разрешающая способность системы наблюдений по данным ЖМА каталогов для томографического моделирования в районе южной границы Охотской плиты // XIII научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей (г. Екатеринбург, Россия, 22–26 сентября 2025 г.). Сборник научных материалов ИГФ УрО РАН, Екатеринбург, 2025, с. 79–82.
- [8] Бушенкова Н.А., Ступина Т.А., Кондратюк В.Д. Скоростные неоднородности в литосфере района южной границы Охотской плиты по данным ЖМА каталогов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. VII Всероссийская конференция с международным участием: материалы конференции (г. Владивосток, 15–18 сентября 2025 г.), 2025, с. 48–50. <http://elibrary.ru/item.asp?id=83244676>.
- [9] Есин Е.И., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика, 2024, т. 65 (2), с. 303–318. <https://doi.org/10.15372/GiG2023165>.
- [10] Guo J., Wei X., Li Z., Jia Y., Chang X., Liu X. SDUST2023GRA_MSS: the new global marine gravity anomaly model determined from mean sea surface model // Scientific Data, 2025, v. 12, 108. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04394-1>.
- [11] Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou Xa. The experimental gravity field model XGM2019e. GFZ Data Services, 2019. <https://doi.org/10.5880/ICGEM.2019.007>.
- [12] Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Lühr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R.,

Schreckenberger B., Thébault E., Caratori Tontini F. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, v. 10 (8). <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>.

- [13] Есин Е.И. Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Опыт применения нового алгоритма разделения полей региональной компоненты и рельефа на примере гравитационного поля Камчатки // *Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова, Новосибирск – Горный Алтай, 18–26 июля 2024 года*. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2024, с. 80–82. <http://elibrary.ru/item.asp?id=68615601>.

ГИПОТЕТИЧЕСКИЕ ШИРОТНЫЕ МАНТИЙНЫЕ ПОЯСА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ: АНАЛИЗ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ СЛЕДОВ

И.Л. Ведерников

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
Магадан, Россия, ivedernikov@rambler.ru*

Одной из фундаментальных проблем современной геодинамики остаётся согласование кинематической модели движения литосферных плит с динамикой глубинных мантийных течений [1]. Другой важной задачей является объяснение закономерной геометрии крупных структур земной коры, в частности, дугообразной формы океанических островных дуг и ороклинальных изгибов складчатых поясов. В настоящей работе выдвигается гипотеза о существовании непосредственно под литосферой Земли системы глобальных широтных мантийных поясов (ШМП). Предполагается, что вещество в этих поясах движется в противоположных направлениях, а их воздействие на литосферу оставляет специфические, ранее не рассматривавшиеся в совокупности морфологические следы. Гипотеза развивает идеи Уолтера Альвареса (Walter Alvarez) о «возвратных потоках мантии» [2, 3], которые, по его мнению, оставляют распознаваемые следы на поверхности, в частности, под плитой Скота, в Карибском регионе и Австрало-Антарктической зоне.

Эффективность передачи силового воздействия от астеносферного потока к литосфере зависит от наличия на её нижней поверхности структур, глубоко погружённых в астеносферу и создающих дополнительное сопротивление потоку. Наиболее эффективными зонами «зацепления» являются: фронт надвигающейся плиты (область упругого прогиба под весом вулканической дуги и её корни) и погружающаяся плита (слэб). Под континентами аналогичную роль играют корни (кили) крупных складчатых сооружений.

В результате анализа с использованием программного сервиса Google Earth Pro и данных глобальной сейсмичности USGS были выделены девять островодужных систем, морфология которых интерпретируется как прямое следствие воздействия ШМП. Наиболее показательным примером является Южно-Антильский хребет с дугой Сандвичевых островов (55–60° ю.ш.). Этот сегмент континентальной коры, предположительно являвшийся перешейком между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом, был перемещён на ~3000 км к востоку, образовав дугу, выпуклую в направлении движения. Эта структура точно вписывается в широтный пояс и служит ключевым свидетельством существования восточного мантийного потока в Южном полушарии, что согласуется с более ранними предположениями У. Альвареса [2, 4].

Сходная картина наблюдается в Северном полушарии. Антильская (Карибская) дуга (11–24,5° с.ш.), выпуклая на восток, и Идзу-Бонин-Марианская система дуг (11–24,5° с.ш.), также выпуклая на восток, укладываются в один и тот же широтный

пояс. Это позволяет предположить существование мощного восточного потока в Северном тропическом поясе. Аналогичным образом другие пояса были установлены по дугам: Новокаледонская палеодуга (15–27° ю.ш., изгиб на запад), вулканическая дуга Банда (2–15° ю.ш., изгиб на восток), дуга Северного Молукку (2° ю.ш. – 2° с.ш., изгиб на запад), Эоловая дуга в Средиземноморье (38–43° с.ш., изгиб на восток), с учётом перемещения и ротации ещё две дуги: Антарктическая (66°–74° ю.ш., первоначальный изгиб на восток) и поднятие (палеодуга) Бауэрс (50°–55° с.ш., изгиб на восток).

На континентах выявлен ряд оротинальных изгибов складчатых поясов, которые могут быть интерпретированы как результат воздействия ШМП. В Северо-Восточной Азии (64–72° с.ш.) наблюдается резкий изгиб структур Верхояно-Колымской складчатой системы; северный сегмент испытывает дугообразный изгиб к западу, что может указывать на западное направление движения потока в Северном Приполярном поясе. На этой же широте (64,5° с.ш.) происходит коленообразный изгиб и смещение структур Скалистых гор к западу. В Уральском поясе меридиональное простираие Среднего и Северного Урала резко сменяется северо-восточным в Полярном Урале (севернее 64,5° с.ш.), фиксируя тектонический шов, совпадающий с границей предполагаемых поясов. Излом Урала в восточном направлении, а изгиб Верхояно-Колымской складчатой системы и Скалистых гор в том же поясе в западном свидетельствуют, вероятно, о смене направления движения мантийного пояса в постгерцинское время. В Альпийско-Карпатской области дуга Карпат (45–50° с.ш.) ориентирована выпуклостью на восток, тогда как дуги Альп и Стара-Планина (43–45° с.ш.) – на запад, что указывает на наличие границы поясов и встречных потоков.

Дополнительным независимым свидетельством служит сегментация слэба плиты Наска под Южной Америкой. Слэб отчётливо разделён на сегменты с различными углами погружения [5]: 0–2° ю.ш. (крутое >30°), 2–15° ю.ш. (пологое <10°), 15–27° ю.ш. (крутое ~30°), 27–33° ю.ш. (пологое ~10°), 33–45° ю.ш. (крутое >30°). Границы этих сегментов совпадают с предполагаемыми границами ШМП, выделенными по другим признакам. В рамках гипотезы чередование углов наклона может быть объяснено давлением встречных или попутных мантийных потоков на погружающуюся плиту.

Данные космических миссий Voyager, Galileo и Cassini свидетельствуют о наличии устойчивой системы широтных поясов и зон в тропосферах Юпитера и Сатурна, движущихся с разными скоростями в противоположных направлениях. Наиболее вероятная глубинная модель предполагает, что эти атмосферные структуры являются поверхностным проявлением циркуляции в мантиях планет, организованной в виде системы концентрических цилиндров [6]. Полярные области выше 80° широты свободны от поясов и характеризуются вихревыми структурами. Эта аналогия, с учётом различий в масштабах, скоростях вращения и реологических свойствах, служит дополнительным аргументом в пользу возможности существования подобной организации течений в мантии Земли.

На основе выявленных структурных следов (9 океанических дуг, 7 континентальных оротиниов и 5 сегментов слэба Наска) предложена предварительная схема деления астеносферы на 18 широтных поясов и две полярные области. Для поясов, где следы воздействия не обнаружены, их границы определены по остаточному принципу. Поясам даны названия в соответствии с их широтным положением. Пред-

полагаемые направления движения потоков чередуются: в чётных поясах (от экватора к полюсам) – восточные потоки, в нечётных – западные.

Предложенная гипотеза ШМП не отвергает существующие модели тектоники плит, а дополняет их, предлагая возможный источник горизонтальных сил (помимо ridge push и slab pull), действующих на литосферные плиты и микроплиты. Она объясняет дугообразную форму островных дуг и ороклинальные изгибы складчатых поясов тангенциальным давлением со стороны крупномасштабных, упорядоченных течений в астеносфере и даёт непротиворечивое объяснение сегментации слэба Наска. Дальнейшая проверка гипотезы требует сопоставления с данными сейсмической томографии высокого разрешения, моделями геоида, изучением пространственного распределения горячих точек, с плюм-тектоникой в целом [7] и зонами рудообразования. Требуется оценка возможности воздействия системы широтных астеносферных потоков на возбуждение и генерацию магнитного поля Земли.

Автор благодарен ИИ Deep Seek за редактуру и поддержку.

Работа выполнена без привлечения внешних источников финансирования.

- [1] Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М. Термоплотностная 3D-модель конвекции для современной Земли // Материалы LVI Тектонического совещания. Москва, ГЕОС, 2025. С. 326–329.
- [2] Alvarez W. Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1982. Vol. 87. No. B8. P. 6697–6710.
- [3] Alvarez W. Geologic evidence for the plate-driving mechanism: The continental undertow hypothesis and the Australian–Antarctic discordance // Tectonics. 1990. Vol. 9. No. 5. P. 1213–1220.
- [4] Alvarez W. Eastbound sublithosphere mantle flow through the Caribbean gap and its relevance to the continental undertow hypothesis // Terra Nova. 2001. Vol. 13. No. 5. P. 333–337.
- [5] Miller M.S., Gorbatov A. Mantle structure and flow patterns beneath the Izu-Bonin-Mariana subduction system // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. Vol. 14. No. 8. P. 2765–2779.
- [6] Vasavada A.R., Showman A.P. Jovian atmospheric dynamics: an update after Galileo and Cassini // Reports on Progress in Physics. 2005. Vol. 68. No. 8. P. 1935–1996.
- [7] Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5), с. 617–647.

**ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ
ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ НЕОАРХЕЙСКИХ
КОМАТИИТОВ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА,
ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)**

А.Б. Вревский

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, Россия, avrevsky@mail.ru*

Несмесимость в силикатных расплавах установлена для многих геологических комплексов различного возраста и геодинамической природы – Гавайских оливиновых базальтов, базальтов Деканских траппов, стеклах импактных кратеров, бимодальной ассоциации интрузии Скаергард в образцах лунных базальтов «Apollo 11». Для неоархейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита наиболее яркими геологическими примерами ликвационных процессов являются коматииты и коматиитовые базальты Костамукшской структуры Западной Карелии [1], структуры Кухмо Восточной Финляндии [2] и Койкарской структуры Центральной Карелии [3].

Среди коматиит-толеитовых вулканитов рувинваарской свиты контоксской вулканогенной серии Костомукшской структуры особое место занимают несколько уникальных по своему строению потоков коматиитов, сложенных дифференцированными подушками (рис. 1) размером от 10–20 см до 1–1.5 м, строение которых отражает различные типы и стадии ликвационной дифференциации. Наблюдаются подушки, как правило, небольшого (10–30 см) размера, практически гомогенного коматиитового состава, подушки концентрически зонального строения, в которых внешняя зона коматиитового или базальтового состава, промежуточная – вариолитовая и центральная зона, представленная гомогенным дифференциатом лейкократового состава, в некоторых подушках дацит-риолитовая центральная зона со-

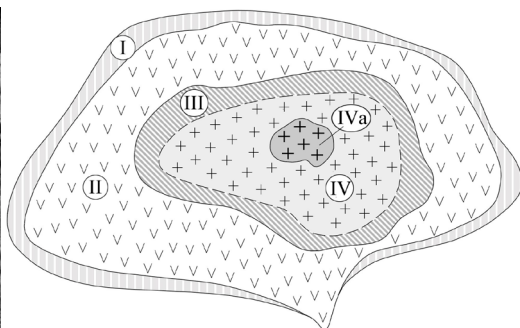
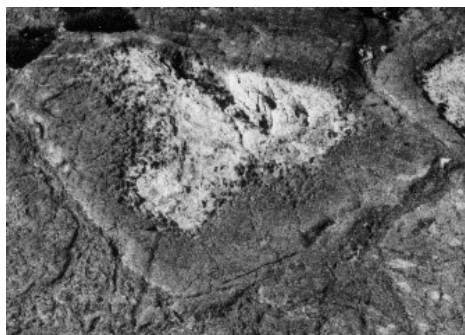


Рис. 1. Фото и схема строения зональной подушки коматиита (I – коматииты зоны закалки, II – коматиитовые базальты краевой зоны, III – андезиты внешней зоны ядерной части, IV–V – дациты центральной зоны ядерной части подушки)

**Некоторые средние характеристики изотопно-геохимического состава
пород зональности подушки коматиита**

зоны	I	II	III	IV	IVa
SiO ₂ мас %	49	52	57	67	
mg#	0.75	0.65	0.53	0.46	
Σ(REE) _N	1.1	1.2	1.6	1.3	4.1
ε Nd(T)	+1.5	+1.5	+0.9		+1.5

ставляет до 80–90 % ее объема. Быстрая закалка исходных коматиитовых расплавов в объеме подушки подразумевает термостатированность и сохранность первичных изотопно-геохимических характеристик расплава так, как это происходит в зонах спинифекс и прикровельных брекчий лавовых потоков коматиитов [4].

Для определения особенностей изотопно-геохимического состава продуктов ликвационной дифференциации коматиита, была исследована подушка (рис. 1) размером 60 × 80 см концентрически зонального строения и практически лишенная вариолей, карбонатных жил и включений. При опробовании, конкретная подушка была полностью извлечена из обнажения, что позволило установить ее концентрически зональное строение в близко к перпендикулярным сечениях и, что особенно важно, проследить зону закалки практически по всему периметру подушки.

В целом состав пород (табл. 1), слагающих дифференцированную подушку, отвечает вулканитам нормальной щелочности толеитовой серии и варьирует от коматиита и коматиитового базальта в зоне закалки и краевой зоне (зона I и II) до пород андезит-дацитового состава (зоны III–IV) ликвата в ядерной части подушки. По содержанию MgO состав коматиита из зоны закалки аналогичен т.н. «Северным массивным коматиитам» [5], но является более железистым, соответственно FeO^{*} 10.5 мас.% в массивных коматиитах и 13.6 мас.% в подушке. Характерной особенностью состава андезит-дацитового ликвата является повышенная магнезиальность (Mg# 0.54–0.46) и высокое содержание общего железа (FeO^{*} 14.7–4.8 мас.%).

На фоне подобия спектров нормированного распределения РЗЭ (рис. 2) необычным является близкие их концентрации в даците ядерной части, коматиитах и ко-

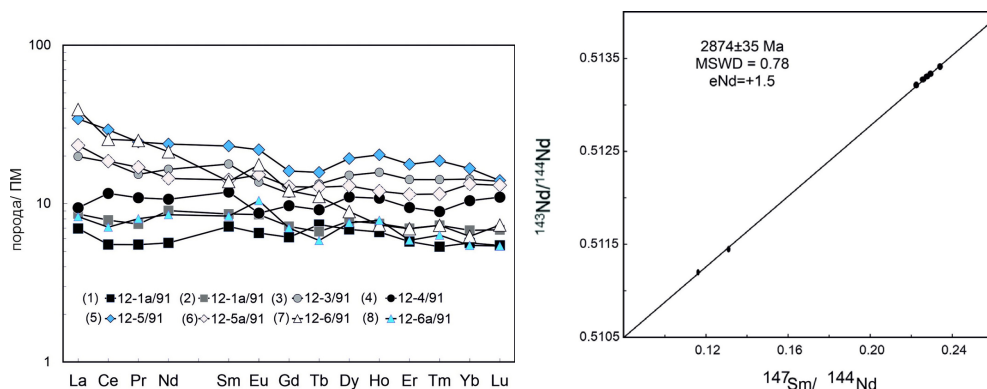


Рис. 2. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в породах дифференцированной подушки коматиита (а) и Sm-Nd эволюционная диаграмма (б) для пород дифференцированной подушки. и некоторые средние характеристики изотопно-геохимического состава пород зональности.

матиитовых базальтах внешней части подушки, а также более высокие концентрации лантаноидов в андезитах по сравнению с дацитами ликвата. Такие особенности распределения РЗЭ являются характерным признаком ликвационной дифференциации базитовых расплавов, установленных экспериментально [6] и выявленных в вариолитовых базальтах суйсарской свиты людиковия в Центральной Карелии [3].

Так как породы, слагающие конкретную подушку, представляют собой закрытую изотопно-геохимическую систему, а также благодаря кристаллизации плагиоклаза с соответствующими K_d расплав/лрз в дацитовом ликвате центральной части ядерной зоны подушки, удалось рассчитать с достаточной точностью линию регрессии с наклоном, отвечающем возрасту 2874 ± 35 , $\epsilon Nd = +1.5$ и СКВО 0.78 (рис. 2), который может интерпретироваться как возраст поверхностной кристаллизации коматиитов, а модельный возраст $T_{Nd(DM)}$ отвечает времени отделения первичного расплава коматиитов от мантийного протолита.

Первичные изотопные отношения Nd ($\epsilon Nd_T = +1.4 - +1.7$) в коматиитах зоны заделки подушки, а также распределения ЛРЗЭ ($LaN/YbN = 0.9 - 1.27$) в них (табл.) можно интерпретировать как свидетельства генерации первичных коматиитовых расплавов из «обогащенного» мантийного источника, в отличие от т.н. «Северных коматиитов» – производных плавления «хорошо перемешанного» и «длительно деплетированного» мантийного резервуара ($\epsilon Nd_T = +2.8$; $LaN/YbN = 0.4 - 0.5$) [7].

Способность коматиитовых расплавов к ликвационному разделению с образованием существенных объемов средних и кислых ликватов имеет значение не только для возможного объяснения присутствия среди пород рувинваарской свиты прослоев андезитов и дацитов, но является еще одним петрологическим дополнением к ранее предложенному внесубдукционному геодинамическому механизму происхождения андезитов в неархейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита [8].

Из-за высокой степени метаморфических изменений супракрустального комплекса Костомукшской зеленокаменной структуры, вне петрологического и геохимического объяснения остался целый ряд геологических наблюдений о морфологии потоков подушечных коматиитов. Прежде всего это относится к особенностям строения подушек, которые часто почти на 70–80 % состоят из ликвата среднекислого состава, а так же не закономерное присутствие в тех же потоках подушек, сложенных исключительно однородными коматиитами. Эти факты требуют дальнейшего изучения, что позволит подтвердить или опровергнуть высказанные предположения о контаминации первичных коматиитовых расплавов силикатным коровым веществом и/или их флюидного взаимодействия при контакте с морской водой, как возможных причин возникновения ликвационной дифференциации.

Работа выполнена по государственному заданию ИГГД РАН (FMUW-2025-0003).

- [1] Володичев О.И. О кислых дифференциатах коматиитовых и толеитовых базальтов Костомукшской структуры, Фенноскандинавский щит // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, 2009, с. 37–41.
- [2] Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland // Geological Survey of Finland, 2009, Bull. 403, 68 p.

- [3] Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦРАН, 2008, № 11, с. 120–134.
- [4] Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W. et al. Petrogenesis and Geochemistry of Archean Komatiites // *Journal of Petrology*, 2016, v. 57, p. 147–184.
- [5] Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 155, p. 57–74.
- [6] Watson E.B. Two-liquid partition coefficients Experimental data and geochemical implications // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 56, p. 119–143.
- [7] Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. ^{187}Os -enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 186, p. 513–526.
- [8] Вревский А.Б. Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неоархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита // *Петрология*, 2019, т. 27, № 2, с. 158–181.

РАСПРЕДЕЛЕННОЕ АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ (DAS) И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОФИЗИКЕ

В.В. Гравиров

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия,
gravirov@mail.ru*

Распределенное акустическое зондирование (DAS) в последние годы демонстрирует значительный рост своего применения и развития, что связано с его уникальными возможностями в области мониторинга и исследований. Эта технология, основанная на использовании оптоволоконных кабелей в качестве сенсоров, позволяет получать данные о вибрациях и акустических колебаниях через распределенные точки на протяжении всего кабеля. Однако, несмотря на свои преимущества, DAS не является идеальной технологией и сталкивается с рядом трудностей, особенно в области геофизики.

Одним из главных препятствий для широкого применения технологии DAS является его недостаточная метрологическая стандартизация. Каждый виртуальный датчик требует тщательной калибровки и определения множества параметров, таких как положение, ориентация, передаточная функция и уровень собственного шума. Эти параметры критически важны для обеспечения точности и надежности получаемых данных, поскольку правильное определение характеристик установки каждого виртуального датчика может существенно повлиять на интерпретацию результатов, особенно в сложных геологических условиях. Конечно, некоторые метрологические характеристики можно оценить заранее, если известны определенные факторы. К ним относятся тип используемого кабеля, глубина его прокладки, метод укладки, свойства грунта и его уплотнение, а также местные условия, такие как влажность и температура.

В настоящее время активно проводятся исследования, направленные на изучение возможных областей применения DAS и его сравнительные характеристики с традиционными геофизическими приборами, например сейсмометрами. Производятся сравнения их чувствительности, разрешающей способности и устойчивости к внешним воздействиям. Каждое из таких исследований имеет важное значение, поскольку оно способствует накоплению знаний и разработке рекомендаций по практическому применению DAS.

Таким образом, развитие распределенного акустического зондирования представляет собой динамичный процесс, который требует комплексного подхода к решению существующих проблем. Вклад каждого нового исследования является важным шагом в направлении повышения точности и надежности этой перспективной технологии.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ АНТЕННА ПРЕЦИЗИОННОГО МОНИТОРИНГА ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНОГО МАССИВА ОКОЛО ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

В.В. Гравиров, Д.В. Лиходеев

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия,
gravirov@mail.ru*

Знание количественной информации о тепловом потоке из недр Земли имеет основополагающее значение для более глубокого понимания взаимосвязи между флюидно-магматическими и геодинамическими процессами. Эти процессы играют критическую роль в формировании земной коры и могут оказывать значительное влияние на тектоническую активность. Исследование теплового потока позволяет лучше понять, как внутренние процессы Земли влияют на ее поверхность и климат. Однако, несмотря на важность этих данных, сегодня для прямых измерений глубинных температур доступны только первые километры земной коры. При этом прецизионные измерения температур зачастую затруднены ввиду присутствия повышенного уровня помех, которые возникают из-за значительных перепадов температуры воздушных масс в точках наблюдения. Эти перепады могут искажать данные и приводить к ошибкам в интерпретации результатов. В ответ на эти вызовы в Институте физики Земли РАН (ИФЗ РАН) была разработана уникальная прецизионная температурная антенна, установленная в Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН, расположенной в дальней штольне Баксанской нейтринной обсерватории на расстоянии порядка 4 км от устья штольни.

Чувствительные элементы температурной антенны были размещены как внутри специально пробуренных в стене штольни пятиметровых отверстий, так и на постаментах установки научного оборудования. Это комбинированное размещение позволяет более точно отслеживать изменение температур как в глубине горного массива, так и непосредственно в самой штольне. В результате, появляется возможность более эффективного анализа теплового потока и оценки его взаимодействия с другими геофизическими процессами.

Подобные исследования могут быть полезны не только для научного сообщества, но и для практических приложений, включая оценку сейсмической активности и прогнозирование вулканических извержений. Таким образом, разработка новых технологий измерения температуры в недрах Земли открывает новые горизонты для комплексного изучения геофизических процессов, что, в свою очередь, может способствовать более безопасному и устойчивому развитию регионов, подверженных геодинамическим воздействиям.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ И СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Е.И. Грохотов, В.К. Волкова, О.В. Арсентьева

*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
Санкт-Петербург, Россия, Grokhotov_EI@pers.spmi.ru*

Аннотация. В работе проведён сравнительный анализ геодинамических обстановок формирования ловушек углеводородов различных типов в глубоких (> 4 км) горизонтах двух нефтегазоносных провинций России – Тимано-Печорской (ТПНГП) и Северо-Кавказской (СКНГП). В ТПНГП доминируют унаследованные структуры, связанные с палеорифтовыми грабенами (горсты, валы), осложнённые соляной тектоникой и карбонатными постройками. В СКНГП преобладают ловушки орогенного генезиса – надвигово-складчатые дислокации и сложные приразломные структуры, сформированные в условиях интенсивного бокового сжатия. Выявлены наиболее перспективные для поисков залежей в глубоких горизонтах геодинамические обстановки: зоны сочленения палеорифтов и платформенных поднятий в ТПНГП и фронтальные зоны надвиговых систем в СКМНГП. Делается вывод о необходимости учёта полной геодинамической эволюции при прогнозировании ловушек глубоких горизонтов.

Освоение глубоких (свыше 4 км) и сверхглубоких горизонтов является стратегическим направлением восполнения ресурсной базы углеводородов (УВ) в России и мире. Успешность поисково-разведочных работ на этих глубинах в решающей степени зависит от понимания механизмов формирования и пространственного распределения ловушек УВ, что, в свою очередь, контролируется геодинамической эволюцией региона.

Цель работы – выявить и сопоставить характер геодинамических обстановок формирования ловушек углеводородов в глубоких горизонтах ТП и СКМ НГП. В качестве глубоких горизонтов рассмотрены комплексы, залегающие ниже региональных соленосных или глинистых покровов, а также верхняя часть кристаллического фундамента.

Анализ геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов.

Тимано-Печорская НГП: внутриплитная модель с палеорифтовым наследием. ТПНГП расположена на северо-восточной окраине Восточно-Европейской древней платформы, примыкает к складчатому поясу Полярного Урала и Пай-Хоя. Это классический пример передового (краевого) прогиба и прилегающей части платформы, испытавших влияние соседнего орогена. Общий ход развития Урала предопределил последовательность основных этапов развития бассейна: рифтового, континентальной окраины, краевого прогиба и плитного чехла [1]. Уникальность ТПНГП заключается в сочетании платформенных и орогенных геодинамических обстановок в пределах одного бассейна. Это делает её крайне сложным, но перспективным объектом для изучения.

Таблица 1

Факторы геодинамического контроля исследуемых провинций

Параметр контроля	Тимано-Печорская НГП	Северо-Кавказская НГП
Главный тектонический режим	Вертикальные колебательные движения, унаследованность. Преобладание растяжения (рифтогенез), сменяемого сильным сжатием (инверсия).	Мощное горизонтальное сжатие (орогенез). Растяжение (рифт) – лишь ранний, часто переработанный этап.
Тип деформаций	Изгибные, блоковые.	Складчато-надвиговые, сдвиговые.
Время формирования ловушек	Длительное, полистадийное. Основные структуры заложены в рифее-палеозое, реактивированы в мезозое.	Кратковременное и позднее (неогеновый период).
Связь с глубинными разломами	Ловушки тяготеют к контурам и сочленениям палеорифтов.	Разломы фундамента переработаны в надвиги, их следы могут быть скрыты.
Основные структуры формирования ловушек	– Унаследованные горсты и полугорсты палеорифтов – Вали и мегавалы над бортами и сочленениями палеорифтов – Структуры, осложнённые соляной тектоникой – Рифогенные массивы	– Надвигово-складчатые структуры – Структуры погребённых горстов мезозойских рифтов – Приразломные и клиновидные ловушки в зонах надвигов

Северо-Кавказская НГП: орогенная модель активной окраины. СКНГП – это мезозойско-кайнозойский осадочный бассейн, сформированный на конвергентной границе литосферных плит, где процессы субдукции, коллизии и формирование краевых прогибов создали уникальные условия для генерации и аккумуляции углеводородов. Провинция расположена в зоне сочленения двух крупнейших структур: На севере – Скифской плиты (палеозойского основания, консолидированного в герцинскую эпоху, перекрытого мезозойско-кайнозойским чехлом), на юге – альпийского складчатого пояса Большого Кавказа. Между ними лежит система передовых (краевых) прогибов (Индо-Кубанский, Терско-Каспийский), являющихся главными нефтегазоносными районами. Коллизия с блоком Большого Кавказа привела к интенсивному боковому сжатию, формированию системы надвигов и шарьяжей, резкому прогибанию передового прогиба и накоплению мощной молассы (майкопская серия), в результате чего глубокие горизонты испытывали интенсивные горизонтальные деформации и дробление.

Исходя из геодинамики исследуемых регионов (табл. 1) были выделены основные факторы, определяющие специфические черты каждого из них, определяющие формирование характерных структурных форм ловушек УВ.

Результаты. При сопоставлении двух крупных нефтегазоносных бассейнов – Тимано-Печорского и Северо-Кавказского — обнаруживается некоторое сходство эволюционных сценариев, прошедших этапы от рифтогенного растяжения до интенсивной складчатости. Именно этот путь предопределил формирование глубоко-залегающих поднадвиговых комплексов, нередко ассоциированных с мощными солевыми флюидоупорами.

Механизмы формирования надвиговых поясов: роль соляной тектоники

Наиболее ярким доказательством общности геодинамических процессов служит присутствие в обеих провинциях соленосных надвиговых поясов, являющихся зонами дисгармоничной складчатости [2]. Для Восточного Предкавказья, в частности Терско-Сунженской зоны, такие структуры давно признаны высокоперспективными. Прямым аналогом в Тимано-Печорском бассейне выступает гряда Чернышева в Предуралье. В обоих случаях соли верхнеордовикского (для ТПП) и верхнеюрского (для Кавказа) возраста играли роль не пассивного субстрата, а активного агента тектонических деформаций. Сходство определяется конкретными механизмами: соли служили поверхностью расслоения осадочного чехла [3], по которой происходило широтное распространение складчатых деформаций на значительные расстояния. Выдавливание солей в ядра антиклинальных зон (характерное для Терско-Сунженской области) приводило к образованию высокоамплитудных надсолевых складок, вмещающих уникальные месторождения (Старогрозненское, Октябрьское). Аналогичный процесс фиксируется в Косью-Роговской впадине ТПП, где сжатие и выдавливание солей сформировало мощные надвиговые деформации (рис. 1).

Выводы. Проведенный анализ показывает, что, несмотря на значительные различия в деталях строения и возрасте соленосных толщ (ордовикские соли ТПП против юрских солей Кавказа), геодинамическая эволюция Тимано-Печорской и Северо-Кавказской провинций на ранних этапах развивалась по единому сценарию: рифтогенное растяжение → коллизионное сжатие → формирование надвиговых

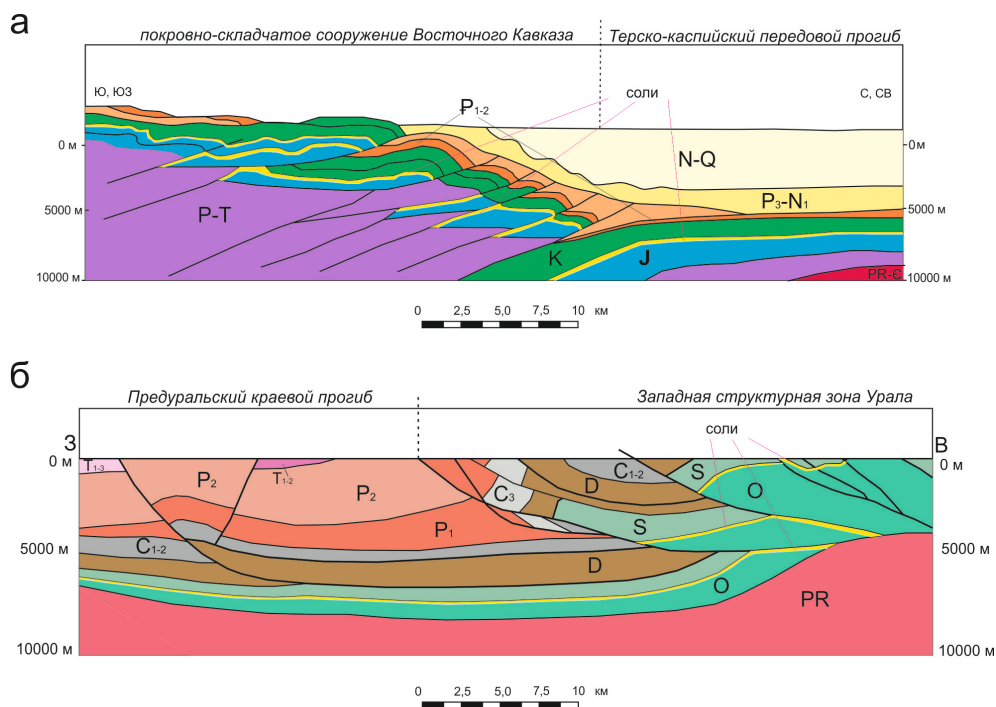


Рис. 1. Сопоставление схем сочленения прогиба и складчатых сооружений Северо-Кавказской (а) и Тимано-Печорской (б) провинций [4, 5 с дополнениями авторов]

поясов с активной соляной тектоникой. Ключевую роль при этом играл геодинамический контроль, который на всех этапах развития бассейнов определял режим напряжений, характер деформации осадочного чехла и, как следствие, механизмы формирования структурных ловушек. Именно эта общность геодинамических обстановок предопределила формирование аналогичных типов структурных и комбинированных ловушек, что делает методологически обоснованным перенос успешных поисковых моделей из одной провинции в другую и открывает новые перспективы для выявления глубокозалегающих залежей в пределах сложнопостроенных зон осадочных бассейнов.

Работа выполнена по государственному заданию FSRW-2024–0008 «Исследование термодинамических процессов Земли с позиции генезиса углеводородов на больших глубинах»

- [1] Соборнов К.О. Геодинамический контроль нефтегазоносности Предуралья Георесурсы, 25(2), с. 187–202. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.13>
- [2] Соборнов К.О. Ресурсный потенциал гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн) в контексте новых данных о строении и продуктивности соленосных надвиговых поясов. Георесурсы. 2022; 24(1):36-50. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.1.4>
- [3] Ступакова А.В. Тимано-Печорский бассейн. Строение и основные этапы развития. Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 56–64. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.7>
- [4] Погорелова Е. Изучение геодинамических аспектов геологического развития Терско-Каспийского прогиба в связи с нефтегазоносностью / Е. Погорелова // Norwegian Journal of Development of the International Science. – 2021. – № 69–1.
- [5] Национальный Атлас России, интернет-ресурс <https://nationalatlas.ru/tom2/40-43.html>

ГЛУБИНА ИЗОТЕРМЫ КЮРИ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ; КОРОВЫЕ И МАНТИЙНЫЕ ТЕПЛОВЫЕ АНОМАЛИИ

А.Н. Диденко^{1,2}, М.Ю. Носырев², Г.З. Гильманова², М.Д. Хуторской¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, gin@ginras.ru

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
Хабаровск, Россия, itig@itig.as.khb.ru

Изучение структуры магнитоактивного слоя континентов и океанов, минералов, определяющих его намагниченность, является весьма важной задачей в науках о твердой Земле. Для океанической коры основной задачей является установление источников линейных магнитных аномалий (включая тип, концентрацию, положение в разрезе носителей остаточной намагниченности), что позволяет определить скорость спрединга и датировать геологические события, связанные с геодинамическими особенностями различных океанических бассейнов. Для континентальной коры задач несколько, вот две главные: 1) выявление магнитных тел, с которыми связаны месторождения железа, меди, никеля и др.; 2) определение глубин кровли и подошвы магнитоактивного слоя, положение которых обусловлено как палео-, так и современными геодинамическими процессами, определяющими мантийную и коровые составляющие теплового потока. Основным методом определения глубины нижней границы магнитоактивного слоя является спектральный анализ аномального магнитного поля (АМП). Наличие этой границы обусловлено повышением температуры с глубиной и переходом акцессорных магнитных минералов, определяющих магнетизм горных пород, из ферромагнитного (ферримангнитного) состояния в парамагнитное. В англоязычной литературе эту границу часто называют “Curie Point Depth” (CPD).

Для территории юга Дальнего Востока России определения CPD, за исключением работы [1], не проводились, хотя на сопредельных территориях Китая и Японии выполнено несколько региональных работ [2–5 и др.]. Для восполнения этого пробела в качестве объекта расчета CPD нами была выбрана Амурская литосферная плита, являющаяся одной из основных тектонических мегаструктур юго-востока Евразийского континента на позднемезозойском-кайнозойском геодинамическом этапе. В ранних глобальных моделях литосферных плит Амурская плита не существовала, но после работ Л.П. Зоненшайна с соавторами [6 и др.] она фигурирует практически во всех современных глобальных моделях.

Основой проведенных нами расчетов глубин магнитных источников в земной коре Амурской литосферной плиты являлись метод центроида [3, 7] и глобальная модель магнитного поля Земли – EMAG2v3 [8]. Вычисления выполнены в скользящем окне размером 200×200 км с перекрытием в 100 км. По площади Амурской плиты и прилегающих территорий расчеты были проведены для 880 квадратов, 259 из которых находятся непосредственно в границах плиты. Учитывая, что модель EMAG2v3 представлена трансформацией на высоту 4 км относительно геоида и

перепад высот рельефа в пределах Амурской плиты составляет более 5.7 км, в расчеты глубин магнитных источников были введены соответствующие поправки.

Расчеты глубин магнитных источников Амурской плиты показали следующее:

1) абсолютные отметки кровли магнитоактивного слоя варьируются от 4 до 15 км при среднем 10 ± 2 км. Минимальные глубины кровли наблюдаются для южной части плиты в пределах Японского моря;

2) абсолютные отметки подошвы магнитоактивного слоя варьируются от 15 до 38 км при среднем 25 ± 5 км. Максимальные глубины подошвы наблюдаются для центральной (бассейн Сунляо, Малый Хинган) и юго-восточной (Японские острова) частей плиты. Наиболее приподнятые участки подошвы (поверхности Кюри) наблюдаются на северо-западной, северной и восточной участках – зонах взаимодействия Амурской плиты с Тихоокеанской на востоке и Евразийской на северо-западе и севере плитами;

3) мощность магнитоактивного слоя варьируется от 2 до 30 км при среднем 14 ± 6 км. Наибольшие и наименьшие мощности слоя хорошо коррелируются с глубиной его подошвы. Наибольшая – в центральной и юго-восточной, наименьшая – в северо-западной, северной и восточной частях плиты.

Попытка коррелировать полученную в настоящей работе модель CPD Амурской плиты с прямыми замерами теплового потока [9] в пределах последней не удалась. Поэтому для корреляции CPD с глубинным строением плиты были использованы опубликованные данные по термоплотностным глобальным моделям. Одна из них, использованная в настоящей работе, – глобальная модель строения земной коры и верхней мантии с разрешением $1 \times 1^\circ$ LITHO-1.0 [10], построенная на основе сейсмологических данных и включающая несколько десятков глубинных карт-срезов в растровом формате различных геолого-геофизических характеристик.

Исследованные корреляционные связи между CPD, с одной стороны, и рядом геолого-геофизических характеристик (магнитуда и глубина землетрясений, скорость сейсмических волн, мощность коры и литосферы и др.), с другой, показали, что их можно интерпретировать наличием в пределах Амурской плиты двух типов тепловых аномалий – коровых и мантийных.

Самая большая мантийная тепловая аномалия по площади проявлена под Японским морем, по модели LITHO-1.0 [10] значения V_p/V_s находятся в интервале 1.80–1.85. Это объясняется процессами рифтогенеза в задуговом бассейне, начавшегося в конце олигоцена, и генерацией флюидов и магматических камер над Тихоокеанским слэбом, погружающимся под Амурскую плиту. В центральной части Японского моря CPD поднимается до 20–25 км.

Вторая мантийная тепловая аномалия, по площади мало уступающая первой, проявлена в северо-восточной части плиты. В ее пределы попадают различные по возрасту и генезису тектонические структуры: юго-восточная часть Алданского щита, восточная ветвь Монголо-Охотского и северная часть Сихотэ-Алиньского орогенов, часть Амуро-Зейского бассейна. По модели LITHO1.0 значения V_p/V_s в пределах этой аномалии находятся в интервале 1.77–1.79, тогда как в окружающих аномалию с юга, запада и севера континентальных областях эта величина не превосходит 1.75. В центральной части Буреинской мантийной аномалии CPD составляет 15–20 км.

Коровая аномалия находится в северо-западной части плиты и связана она с наличием здесь крупнейших в мире гигантских гранитоидных батолитов – Ангаро-

Витимского, Хангайского и Хэнтэйского. Вклад корового радиогенного и редуцированного (мантийного) теплового потока был рассчитан для Хангайского и Хэнтэйского массивов Центральной Монголии на основании определения концентрации долгоживущих изотопов U, Th и K в ядрах скважин [11]. Доля корового теплового потока составляет 40–45 %, а мощность слоя активной теплогенерации – 17–20 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00023-П (<https://rscf.ru/project/22-17-Q0023/>).

- [1] Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // Доклады Академии Наук, 2017. Т. 477, № 3, с. 352–356. DOI: 10.7868/S0869565217330209.
- [2] Gao G., Kang G., Li G., Bai C. Crustal magnetic anomaly and Curie surface beneath Tarim Basin, China, and its adjacent area // Canadian Journal of Earth Sciences, 2015, Vol. 52, No. 6, p. 357–367. <https://doi.org/10.1139/cjes-2014-020>.
- [3] Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics, 1999, Vol. 306, Issues 3–4, p. 461–470. Doi:10.1016/S0040-1951(99)00072-4.
- [4] Wang J., Li C-F. Curie point depths in Northeast China and their geothermal implications for the Songliao Basin. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, V. 163, p. 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.05.026>.
- [5] Xiong Sheng-Qing, Yang Hai, Ding Yan-Yun, Li Zhan-Kui. Characteristics of Chinese continent Curie point isotherm // Chinese Journal of Geophysics, 2016, Vol.59, No. 6, p. 643–657. DOI: 10.6038/cjg20161008.
- [6] Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Доклады АН СССР, 1978, Т. 240, № 3, с. 669–672.
- [7] Spector A., Grant, F.S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics, 1970, Vol. 35, No. 2, p. 293–302.
- [8] Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and error analysis of the earth magnetic anomaly grid at 2 arc min resolution version 3 (EMAG2v3). Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2017, V. 18, p. 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>.
- [9] The Global Heat Flow Database: Release 2024 (<https://doi.org/10.5880/fidgeo.2024.014>).
- [10] Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2014, V. 119, No. 3, p. 2153–2173. <https://doi.org/10.1002/2013JB010626>.
- [11] Тепловой режим недр МНР / М.Д. Хуторской, В.А. Голубев, С.В. Козловцева и др. М.: Наука, 1991, 127 с.

НЕОЖИДАННАЯ ДЕФОРМАЦИЯ РАСТЯЖЕНИЯ ПЕРЕД КАМЧАТСКИМ МЕГАЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ РЕГИОНА С УЧЕТОМ ИДЕЙ АКАДЕМИКА ДОБРЕЦОВА

П.А. Докукин¹, В.И. Кафтан²

¹Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы,
Москва, Россия, dokukin-pa@rudn.ru

²Геофизический центр РАН, Москва, Россия, v.kaftan@gcras.ru

Одно из сильнейших исторических мегаземлетрясений мира с М8.8 произошло 29 июля 2025 года в 23:24:52 (UTC) в Курило-Камчатском регионе более чем в ста км от Петропавловска-Камчатского. Землетрясение почти не принесло жертв и не сопровождалось значительным цунами. Тем не менее, неординарность и уникальность события активизировали междисциплинарные исследования в разных областях наук о Земле.

Современные движения и деформации земной коры ярко проявляются в связи с сильными землетрясениями и вулканической активностью. Для изучения процесса подготовки мегаземлетрясения нами были использованы непрерывные ГНСС-

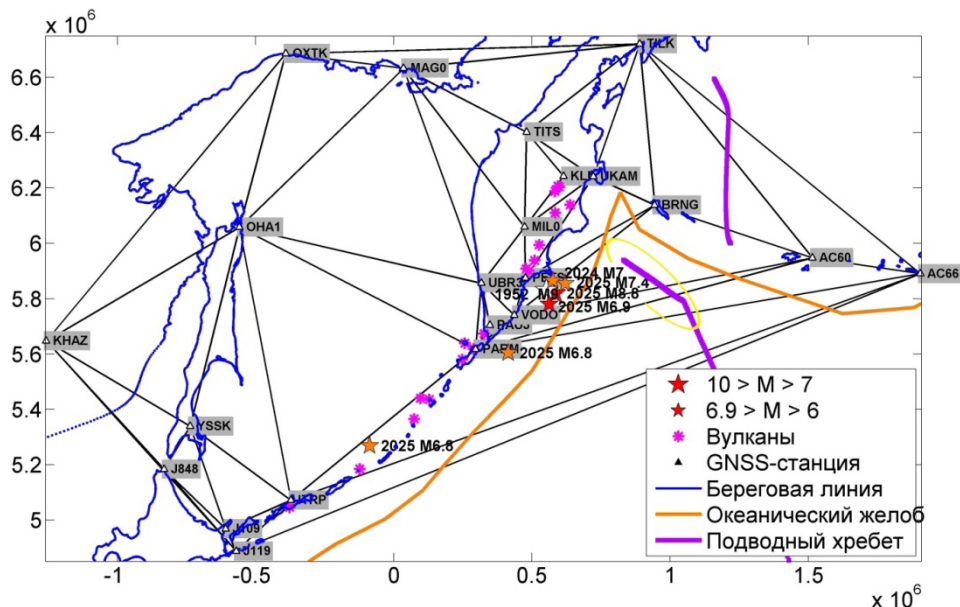


Рис. 1. Схема региона исследований. Наблюдательная сеть, главные тектонические элементы и сильнейшие землетрясения 2024–2025 гг. Красные звёзды – мегаземлетрясение и его сильный афтершок 2025 года. Оранжевые звезды – сильные землетрясения, предшествующие мегаземлетрясению. Белая звезда – мегаземлетрясение 1952 года.

наблюдения на станциях контрольной сети регионального масштаба. Сеть состояла из 22 станций. Начальная эпоха использованных временных рядов ежесуточных координат отнесена к 2020.01.01, конечная – 2025.08.01.

По координатам временных рядов на каждые сутки для треугольников триангуляции Делоне вычислялись горизонтальные деформации дилатации и полного сдвига. Получали пространственные цифровые, а за тем графические модели – кадры пространственного распределения деформаций. Эти кадры объединялись в единые анимации, синоптический анализ которых позволил отследить их накопление на протяжении пяти лет перед землетрясением, проанализировать их особенности и выдвинуть предположения об их роли в подготовке главного сейсмического события. Синоптические анимации пространственно-временных изменений движений и деформаций земной коры представлены в открытом доступе в Базе данных наук о Земле [3–5].

В докладе мы обращаем внимание на эволюцию горизонтальной дилатации, накопленной за более чем 5 лет перед Камчатским мегаземлетрясением. Дилатация – первый инвариант тензора деформации, относительное изменение площади конечного элемента исследуемой модели поля деформации. Точность определения дилатации обобщенно характеризуется значением 10^{-7} . Синоптическая анимация пространственно-временных изменений дилатации представлена в [5]. На рис. 2 показано пространственное распределение дилатации в связи с сейсмической активностью на полдень 29 июля 2025 года (UTC).

Первое, что обращает на себя внимание, это существенное различие в характере деформации северо-восточной и юго-западной частей Курило-Камчатского региона. Это различие качественно согласуется с гипотезой академика Добрецова

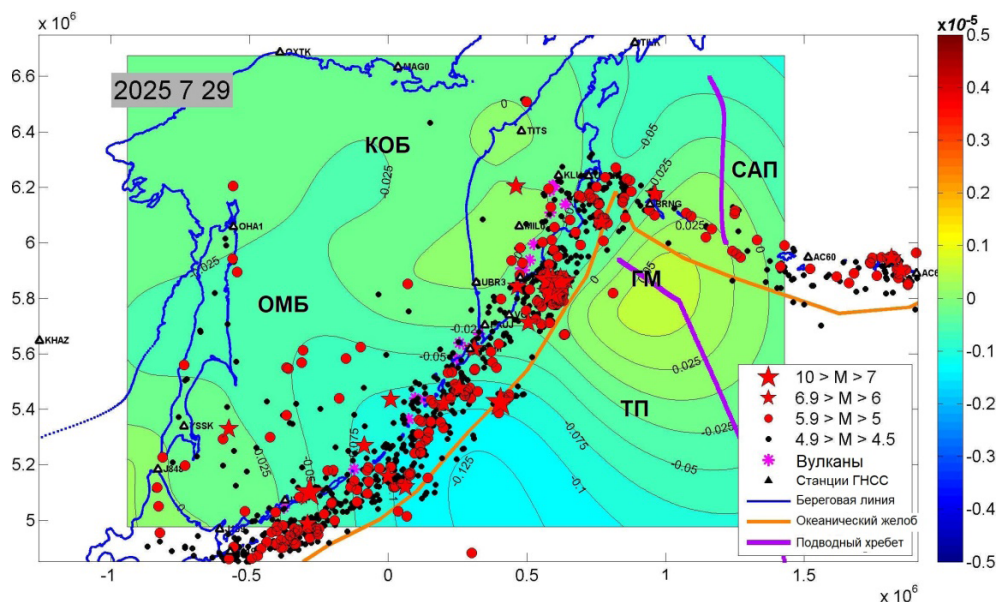


Рис. 2. Горизонтальная деформация дилатации, накопленная более чем за пять лет перед Камчатским мегаземлетрясением 2025 года. ГМ – гайот Мейджи. КОБ – Камчатско-Охотский блок. ОМБ – Охотоморский блок. САП – Северо-Американская плита. ТП – Тихоокеанская плита.

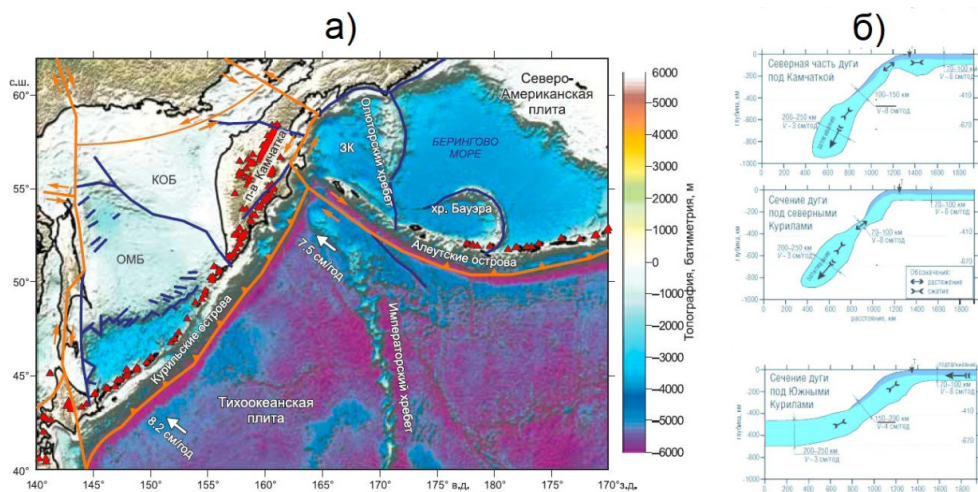


Рис. 3. Основные тектонические элементы региона (а) и модели слэба Курило-Камчатской зоны субдукции (б) по результатам исследований Н.Л. Добрецова и др. [1].

и соавторов [1] о разделении Охотской микроплиты на Камчатско-Охотский (рис. 2, растяжение) и Охотоморский (рис. 2, сжатие) блоки низшего порядка (см. рис. 3а). Южная область сжатия простирается внутрь блока, что не противоречит протеканию процесса субдукции, тогда как в области западного побережья Камчатки горизонтальное сжатие весьма слабое. Эти особенности также согласуются с моделями слэба (рис. 3б), где для зоны побережья Камчатки имеет место крутое «затягивание» в мантию, а в районе Курильской гряды – пологое подталкивание жесткой коры, сопровождающееся характерным сжатием (рис. 2). Указанные различия качественно отражены также в батиметрии региона (рис. 3). Вероятно, здесь свою роль также играет различие реологии «жесткой» земной коры суши и «пластичной» коры морской акватории.

В работе академика Добрецова [1] также рассматривается присутствие мантийного плюма под гайотом Мейджи, обнаруженное в исследованиях [2]. Горизонтальное положение головы плюма совпало с обнаруженным нами экстремумом деформации растяжения (рис. 2). Это обстоятельство качественно не противоречит центробежным силовым процессам в вершине плюма, причиной которых могут быть как давления, так и температурные воздействия. Остается неизученным, в какой степени эти подкоровые осе-симметрические растяжения могут отражаться на поверхности земной коры и влиять на подготовку землетрясения. Эта взаимосвязь требует специального исследования. Подобное явление имеет место в районе тройного сочленения Кайкоура (Новая Зеландия). Как показали наши прежние исследования, глубинные вулканические процессы на склоне вулкана Этна, в акватории залива Катанья (Италия), подобным образом отразились на кинематике движений береговых ГНСС-станций в форме растяжения земной коры района Калабрии и Сицилии.

- [1] Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 6, с. 830–851.

- [2] Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume ocean wards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // *Geophysical Journal International*, 2001, 146 (2) 282–288 <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01439.x>
- [3] Dokukin P.A., Kaftan V.I., Titkov N.N., Chebrov D.V. Five-Year Evolution of Regional Seismicity and Deficit of Internal Crustal Displacements According to GNSS Data in Connection with the Kamchatka Megathrust Earthquake of 2025 // GCRAS, Moscow, 2025. <https://doi.org/10.2205/esdb-kamchatka-2025>
- [4] Dokukin P.A., Kaftan V.I., Titkov N.N., Chebrov D.V. Five-Year Evolution of Regional Seismicity and Total Shear Strain to GNSS Data in Connection With the Kamchatka Megathrust Earthquake of 2025 // GCRAS, Moscow, 2025. <https://doi.org/10.2205/esdb-kamchatka-tss-2025>
- [5] Dokukin P.A., Kaftan V.I., Titkov N.N., Chebrov D.V. Five-Year Evolution of Regional Seismicity and Horizontal Dilatation According to GNSS Data in Connection With the Kamchatka Megathrust Earthquake of 2025 // GCRAS, Moscow, 2025. <https://doi.org/10.2205/esdb-kamchatka-hd-2025>

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИСЧЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

К.О. Дылевский^{1, 2}, Ю.В. Фролова²

¹ ООО «БИВЕР ГРУПП», k_dylevskiy@mail.ru

² МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Мергельно-меловая формация верхнего мела широко распространена в Центральной России, включая северо-западную окраину Воронежской антеклизы, и нередко служит основанием сооружений различного назначения. В связи с возрастающим темпом застройки данных территорий вопрос изучения формации приобретает все большую актуальность. Одним из дискуссионных вопросов остается классификационное положение мела – отнесение его к дисперсным или полускальным грунтам: традиционно мел рассматривается как полускальный грунт [1, 2], однако при водонасыщении многие его разности размокают. Целью работы является сравнительная инженерно-геологическая характеристика мелов, выявление различий в их составе, строении и физико-механических свойствах.

Мел и мергели представляют собой планктоногенные образования из известковых остатков (кокколитофоров, фораминифер), формировавшиеся в максимум морской трансгрессии на глубинах 200–500 м. В Воронежской антеклизе эти породы подвергались преимущественно эпигенезу при незначительном гравитационном уплотнении. Песчаный мел – рыхлая слабосцементированная карбонатная порода с содержанием кокколитофоридов 15–70 %, высокодисперсного кальцита 35–50 % и аморфного кремнезема до 10 % [3–5].

Северо-западная часть Воронежской антеклизы приурочена к Днепро-Деснинской впадине, Брянскому и Курскому поднятиям. Верхнемеловые отложения (K_2) залегают повсеместно и представлены белым писчим мелом ($CaCO_3 > 90$ %, пористость до 45 %) и мергелями ($CaCO_3$ 40–75 %) с примесью иллита, смектита, кремнезема. Мощность толщи составляет 30–70 м, достигая 90 м в Курской области. Перекрываются породы четвертичными суглинками и супесями мощностью 5–25 м [6, 7].

Литологическая характеристика и макростроение. Мел светло-серый до белого, липнет к рукам; при замачивании полностью теряет форму в течение 10 минут.

По данным микрофотографии мел имеет блочное строение с субвертикальными границами блоков шириной 1–5 мм. На контактах блоков формируются более плотные зоны шириной до 0,5 мм – результат взаимодействия с нисходящими поверхностными водами (рис. 1).

Минеральный состав. Мел практически чисто карбонатный: содержание кальцита превышает 98–100 %.

Гранулометрический и микроагрегатный составы. Преобладают фракции $< 0,05$ мм, соответствующие размерам кокколитофоридов (0,003–0,004 мм по РЭМ). Мел характеризуется высокой агрегированностью частиц: коэффициент агрегиро-

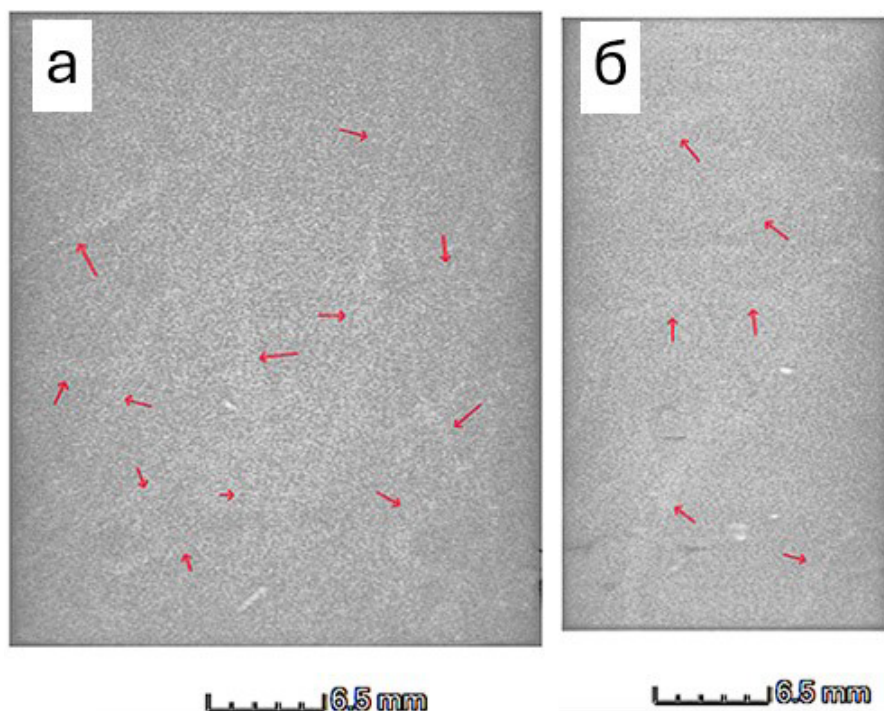


Рис. 1. Строение грунтов по данным компьютерной микротомографии: а) брянский мел; б) курский мел. Красными стрелками указаны границы блоков (фото А.Б. Ермолинского).

ванности фракции $<0,005$ мм у брянского мела превышает 34, у курского – стремится к бесконечности. По классификации В.В. Охотина относятся к тяжелым пылеватым суглинкам – пылеватым глинам.

Физические свойства (табл. 1). Плотность мела составляет 1,75–1,81 г/см. Пористость мела (46–49 %). Гигроскопическая влажность мела близка к нулю. Естественная влажность у мела высокая (34–39 %). По числу пластичности породы относятся к супесям и суглинкам ($I_p = 2-8$ %), по показателю текучести мел – текучий, текучепластичный.

Прочностные и деформационные характеристики (табл. 2). Полученные значения существенно ниже литературных [8, 9]. Угол внутреннего трения мела (30–36°), что обусловлено большим содержанием глинистой составляющей в последних. Сцепление для всех пород составляет 60–80 кПа – значительно меньше классических оценок (700–800 кПа). Низкие значения сцепления мела могут быть связаны с его блочной структурой: разрушение происходит по контактам блоков. Модуль у мела имеет большой разброс значения, что связано с его внутренним строением. Коэффициент Пуассона равен 0,28–0,29.

Таблица 1

Физические свойства исследованных грунтов

Порода	Область	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	W, %	n, %	I_p , %	IL
Мел	Брянская	1,75	2,70	1,39	39	49	2,1	1,0
Мел	Курская	1,81	2,72	1,48	34	46	3,3	1,3

Таблица 2

Прочностные и деформационные характеристики грунтов (трехосное сжатие)

Порода	Область	$\varphi, ^\circ$	$c, \text{кПа}$	$E, \text{МПа}$	ν
Мел	Брянская	37	81	41–145	0,29
Мел	Курская	30	72	51–75	0,28

Меловая толща представляет собой специфический тип карбонатных пород, сочетающий черты полускальных и дисперсных грунтов. Мел сложен почти чистым кальцитом с блочной структурой и плотными межблоковыми контактами. Физические характеристики хорошо согласуются с литературными данными: пористость мела 46–49 %. Прочностные показатели оказались существенно ниже классических оценок: сцепление составило 60–81 кПа против 700–800 кПа по литературным источникам, что обусловлено блочным строением и скрытой трещиноватостью пород. Породы высокочувствительны к увлажнению: от относительно устойчивого состояния в сухом виде до резкого снижения прочности и размокания при водонасыщении.

- [1] Маслов Н.Н. Инженерная геология. М.: Госстройиздат, 1957.
- [2] Приклонский В.А. Грунтоведение, ч. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
- [3] Трофимов В.Т., Вознесенский Е.А., Королев В.А. Инженерная геология. Т. 1. М.: КДУ, 2011.
- [4] Горькова И.М. и др. Природа прочности и деформационные особенности мела. Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, т. 44.
- [5] Носов Г.И. Литология и инженерно-геологическая характеристика писчего мела долины Дона. М., 1956.
- [6] ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация.
- [7] Сергеев Е.М., Сидорова Г.А. К вопросу о составе и свойствах меловых толщ Воронежской области // Вестник МГУ. 1950. № 12.
- [8] Дзилна И.Л. Об инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород восточной части БССР. Минск, 1960.
- [9] Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб, 1912.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ,
ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
И СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА
В РАМКАХ ЗОНАЛЬНО-БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

А.С. Егоров

*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
Санкт-Петербург, Россия, Egorov_AS@pers.spmi.ru*

Аннотация. В работе проводится обоснование методической схемы изучения глубинного строения земной коры, реализуемой в рамках «зонально-блоковой модели». Охарактеризована фактологическая основа региональных исследований и выполнена оценка информативности каждого из геофизических методов в моделировании главных структурно-вещественных неоднородностей земной коры – тектонических границ блоков и межблоковых зон, отдельных разрывных нарушений, других границ и ареалов радиальной расслоенности и латеральной зональности земной коры. Охарактеризованы параметры строения и состава геодинамических обстановок растяжения, сжатия и сдвига и особенности их моделирования средствами разведочной геофизики. Выполнено тектоническое районирование Северной Евразии и смежных океанических бассейнов по возрасту завершающей складчатости и с учетом типа земной коры. Эти построения обосновываются глубинными разрезами, построенными вдоль опорных геофизических профилей (геотраверсов), пересекающих основные геоструктуры континента и прилегающего шельфа.

Обобщенная модель земной коры складчатой области. Комплексирование данных сейсморазведки (ГСЗ, МОВ-ОГТ), сейсмотомографических и магнитотеллурических исследований, глубинного геотермического моделирования и решения обратных задач гравитационного и магнитного полей позволяет, в общем случае, выделить в сечении разреза земной коры ареалы со стационарным распределением физических параметров, отвечающие блокам с корой континентального типа, и зоны градиентов полей или нарушения их стационарности, маркирующих положение межблоковых зон [1]. Объекты этих типов выделяются в структурах коллизионных орогенов, разрез которых в общем случае включает деформированные блоки древней континентальной коры и межблоковые сутурные зоны клиновидной морфологии [2]. Разрезы классических обстановок растяжения – рифтов (внутриконтинентальных и межконтинентальных красноморского типа) – также включают континентальные блоки, разделенные утоненной базифицированной корой рифтогенного или океанического типов. Даже более сложные по внутреннему строению региональные сдвиговые зоны проявляются в виде центриклинальной системы верхнекоровых дислокаций, замыкающихся на субгоризонтальную зону хрупко-пластического перехода (ХПП); в разрезе средней – нижней коры трассируется

Таблица 1

**Принципы построения легенды схемы тектонического районирования
Севера Евразийского континента и прилегающих океанических акваторий
по возрасту завершающей складчатости в рамках зонально-блоковой модели
земной коры**

Стратиграфическая шкала				Врем. интервалы тектонических циклов Бертрама в океанах и подвижных поясах неогена (по В.Е.Ханину)	Тип коры Блоки Межблоковые зоны	Геоструктуры Северной Евразии
Эра	Период	Индекс	Врем. интервал (млн. лет)			
кайнозой	Неоген-четвертичный	N-Q	24	Альпийский		Кавказская складчатая область (СО) Караяско-Камчатская (СО) Сахалин-Сихотэ-Алиньская (СО)
	Палеоген	P	65			
МЕЗОЗОЙ	Мел	K	142	Киммерийский		Новосибирская СО Верхояно-Колымская СО Колымо-Омолонская СО Амурская СО Байкальская СО (юж. часть)
	Юра	J	206			
	Триас	T	248			
ПАЛЕОЗОЙ	Пермь	P	290	Герцинский		Уральская СО Центрально-Западно-Сибирская СО Скифская плита Таймыро-Североземельская СО
	Карбон	C	354			
	Девон	D	417	Каледонский		Казахстанская СО Алтае-Саянская СО Байкальская СО (сев. часть)
	Силур	S	443			
	Ордовик	O	495			
	Кембрий	Э	545			
ПРОТЕРОЗОЙ	Венд	V	650	Байкальский		Тимано-Печорская СО Енисейская СО Таймырская СО
	Рифей	R	1600	Гренвилльский		Баренцевоморская СО Северо-Карская СО Гиперборея
	Ранний протерозой	PR ₁	2500	Карельский		Восточно-Европейская платформа Сибирская платформа
АРХЕЙ	Архей поздний	AR ₂	2800			
	Архей ранний	AR ₁				

относительно узкий глубинный канал [3]. Эти заключения позволили гармонично совместить два принципа районирования Евразийского континента: тектонический – по возрасту завершающей складчатости, обоснованный еще в 19-м веке Эли де Бомом, и геолого-геофизический – по типу разреза земной коры с выделением блоков и межблоковых зон [1]. Составленная в соответствии с этим подходом легенда представлена в таблице 1.

Результаты моделирования. Тектоническое районирование по возрасту завершающей складчатости предполагает выделение: древних платформ (карельская орогенция – красно-розовая цветовая гамма); нерасчлененных гренвилльско-байкальских складчатых областей (сиреневая цветовая гамма), каледонских складчатых областей (синяя цветовая гамма), герцинских складчатых областей (коричневая цветовая гамма), киммерийских складчатых областей (болотная цветовая гамма), альпийских складчатых областей (желтая цветовая гамма). Интенсивность цвета в пределах гаммы отвечает блокам с древней корой континентального типа (светлый тон) и межблоковым зонам (темный тон); тип коры устанавливается по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов.

Консолидированный фундамент складчатых областей перекрывается разновозрастными осадочными бассейнами, строение которых раскрывается на отдельной тектонической схеме. На последней древние Восточно-Европейская и Сибирская платформы перекрываются рифейско-кайнозойским чехлом; осадочные бассейны Тимано-Печорского, Баренцевоморского, Северо-Карского бассейнов и северной части Гипербореи имеют позднерифейско-кайнозойский чехол; Западно-Сибирский, Южно-Карский и Хатангский бассейны характеризуются мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом; впадины Охотоморского региона, морей Лаптева, Восточно-Сибирского и Чукотского морей обладают кайнозойским чехлом.

Особенности глубинного строения кратонов и разновозрастных складчатых областей обосновываются глубинными разрезами земной коры, построенными в сечениях опорных геофизических профилей (геотраверсов).

В пределах Восточно-Европейской платформы сейсморазведкой МОВ-ОГТ изучены особенности строения Печенгской и Карельской раннепротерозойских рифтогенных структур, деформированных на завершающей стадии карельского орогенеза.

Разрезы Баренцевоморской, Северо-Карской плит и шельфа моря Лаптевых изучены в сечениях океанических геотраверсов 1-АР, 2-АР, 3-АР, 4-АР и др. Наиболее интересный разрез Енисейской складчатой области построен в сечении континентального профиля «Батолит», где моделируется клиновидная морфология Исааковской сутурной зоны и деформированные окраины смежных континентальных блоков.

Результаты моделирования каледонских складчатых областей в сечениях региональных профилей «Кварц» и «Базальт» отражают сложную комбинацию континентальных блоков и межблоковых сутурных зон клиновидной морфологии [4].

Наиболее информативное сечение МОВ-ОГТ герцинского орогена по линии профиля МОВ-ОГО «Урсейс» отражает складчато-надвиговый стиль деформаций Уральской складчатой области с выделением в ее сечении деформированной окраины палеоплиты Балтия, трех сутурных зон, ограничивающих блоки континентальной коры, и деформированную окраину Казахстанской палеоплиты.

Киммерийская кора континентального шельфа Американо-Евразийского бассейна изучена в сечениях геолого-геофизических профилей региона моря Лаптевых. Содержательный разрез построен вдоль линии профиля 2-ДВ-М, пересекающего Охотоморский мегаблок и смежные структуры Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит. Строение коры континента изучено в сечении профиля ГСЗ Базальт. Во всех случаях моделируются верхнекоровые клиновидные синформы сутурных зон и древние блоки с корой континентального типа.

Выводы. Опыт моделирования структур земной коры Севера Евразийского континента и прилегающих структур Арктического и Тихоокеанского шельфа свидетельствует о высокой информативности тектонических схем отдельных разновозрастных и разнотипных геодинамических обстановок и региональных геоструктур (платформ и складчатых областей) с использованием комбинирования классического принципа районирования по возрасту завершающей складчатости и геолого-геофизического моделирования с использованием «зонально-блоковой модели земной коры» [1].

Работа выполнена по государственному заданию FSRW-2024–0008 «Исследование термодинамических процессов Земли с позиции генезиса углеводородов на больших глубинах»

- [1] Егоров А.С., Винокуров И.Ю., Телегин А.Н. Научно-методические приемы повышения геологической и прогнозно-поисковой эффективности государственного геологического картирования российского арктического шельфа // Записки Горного института. 2018. Т. 233. С. 447–458. DOI: 10.31897/PMI.2018.5.447
- [2] Таловина И.В., Крикун Н.С., Юрченко Ю.Ю., Агеев А.С. Дистанционные методы исследования в изучении структурно-геологических особенностей строения о. Итуруп (Курильские острова) // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 158–172. DOI: 10.31897/PMI.2022.45
- [3] Секерина Д.Д., Сайтгалеев М.М., Сенчина Н.П., Глазунов В.В., Калинин Д.Ф., Козлов М.П., Исмагилова Э.И. Роль сдвиговых дислокаций и грабен-рифтов в контроле нефтегазоносности глубинных горизонтов Русско-Часельского вала (Западно-Сибирская провинция) / Горные науки и технологии, № 10, Т. 2, 2025. С. 109–117.
- [4] Секерина Д.Д. Особенности глубинного строения, геотектонической позиции и эволюционной истории Змеиногорско-Быструшинского прогиба Рудного Алтая / Д. Д. Секерина, А.С. Егоров // Региональная геология и металлогения. – 2024. – № 97. – С. 17–26. – DOI 10.52349/0869-7892_2024_97_17-26. – EDN JGBRAX.

НОВЫЕ ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА

А.Ф. Еманов¹, А.А. Еманов^{1,2}, Е.А. Гладышев¹, А.В. Фатеев^{1,2},
П.О. Полянский¹, Е.В. Шевкунова¹, В.В. Арапов¹, Т.В. Васильева¹,
Л.А. Подлипская¹

¹ Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба Российской академии наук», Новосибирск, Россия,
emanov@gs.sbras.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

Чуйское землетрясение во многом повлияло на дальнейшее развитие сейсмичности Алтая. В первые годы после него землетрясения происходили в эпицентральной зоне, а иные структуры Алтая оставались практически асейсмичными. После 2009 г. начали формироваться изменения как в ближней зоне, охватывающей смежные с эпицентром геологические структуры, такие как Айгулакский, Курайский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский хребты и в дальней зоне на удалениях до 250–450 км от эпицентра и в разных направлениях от него [1].

Одна из ближних зон – Айгулакская очаговая область. После Айгулакского землетрясения 2019 г. с $M_L = 5.5$ сформировался афтершоковый процесс, обеспечивший смещение значительной доли сейсмичности Алтая в его очаг [2]. Активизирована область в виде структуры размером 10×10 км с глубинами очагов от первых сотен метров до 20 км. Очаговая область не является дальнейшей активизацией вдоль одного и того же разлома с Чуйским землетрясением, а разместилась на субпараллельном разломе в узловой области с его разветвлением на три разлома. Сейсмическая активизация Айгулакской очаговой области – это динамично изменяющийся сейсмический процесс (рис. 1). Результаты изучения плотности земле-

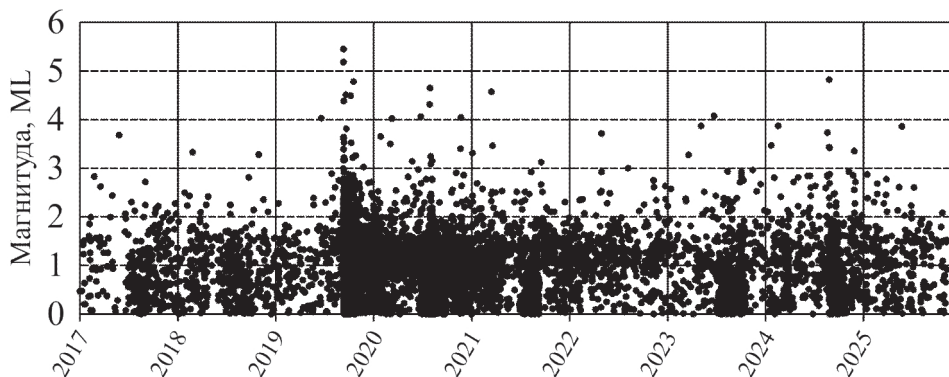


Рис. 1. Сейсмический процесс в Айгулакской очаговой области.

трясений в очаговой зоне свидетельствуют об изменении режима во времени: от хаотичного до самоорганизующегося вдоль коротких элементов разломов, входящих в структуру очаговой области (рис. 2)

В 2025 г. два самых крупных землетрясения Алтае-Саянской горной области произошли в районе Чаган-Узунского блока. Несмотря на то, что данный район находится буквально в 10-15 км от эпицентра Чуйского землетрясения, столь сильных сейсмических событий здесь не фиксировалось. Речь идёт о Бельтирском землетрясении с $M_L = 6.4$, 15.02.2025 г. в зоне сочленения Чаган-Узунского блока с Чуйской впадиной [4] и о Курайском землетрясении 25.05 2025 г. с $M_L = 5.4$, эпицентр которого расположен с северо-западной стороны Чаган-Узунского блока на границе с Курайской впадиной. Оба землетрясения на взбросовых разломах, опе-

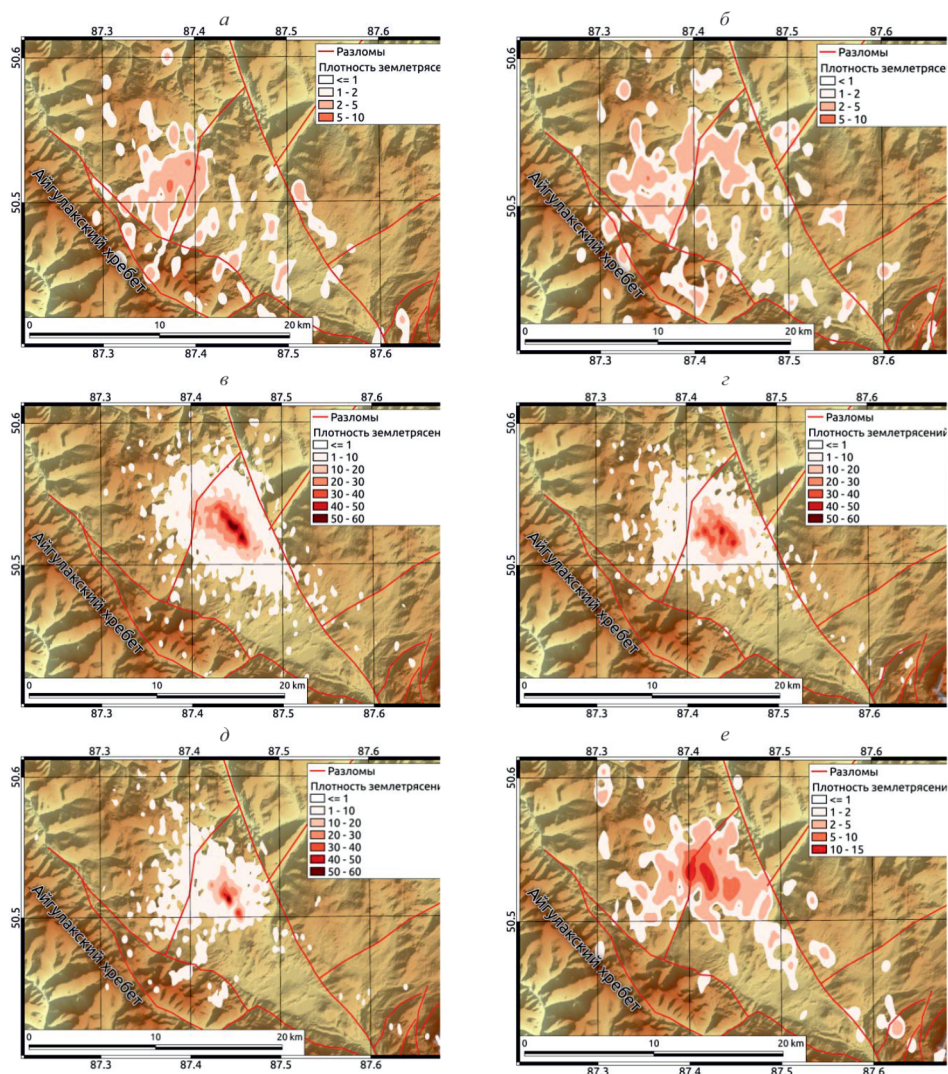


Рис. 2. Плотность землетрясений в районе Айгулакского хребта в период с 2017 по 2022 год:
а – 2017 г., б – 2018 г., в – 2019 г., г – 2020 г., д – 2021 г., е – 2022 г.

ряющих сдвиговый разлом более высокого ранга, на котором произошло Чуйское землетрясение 2003 г. Афтершоковые процессы этих землетрясений, характеризуются отсутствием крупных афтершоков и быстрым затуханием процесса во времени. Бельтирское землетрясение 15.02.2025 г. по своей силе не сопоставимо с Чуйским, но оно может интерпретироваться и как продолжающаяся активизация смежных структур после Чуйского землетрясения [6, 3], и как сближенная в пространстве активизация [10]. По взбросовой природе землетрясения вокруг Чаган-Узунского блока отличны от Чуйского землетрясения и его наиболее сильных афтершоков. Все афтершоки Чуйского землетрясения с $M_L > 3.7$ сдвиги [8]. В данном случае взбросы. Формирование новых активизаций около Чаган-Узунского блока можно объяснять, как продолжение процесса выдвигания Чаган-Узунского блока вверх относительно смежных с ним впадин.

Ещё одна новая очаговая область сформировалась в Цаган-Шибэтинском хребте на востоке Горного Алтая вблизи Тувинской котловины, где произошло Цаган-Шибэтинское землетрясение 29.07.2022 г. с $M_L = 6.2$. Примечательно, что в XX веке данный хребет был сейсмически неактивен, но при этом соседствует с очаговой областью Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. с $M_S = 7.0$ и Шапшальским хребтом, где регулярно происходят землетрясения с магнитудой до пяти. Во внутренней структуре хребта сформировалась очаговая область с импульсным развитием процесса во времени (рис. 2) и тройственной площадной структурой, в которой события с магнитудой $M_L \geq 4$ занимают одну область, а более слабые два других участка очаговой области [3].

Общей особенностью рассмотренных землетрясений является отсутствие соответствия афтершоковых процессов закону Бота. Развитие сейсмичности очаговых зон происходит как серия активизаций, что в большей степени соответствует уравнению эволюции активности афтершоков [6], согласно которому после крупного землетрясения существует во времени эпоха Омори, когда афтершоковый процесс соответствует закону, затем наступает период бифуркации с неопределённым переходом либо к новой активизации, либо к затуханию активности.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» и проект FWZZ-2026-0050 Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей Программы ФНИ.

- [1] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. и др. Эволюция сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г. // Вулканология и сейсмология, 2023, № 6, с. 26–40.
- [2] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Новиков И.С. и др. Айгулакская очаговая область как результат воздействия Чуйского землетрясения 2003 года на Горный Алтай // Геология и геофизика, 2024, Т. 65, № 11, с. 1630–1646.

- [3] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Цаган-Шибэтинское землетрясение 29.07.2022 с $M_L = 6.2$ и положение очаговой области в западном горном обрамлении Тувинской котловины // Геология и геофизика, 2025, Т. 66, № 6, с. 803–810.
- [4] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Гладышев Е.А. и др. Бельтирское землетрясение 2025 года, $M_L = 6.4$ (Горный Алтай) // Вулканология и сейсмология, 2025, № 5, с. 39–47.
- [5] Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Очаг сильного землетрясения как геологический объект // Геотектоника, 2021, № 3, с. 3–30.
- [6] Гульельми А.В., Зотов О.Д., Завьялов А.Д., Клайн Б.И. О фундаментальных законах физики землетрясений // Вулканология и сейсмология, 2022, № 2, с. 66–73.

ОЧЕРКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИХУБСУГУЛЬЯ И ХАНГАЯ ПО ДАННЫМ ВРЕМЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ И АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ С АЛГОРИТМАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА

А.А. Еманов^{1,2}, И.Ф. Ешкунова¹, А.Ф. Еманов¹, Е.А. Гладышев¹

¹ Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба РАН», Новосибирск, Россия

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

В данной работе рассмотрена возможность изучения слабых землетрясений в районе массива Хангай для формирования представлений об этапе развития этой структуры среди других районов плюмовой сейсмичности и в районе Прихубсугуля [1, 2]. Изучение сейсмичности этих структур выполнено по материалам двухлетних экспериментов с временными сетями станций в 2014–2016 гг. в районе Прихубсугуля (26 станций) и в 2012–2014 гг. в районе массива Хангай (57 станций) [3]. Обработка данных временных сетей выполнена с использованием программ (EqTransformer и EQcorrscan) [4, 5] Для района Прихубсугуля получен каталог из $\approx 5,5$ тыс. землетрясений, а для Хангая из >11 тыс. землетрясений.

Для Прихубсугуля получены высокоточные данные о глубинах землетрясений данного района и о Хубсугульском землетрясении 2014 года и его афтершоковом процессе. Доказано, что это землетрясение и его афтершоки находятся вне структуры разломов активизированных Хубсугульским землетрясением 2021 года. Установлено, что кроме сейсмичности рифтовых впадин Прихубсугуля сейсмически активным являются внутренние структуры Шишхидского нагорья, разделяющего Бусингольскую и Дархатскую рифтовые впадины.

Для массива Хангай по данным региональных сетей станций землетрясения внутри массива являются редким случаем [7] и характерна высокая сейсмичность структур окружающих его. Плотная сеть станций в Хангае позволяет не только изучить строение мантии в массиве [6], но и даёт возможность оценить развитие слабой сейсмичности в массиве на новом уровне представительности и точности.

На рис. 1 представлена карта землетрясений по данным локальной сети 2012–2014 гг. с использованием автоматической обработки данных на кластере: 1 x Intel Core i5-12400F, 6 ядер, частота 2.5 GHz, 2 x Intel Xeon E5-2680 v4, 28 ядер, частота 2.4 GHz) за 31 день.

Большое количество событий в данный период на Болнайском разломе с севера от Хангая, с юга от него на Гобийском Алтае и с востока в сейсмичности отмечается тектонически сложно построенный район Могодского землетрясения, 1967 г., $M_s = 7.8$.

Относительно сейсмичности собственно Хангая, отчётливо фиксируется цепь слабых землетрясений по его границе со стороны Гобийского Алтая и цепь слабых

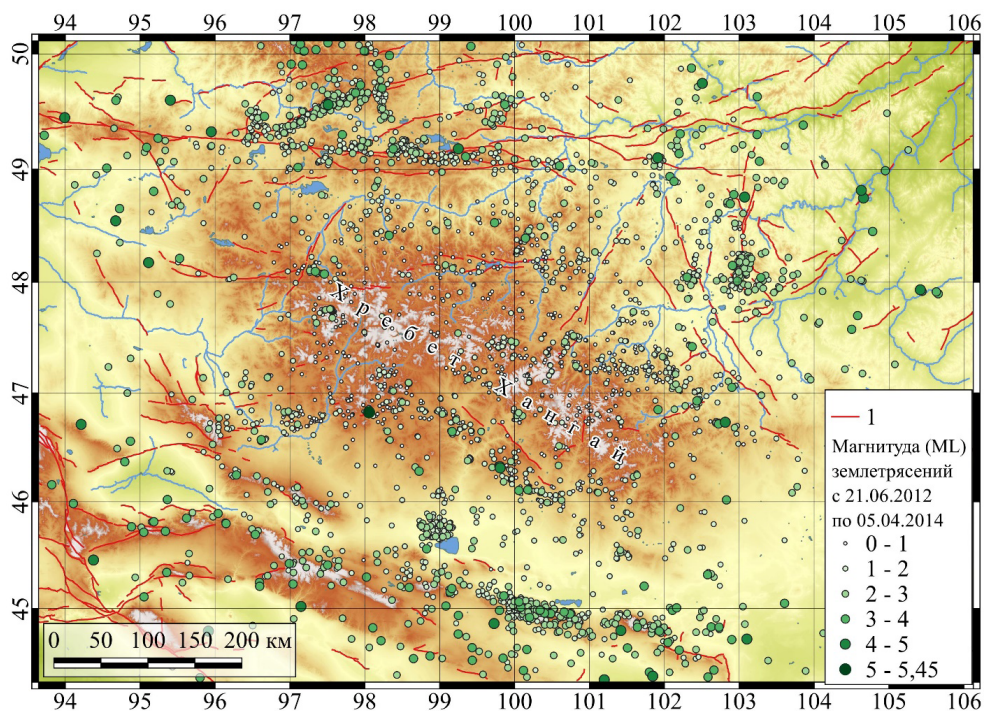


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений по данным временной сети 2012–2014 гг.

землетрясений вдоль другой границы Хангая со стороны Могодского землетрясения. С северной границы Хангая фиксируются разорванные области слабых землетрясений, которые не формируют сплошную линию. При изучении сейсмичности Алтае-Саянской горной области Шапшальский разлом в настоящее время не обладает высокой сейсмичностью, но по землетрясениям прошлого его высокий потенциал известен. По данным данного эксперимента на уровне слабых землетрясений Болнайский разлом уверенно трассируется и особенно его северные отроги.

Образование массива Хангай и Прихубсугулья связывается с верхнемантийным плюмом и для таких структур характерна многоэтапность развития. Важную роль при установлении этапов играет сейсмичность структуры. Эксперименты с временными станциями показывают, что Прихубсугулье и Хангай это разные этапы в развитии плюмовой сейсмичности.

Для Хангая характерно: 1. развитие сильной сейсмичности структур окружающих его с сильнейшими событиями с магнитудами 7–8; 2. обрамляющая массив слабая сейсмичность. 3. слабая рассеянная сейсмичность внутри массива.

Для Прихубсугулья область плюма разрезана тремя линиями рифтовых впадин с повышенной сейсмичностью с сильнейшими землетрясениями с магнитудой менее 7. Данный район находится в более позднем временном интервале развития структуры по данным сейсмологических наблюдений.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга

арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» и проект FWZZ-2026-0050 Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей Программы ФНИ.

- [1] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Полянский П.О., Фролов М.В., Ешкунова И.Ф. О влиянии Хубсугульского землетрясения 2021 года на сейсмичность стыка Алтае-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной // Вулканология и сейсмология, 2024, № 6, с. 28–39.
- [2] Еманов А.А., Ешкунова И.Ф. Автоматизация обработки больших объемов сейсмологических данных при изучении сейсмичности Прихубсугулья за 2014–2016 гг. // Физика Земли, 2025, № 6, с. 33–47.
- [3] Meltzer A., Stachnik J.C., Demberel S., Ulziibat M., Baasanbat Ts., Mungunsuren D., Raymond R. The central Mongolia Seismic Experiment: Multiple Applications of Temporary Broadband Seismic Arrays // Seismological Research Letters, 2019, Vol. 90, № 3, p. 1364–1376.
- [4] Mousavi M., Ellsworth W.L., Zhu W., Chuang L.Y., Beroza G.C. Earthquake transformer—an attentive deep- learning model for simultaneous earthquake detection and phase picking // Nature communications, 2020, p. 3952.
- [5] Calum J. Chamberlain, Chet J. Hopp, Carolin M. Boese, Emily Warren-Smith, Derrick Chambers, Shanna X. Chu, Konstantinos Michailos, and John Townend // EQcorrscan: Repeating and Near-Repeating Earthquake Detection and Analysis in Python. Seismological Research Letters, 2018.
- [6] Mungunsuren Dashdondog, Odonbaatar Chimed, Anne Meltzer, Nomin-Erdene Erdenetsogt, Josh Stachnik Determining 1D velocity model from local earthquake data in the South Hangay region, central Mongolia // Proceedings of the Mongolian Academy of Sciences, 2020, Vol. 60, № 2.
- [7] Еманов А.Ф., Гладышев Е.А., Еманов А.А. Хангайский массив в проявлении современной сейсмичности // Вулканология и сейсмология, 2026 (в печати).
- [8] Mungunsuren Dashdondog, Odonbaatar Chimed, Anne Meltzer, Nomin-Erdene Erdenetsogt, Josh Stachnik Determining 1D velocity model from local earthquake data in the South Hangay region, central Mongolia // Proceedings of the Mongolian Academy of Sciences, 2020, Vol. 60, № 2.
- [9] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005, Т. 8, № 1, с. 49–64.

РАЗВИТИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ОПОЛЗНЕЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОНАХ ОЩУТИМЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

О.В. Зеркаль

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
egzov@yandex.ru*

Изучение вопросов развития оползневых процессов в эпицентральных зонах ощутимых и сильных землетрясений проводится уже порядка двухсот пятидесяти лет, начиная с научного описания деформаций склонов, произошедших при землетрясении в Калабрии (Италия) в 1783 г. ($M = 7$) [1]. В рамках отечественной геологической школы начало изучения сейсмогенных оползней связано с работами И.В. Мушкетова, описавшего оползни при Верненском землетрясении (1887 г.), К.И. Богдановича и Д.И. Мушкетова, рассматривавших оползни, образовавшиеся при Кебинском землетрясении (1910 г.) [2]. В XX столетии отечественными геологами исследование различных аспектов образования сейсмогенных оползней проводилось, в первую очередь, в сейсмоактивных горно-складчатых регионах Средней Азии. Вместе с тем, основное внимание таких работ было направлено на изучение крупномасштабных, катастрофических сейсмогенных проявлений оползневых процессов, например, Усойского оползня-обвала при Сарезском землетрясении (1911 г.), оползня-обвала при Хаитском землетрясении (1949 г.), оползней внезапного разжижения при Гиссарском землетрясении (1989 г.) [2, 3]. В многих случаях эта тенденция присуща и многим современным исследованиям. Ярким примером такого подхода являются многочисленные публикации, посвященные изучению одного из крупнейших сейсмогенных оползней XXI столетия – оползня Daguangbao объемом более $1,1 \text{ км}^3$, образовавшегося при Венчуаньском землетрясении 2008 г. (Китай) [4]. Вместе с тем, развитие оползневых процессов в эпицентральных зонах ощутимых и сильных землетрясений не ограничивается формированием только крупномасштабных, катастрофических проявлений склоновых смещений, т.к. сейсмическое воздействие приводит к разномасштабным деформациям склонов. Настоящая работа посвящена рассмотрению особенностей развития всего спектра сейсмогенных оползней при ощутимых и сильных землетрясениях.

Для получения необходимой информации был выполнен сбор, анализ и обобщение данных о развитии сейсмогенных проявлений оползневых процессов (оползни, оползни-обвалы, каменные лавины) в эпицентральных зонах ощутимых и сильных землетрясений, произошедших преимущественно в период с 60-х гг. XX в. по настоящее время. Сбор сведений о развитии сейсмогенных оползней проводился из опубликованных материалов [5–8 и многие другие]. В анализируемые материалы вошли сведения о результатах оценки проявлений оползневых процессов, произошедших при 90 ощутимых и сильных землетрясениях на территориях с общей

площадью ~585 тыс. км². Суммарно сейсмическое воздействие в эпицентральных зонах, рассмотренных 90 землетрясений сопровождалось образованием >549 тысяч оползней различных типов и объемов. В составе собранной информации, помимо данных о непосредственно сейсмических событиях (координаты эпицентра, глубина гипоцентра, магнитуда (M_w), механизма деформаций в очаге землетрясения и т.д.), учитывались сведения о развитии оползневых процессов – число сейсмогенных оползней в эпицентральной зоне, площадь развития сейсмогенных оползней. Также при анализе рассматривались расчетные показатели, характеризующие региональное развитие склоновых процессов – площадная пораженность оползневыми процессами (P_L) и нормированная магнитуда интенсивности оползневых процессов (M_L^{norm}). Пораженность оползневыми процессами (P_L) оценивалась как отношение суммарной площади оползней $S_{оп}$, выявленных на изучаемой территории, к ее общей площади S , выраженная в процентах, рассчитываемых для единицы площади (например, 1 км²). Нормированная магнитуда интенсивности оползневых процессов (M_L^{norm}) представляется собой характеристику развития оползней, оцениваемую как десятичный логарифм усредненной интенсивности оползневых процессов (характеризуется через количество оползней на единицу площади), приведенной к площади 100 км², в пределах рассматриваемой территории.

Выполненный анализ полученного набора данных показал наличие определенной зависимости площади развития сейсмогенных оползней от магнитуды землетрясений (M_w) (рис. 1). В экспоненциальной форме выявленная зависимость имеет следующий вид (с достоверностью аппроксимации ($R^2 = 0,486$) и коэффициентом корреляции 0,697):

$$y = 0,148e^{1,364x},$$

где y – площадь территории развития сейсмогенных оползней при землетрясении, км², x – магнитуда землетрясения (M_w).

Анализ изменчивости количества сейсмогенных оползней от магнитуды землетрясений (M_w) показал, что с возрастанием магнитуды сейсмического толчка, в целом, до магнитуд 8,5, прослеживается рост количество сейсмогенных оползней, образующихся при сейсмическом воздействии. Вместе с тем, для землетрясений с магнитудами свыше 8,5 отмечается некоторое снижение количества оползней, образующихся при сейсмическом воздействии.

Анализ количественных региональных характеристик интенсивности развития сейсмогенных оползней – изменчивости пораженности оползневыми процессами территории (P_L) в зависимости от магнитуды землетрясений и влияния магнитуды (M_w) сейсмического толчка на изменчивость нормированной магнитуды интенсивности оползневых процессов (M_L^{norm}) показал, что с увеличением значений магнитуд землетрясений отмечается снижение показателей, представляющих региональные характеристики интенсивности развития сейсмогенных оползней (P_L и M_L^{norm}). На интенсивность развития оползней, образующихся при сейсмическом воздействии, также существенное влияние оказывает глубина очага землетрясения (рис. 2).

При землетрясениях с глубиной очага свыше 20 км, большинство из которых имеют магнитуду 7,0 и выше, величины нормированных магнитуд интенсивности сейсмогенных оползневых процессов (M_L^{norm}) имеют более низкие значения в сравнении с M_L^{norm} , полученными для эпицентральных зон землетрясений с глубиной очага менее 20 км при сопоставимых значениях магнитуд (M_w)

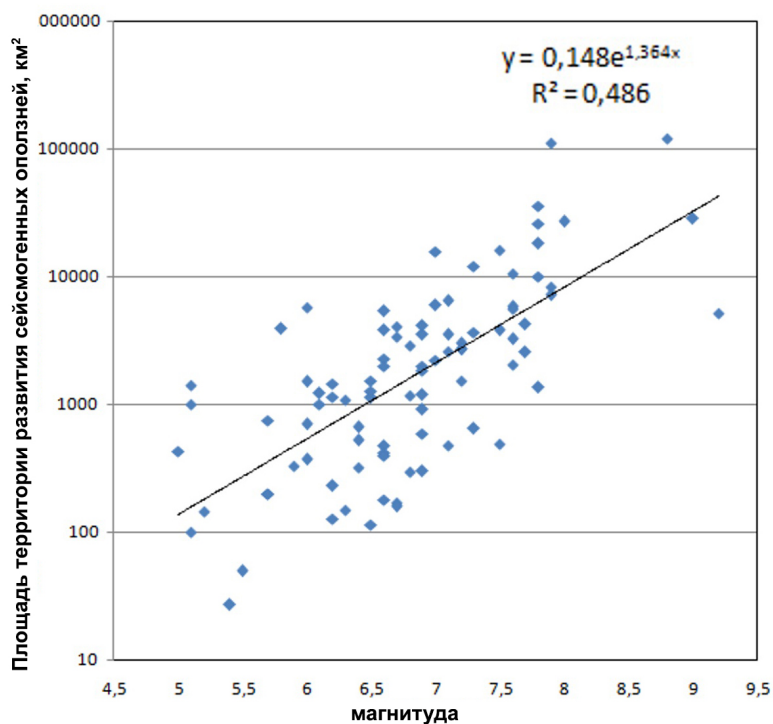


Рис. 1. Зависимость площади развития сейсмогенных оползней от магнитуды землетрясений (M_w).

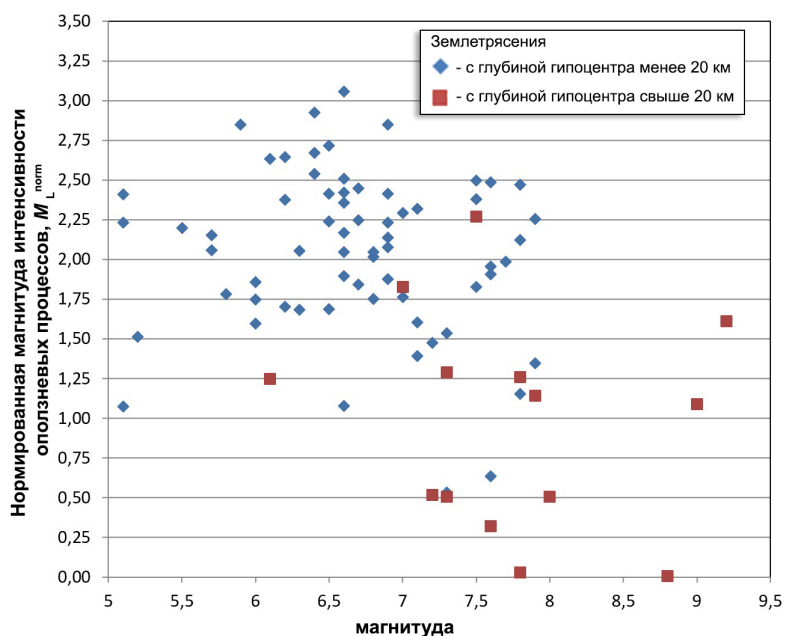


Рис. 2. Изменчивость величин нормированной магнитуды интенсивности оползневых процессов ($M_L^{\text{норм}}$) в зависимости от магнитуды землетрясений (M_w).

Изменчивость показателя площадной пораженности сейсмогенными оползневыми процессами территории (P_L), образовавшимися в эпицентральных зонах землетрясений, отражают отмеченные тенденции, но проявлены менее четко.

Рассмотрение влияния механизма сейсмических деформаций в очаге землетрясения (сброс, взбросо-сдвиг, надвиг) также подтверждает выявленную тенденцию – снижение значений региональных характеристик интенсивности развития сейсмогенных оползней при росте магнитуды сейсмического события, которая отмечается независимо от механизма деформаций в очаге землетрясения.

- [1] Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review // *Surveys in Geophysics*, 2002, v. 23, p. 473–510.
- [2] Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. Москва, Изд-во Моск. ун-та, 1988, 214 с.
- [3] Зеркаль О.В. Сейсмогенные оползни Гиссарского землетрясения 1989 г., факторы их формирования и развития // *Вестник Московского университета*, сер. 4., Геология, 1994, № 2, с. 77–85.
- [4] Dai K., Li Z., Tomás R., Liu G., Yu B., Wang X, Cheng H., Chen J., Stockamp J. Monitoring activity at the Daguangbao mega-landslide (China) using Sentinel-1 TOPS time series interferometry // *Remote Sensing of Environment*, 2016, v. 186, p. 501–513.
- [5] *Coseismic Landslides: Phenomena, Long-Term Effects and Mitigation* / Towhata I., Wang G., Xu Q., Massey C., eds., Singapore, Springer, 2022, 679 p.
- [6] Marc O., Meunier P., Hovius N. Prediction of the area affected by earthquake-induced landsliding based on seismological parameters // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2017, v. 17, p. 1159–1175
- [7] Nowicki J.M.A., Hamburger M.W., Ferrara M.R., McLean A., FitzGerald C. A global dataset and model of earthquake-induced landslide fatalities // *Landslides*, 2020, v. 17, p. 1363–1376.
- [8] Tanyaş H., Rossi M., Alvioli M., van Westen C.J., Marchesini I. A global slope unit-based method for the near real-time prediction of earthquake-induced landslides // *Geomorphology*, 2019, v. 327, p. 126–146.

**ДВУХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЗМА
В ПОСОЛЬНО-КУЗЕЕВСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ
АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА**

**С.В. Зиновьев¹, А.Н. Семенов¹, О.П. Полянский¹,
Н.В. Попов², А.Д. Ножкин¹**

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, zinoviev@igm.nsc.ru*

² *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука,
Новосибирск, Россия*

В настоящей работе рассмотрены два этапа гранитоидного магматизма, проявленного в пределах Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа в раннем палеозое на рубеже около 552–546 и 511–510 млн лет. Этим событиям предшествовал этап гранулитового метаморфизма с формированием канского комплекса, датируемый в интервале 1800–2000 млн лет [1]. Геодинамическое моделирование метаморфической истории формирования канского гранулитового комплекса было выполнено авторами [2], однако для последующих магматических событий теплофизических моделей разработано не было. Вместе с тем, Ангаро-Канский блок Енисейского кряжа наряду с метаморфическими комплексами содержит разновозрастные массивы гранитоидов, различающиеся по механизмам формирования [3]. Наличие гранитоидных массивов в пределах гранулитовых комплексов АКБ ставит вопрос о возможности плавления коры, ранее испытывавшей (ультра)-высокотемпературный метаморфизм [4, 5]. Один из таких массивов – Посольненский – является полифазным и его механизм образования рассматривался в рамках декомпрессионно-диссипативной модели плавления, реоморфизма и ремобилизации [6, 7]. Кроме основной массы гранитов субщелочного состава отмечаются также кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты, меланократовые породы. Первые могут быть непротиворечиво объяснены моделью диссипативного нагрева при сдвиговых деформациях, изложенной выше. Однако для фаз сиенитового состава температура в области магмогенерации должна быть не менее 800 °С [8, 9, 10], т.е. существенно выше, чем достигалась при диссипативном нагреве в наших численных экспериментах [11]. Поэтому для формирования этих пород следует предположить наличие скрытой базит-ультрабазитовой интрузии мантийного происхождения в качестве источника тепла. Возможным представителем такого тела могут быть неметаморфизованные габбро-анортозиты возраста около 546 млн. лет, прорывающие основное тело Зимовейнинского пироксенит-анортозит-габброноритового массива [12].

Данные изотопного датирования пород из разных участков Посольненского массива, полученные U-Pb и Ar-Ar методами с использованием минералов с разными температурами закрытия, позволяют предположить весьма длительный процесс магматизма в Посольно-Кузеевской тектонической зоне. Следует отметить временной разрыв около 30 млн лет в возрасте биотита и роговой обманки из гнейсо-

гранита контактовой зоны массива (544 млн лет) и возрасте циркона из гранита центральной части массива (510–511 млн лет). При этом возраст приконтактовых пород Посольненского массива, полученный по метаморфическим минералам, совпадает в пределах ошибки с возрастом поздних фаз внедрения – даек адакитов, прорывающих метаморфизованные в гранулитовой фации габбронориты Зимовейнинского массива. Вполне вероятно, что длившийся в течение 30 млн лет процесс сдвиговых деформаций (непрерывно или импульсно) мог вызывать разогрев пород тектонической зоны, завершившийся плавлением, мигматизацией и интрузиями гранитоидов.

В качестве обобщения результатов численного 3D моделирования на рис. 1 представлены картины формирования интрузивов двух этапов магматизма Посольно-Кузеевской тектонической зоны, показывающие финальные фазы подъема магм в каждом из этапов [13].

Модель мантийного магматического теплового источника (I этап) позволяет объяснить происхождение граносиенитовых и сиенитовых пород, сформировавшихся из смешанного мантийно-корового источника. На этапе действия мантийного теплового источника (552–546 млн лет) формируется двухкамерный интрузив на границе нижней и средней коры, различающаяся по составу. Кроме того, за счет мантийного тепла обширная область нижней коры прогревается до температур более 800 °С, соответствующих условиям гранулитового метаморфизма. На этапе завершения косой коллизии 510 млн лет (синтектоническом в терминах Ю.А. Кузнецова [3]) в области максимальных скоростей сдвиговых деформаций в основании коры развивается диссипативное плавление и формирующийся гранитоидный диатир проникает через ранее разогретую и метаморфизованную кору, достигая уровня верхней коры. В процессе подъема на II-ом этапе в плавлении участвуют породы

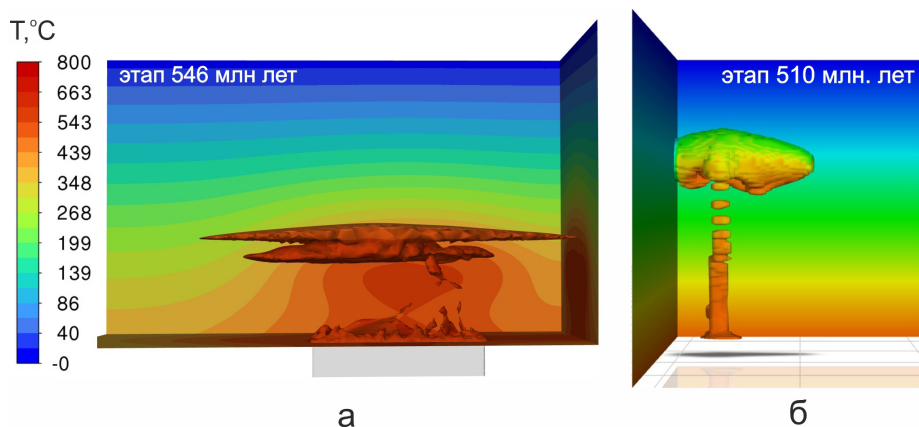


Рис. 1. Сравнение моделей режимов раннепалеозойского магматизма на двух этапах эволюции Посольно-Кузеевской тектонической зоны Южно-Енисейского кряжа. Показано распределение температуры и форма интрузивных тел, характерных для этапов магмогенерации, вызванной базитовым мантийным источником на рубеже 552–546 млн лет (а) и механизма плавления за счет диссипации тепла вязких деформаций в режиме трансформной окраины на рубеже 511–510 млн лет (б). Серым прямоугольником на а) показано положение магматической базитовой камеры

граносиенитового и сиенитового состава, наблюдаемые в ограниченном количестве в современной структуре массива. Таким образом, смоделированный двухэтапный интрузивный процесс представляет собой возможный механизм формирования Посольненского массива.

Заключение. 1. Определен возраст разных фаз внедрения Посольненского массива: субщелочного гранита (510 ± 5 млн лет) и сиенита (511 ± 4 млн лет) из центральной части массива. Полученные значения возраста совпадают в пределах ошибки с возрастом субщелочного гранита из периферийной, северной части массива (511 ± 9 млн лет). Интервал внедрения разных фаз укладывается в диапазон ошибки определения возраста. 2. Предложена двухстадийная модель магматизма в Посольно-Кузеевской тектонической зоне Ангаро-Канского блока Енисейского крыжа: этап действия мантийного теплового источника ($552\text{--}546$ млн лет) и этап косой коллизии в обстановке сдвиговых деформаций, завершающийся на рубеже $511\text{--}510$ млн лет формированием Посольненского массива. Впервые разработаны численные термомеханические модели механизмов формирования интрузий разных типов: глубинная двухкамерная интрузия на границе нижней и средней коры, различающаяся по составу, и диапировая интрузия за счет диссипативно-декомпрессионного механизма при сдвиговой деформации в Посольно-Кузеевской тектонической зоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20018-П.

- [1] Ножкин А.Д., Малышев В.И., Сумин Л.В., Остапенко Е.И., Геря Т.В. Геохронологическое исследование метаморфических комплексов юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1989, № 1, с. 26–33.
- [2] Gerya T.V., Maresch W.V. 2004. Metapelites of the Kanskiy Granulite Complex (Eastern Siberia): Kinked P–T Paths and Geodynamic Model // J. Petrology, 2004, v. 45 (7), p. 1393–1412.
- [3] Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 367 с.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского крыжа и тектонические следствия // Петрология, 2016, т. 24 (4), с. 423–440.
- [5] Sukhorukov V.P., Turkina O.M., Tesselina S., Talavera C. Orthopyroxene-sillimanite granulites of the Angara-Kan block (SW Siberian craton): constraints on timing of UHT metamorphism // J. Asian Earth Sci., 2021, v. 207: 104650.
- [6] Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985, 232 с.
- [7] Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН., 2020, т. 490 (2), с. 39–44.
- [8] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизийной стадии (на примере Енисейского крыжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 32–50.
- [9] Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангиленга, Тува, Россия // Геотектоника, 2021, № 1, с. 3–22.

- [10] Семенов А.Н., Полянский О.П. Модели формирования полифазных габбро-монцодиоритовых массивов западного Сангилена в коллизионной и трансформно-сдвиговой обстановке // Геодинамика и тектонофизика, 2023, т. 14 (6): 0725.
- [11] Семенов А.Н., Полянский О.П., Зиновьев С.В., Попов Н.В., Ножкин А.Д. Термомеханическая модель плавления при диссипации тепла как возможного механизма формирования Посольненского гранитоидного массива Южно-Енисейского края // Геодинамика и тектонофизика, 2026, т. 17 (1): 0879.
- [12] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Ларионов А.Н. Позднепротерозойские адакиты Енисейского края (Центральная Сибирь): петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1459–1478.
- [13] Полянский О.П., Семенов А.Н., Зиновьев С.В., Попов Н.В., Ножкин А.Д., Семенова Д.В. О механизме формирования Посольненского гранитоидного массива Южно-Енисейского края // Петрология, 2026, в печати.

АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ – ДИСКУССИЯ О ПРИРОДЕ ДИОПСИДОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ

А.Э. Изох, А.В. Вишневский, А.В. Котляров

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, izokh@igm.nsc.ru*

Характерной особенностью раннепалеозойского этапа развития геологических структур Горного Алтая и Западной Монголии является проявления своеобразного пикритового и базальтового вулканизма (усть-семинская свита и ее аналоги), который проявился в Монгольском Алтае (Урэгнурский ареал), в Катунской блоке Горного Алтая (усть-семинская свита), а также в составе офиолитов Кузнецкого Алатау. Дискуссионной является природа этих среднекембрийских диопсид-порфировых базальтов [1–4]. Эти вулканиды характеризуются большим количеством вкрапленников клинопироксена (их объемная доля достигает в отдельных случаях 40–50 %). Согласно критериям Международной комиссии по систематике изверженных пород (IUGS), эти породы обогащенные вкрапленниками диопсида было предложено относить к диопсид-порфировым базальтам [1]. Согласно современной международной систематике и классификации изверженных горных пород, вулканические породы, в которых клинопироксен преобладает над оливином относятся к анкарамитам. Показано, что анкарамиты могут проявляться как в внутриплитных, так и в островодужных обстановках [5]. В частности для Горного Алтая они синхронизируются с проявлением карбонатитового внутриплитного магматизма (комплекс эдельвейс) [6]. В тоже время на юго-западе Горного Алтая (Курайский офиолитовый пояс) Н.Л. Добрецовым с соавторами клинопироксеновые порфириды из эффузивных и субинтрузивных пород офиолитов были отнесены к островодужным бонинитовым сериям, поскольку они характеризуются низкими содержаниями титана и одновременно повышенными содержаниями кремнезема и магния, а также никеля и хрома. Исходя из этого предполагалось существование ранних этапов субдукционных процессов в этом районе [7].

Вулканиды усть-семинской свиты характеризуются большим количеством вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена ($Mg\#$ до 94, от 20 до 50 об. %) [8]. Кроме клинопироксена наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (An_{49-71}), оливина, реже амфибола с $Mg\# = 55.7-68.2$ и хромшпинели с хромистостью $Cr\# = 36.2-41.7$. Включения хромшпинели в высокомагнезиальном клинопироксене имеют высокую хромистость ($Cr\#$ до 72.8). Породы усть-семинской свиты по химическому составу делятся на две основные группы: высококальциевую (анкарамиты) ($CaO = 11.01-14.48$, $MgO = 7.98-14.77$ мас. % и $CaO/Al_2O_3 = 1.0-1.8$) и низкокальциевую (диопсидовые базальты) ($CaO = 3.47-13.77$, $MgO = 2.84-9.89$ мас. % и $CaO/Al_2O_3 = 0.2-0.9$). Сопоставление полученных данных по высококальциевым базальтам усть-семинской свиты с анкарамитами позволяет относить их к этому

типу пород. Низкокальциевые базальты усть-семинской свиты формировались в результате фракционирования анкарамитового расплава в промежуточных камерах. Предполагается что образование анкарамитов Горного Алтая связано с плавлением верлитизированной за счет карбонатитов надсубдукционной литосферной мантии.

Эволюция высокомагнезиальных родоначальных магм происходила в промежуточных камерах, расположенных внутри литосферной мантии, чем и обусловлено совмещение внутриплитного магматизма с офиолитами, как это показано на примере Среднетерсинского массива в Кузнецком Алатау [9]. Дифференциация анкарамитов приводит к формированию производных магм повышенной калиевой щелочности, что характерно для барангольского комплекса Горного Алтая, комагматичного анкарамитам усть-семинской свиты.

Проявление анкарамитового магматизма усть-семинской свиты и наличие ультрабазит-базитовых массивов барангольского комплекса, комагматичных этим вулканитам, косвенно указывают на возможность выделения интрузий, подобных массивам урало-алаянского типа в Алтае-Саянской складчатой области. Оценки давления кристаллизации вкрапленников клинопироксена с использованием барометра Нимица свидетельствует о малой глубине промежуточных камер (2–3 кбар), в который происходили процессы дифференциации. Поскольку вулканические постройки усть-семинской свиты располагаются на океанической литосфере (эсконгинская свита), то дунит-клинопироксенит-габбровые массивы должны располагаться в составе офиолитовых комплексов. Таким примером могут являться дуниты, распространенные в южной и восточной частях Среднетерсинского массива, находящиеся в ассоциации с офиолитовыми гарцбургитами, развитыми преимущественно в его северной части [10]. С этим массивом связана россыпная ферроплатиновая минерализация [11]. В Монгольском Алтае к этому типу следует относить урэгнурскую пикрит-базальтовую ассоциацию, с которой также связана россыпная ферроплатиновая минерализация [12, 13].

Исследования выполнены за счет государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018 и FWZN-2026-0003).

- [1] Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая. Геология и геофизика, 1997, № 11, 1760–1773.
- [2] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381–1403.
- [3] Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Курганская Е.В. Физико-химические параметры петрогенезиса базальтовых комплексов Катунской зоны, Горный Алтай // Литосфера, 2010, № 3, с. 111–117.
- [4] Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541–567.
- [5] Кхлиф Н.Х., Вишневский А.В., Изох А.Э. Анкарамиты горного Алтая: минералого-петрографические и петрохимические особенности диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 312–333.

- [6] Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945–963.
- [7] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7–8, с. 182–189.
- [8] Khlif N., Vishnevskiy A.V., Chervyakovskaya M.V., Izokh A.E. Mineral chemistry and trace element composition of clinopyroxenes from the Middle Cambrian Ust'-Sema Formation ankaramites and diopside porphyry basalts and the related Barangol Complex intrusions, Gorny Altai, Russia // Minerals, 2022, v. 12, 113.
- [9] Изох А.Э., Котляров А.В., Вишневский А.В., Егорова В.В. Среднетерсинский массив – дунитовый массив уралоалаякского типа в составе офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 12. Материалы XII Всероссийской петрографической конференции с международным участием, посвященная 90-летию со дня рождения Гончаренко А.И. – Томск: Издательство ООО «Вайар», 2025. С. 89–91.
- [10] Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.
- [11] Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири // Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Новосибирск 1995. С. 151.
- [12] Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геол. и геофиз. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 665–681.
- [13] Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, № 10, С. 1119–1131.

ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ ПО СТРУКТУРНО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.А. Казанцев¹, А.О. Агибалов^{1,2}, А.А. Сенцов², Г.Р. Балашов²

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия*

² *Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН,
Москва, Россия, alekssencov@yandex.ru*

Выделению активных разрывных нарушений на Курильских островах с использованием геоморфологических данных посвящено большое количество работ, например [1, 2]. В то же время во многих случаях объектами исследования служат отдельные острова, поэтому востребовано обобщение данных о конфигурации и кинематике достоверных и предполагаемых активных разломах Курильской гряды, выявленных структурно-геоморфологическими методами. Отметим также значимость использования современных цифровых моделей рельефа (ЦМР) в качестве исходных материалов, поскольку они существенно повышают степень детальности работ. Использование результатов реконструкции главных нормальных осей напряжений по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений и массовым замерам трещиноватости способствуют большей достоверности интерпретации линейных форм рельефа в качестве предполагаемых активных разломов и определению направления смещения по ним.

В основу работы положен визуальный структурно-геоморфологический анализ ЦМР методами Н.П. Костенко [3] и Л.А. Сим [4], реконструкция ориентировок главных нормальных осей напряжений по замерам трещин методом сопряженных пар сколов М.В. Гзовского [5] и анализ решений фокальных механизмов очагов землетрясений.

Достигнуты следующие основные результаты.

1. Уточнены геоморфологические критерии выделения сдвиговых дислокаций на Курильских островах. Показано, что наиболее часто такие структуры маркирует эшелонированное расположение спрямленных малых эрозионных форм рельефа как трещин отрыва, малоамплитудные смещения водоразделов, стенок кальдер, водотоков и сегментов береговых линий.

2. Выделены 2 системы предполагаемых активных разломов сдвиговой кинематики: 126 левых сдвигов северо-западного простираения и 142 правых сдвига восток-северо-восточного простираения. В целом их ориентировка и кинематика согласуется с геологическими данными [6].

3. Установлена значительная степень соответствия (17 из 27 случаев) ориентировок предполагаемых активных разломов и нодальных плоскостей, реконструированных по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений. Это соответствие позволило не только подтвердить обоснованность результатов структурно-

геоморфологического анализа, но и выделить несколько предполагаемых сбросов и взбросов.

4. Показана согласованность направлений простирания ряда линейных элементов и нодальных плоскостей, реконструированных по массовым замерам трещин на острове Уруп. Наиболее показательным примером служит региональный левый сдвиг в районе бухты Красных Скал [7].

5. Исходя из скорости современной деформации и протяженности выделенных нами предполагаемых активных разломов, по эмпирической формуле [8] оценены максимальные магнитуды ожидаемых землетрясений, которые могут быть обусловлены смещениями блоков по этим разломам в современном поле напряжений. В среднем, максимальная магнитуда составляет 3,5, а интенсивность сотрясений, оцененная на основе уравнения макросейсмического поля Н.В. Шебакина [9] – около 6 баллов по шкале MSK-64.

6. На примере острова Уруп показано сходство ориентировок трещин, проявленных на уровне отдельных обнажений и выраженных в рельефе. Этот результат косвенно свидетельствует о том, что трещины разного масштаба сформировались под воздействием неотектонических деформаций, происходящих в обстановке юго-восточного сжатия.

7. Установлена статистически значимая приуроченность вулканических построек Курильских островов и прилегающей акватории к областям повышенной плотности линейных элементов, маркирующих области тектонической раздробленности геосреды, в которых наиболее интенсивны процессы миграции магматического вещества к поверхности.

Исследование выполнено в рамках НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова) и государственного задания ИФЗ РАН.

- [1] Крикун Н.С. Тектоно-магматическая эволюция и рудоносность южной группы островов Большой Курильской гряды (острова Кунашир и Итуруп). Дис. ... канд. геол.-мин. н. СПб, 2025, 182 с.
- [2] Сенцов А.А., Агибалов А.О., Зайцев В.А., Полещук А.В., Хрусталева Е.Ю. Геоморфологические индикаторы сдвиговых перемещений на острове Уруп (Большая Курильская гряда) // Вестник Московского университета, серия 5: география, 2023, № 3, с. 82–91.
- [3] Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Издательство Московского университета, 1999, 379 с.
- [4] Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия высших учебных заведений, геология и разведка, 1991, № 10, с. 3–22.
- [5] Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Известия АН СССР, серия геофизическая, 1954, № 5, с. 390–410.
- [6] Борискина Н.Г., Касаткин С.А., Хомич В.Г. Геология, геодинамика и благородно-металльное оруденение южного фланга Курильской островодужной системы // Успехи современного естествознания, 2019, № 8, с. 44–49.
- [7] Казанцев А.А., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р. Реконструкция ориентировок главных нормальных осей новейших напряжений по замерам трещин на острове Уруп // Материалы Всероссийской научной конференции «Новейшая гео-

динамика, геоморфология и исследования геокатастроф: возможности, методы, перспективы». М.: Перо, 2025, с. 96–98.

- [8] Руководство по безопасности при использовании атомной энергии. Утверждено 2 марта 2018 г. URL: <https://nrs-journal.ru/upload/iblock/7dc/rb-019-18.pdf> (дата доступа 10.05.2026).
- [9] Шебалин Н. В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных в сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР, ч. 1. М.: Наука, 1968, с. 95–121.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

М.А. Корекина¹, А.Н. Савичев¹, А.П. Жабоедов², К.В. Игуменцев³

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук УрО РАН,
Миасс, Россия, maria@mineralogy.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН, Иркутск, Россия,

³Южно-Уральский государственный университет, Челябинск, Россия

Микровключения в кварце – это микроскопические образования, представляющие собой твердые минеральные фазы или флюидные включения. Данные образования характеризуются размерами, достигающими десятых и сотых мкм, как правило, располагаются внутри зерна и демонстрируют существенную вариативность в химическом составе.

Актуальность исследования микровключений в кварце обусловлена их существенным влиянием на эффективность процессов обогащения кварцевых концентратов, т.к. они могут значительно затруднять стадии очистки исходного сырья, влиять на полноту извлечения примесей и, как следствие, определять итоговые свойства получаемого продукта.

Микровключения, представляющие собой сингенетические минералы (такие как слюда, магнетит, гематит, плагиоклаз, рутил, эпидот, сфен и др.), препятствуют достижению полной чистоты кварцевого материала, вследствие этого, даже после обогащения, в кварцевых концентратах сохраняются повышенные содержания элементов-примесей, таких как алюминий, калий, натрий, магний, железо, кальций и др. Также, после проведения глубокой очистки, существенная часть примесей, включая Al, Na, и K, может быть связана с химическим составом солевых растворов, находящихся внутри флюидных включений.

Очистка кварца от микровключений представляет собой сложную задачу, т.к. существующие в настоящее время методики зачастую демонстрируют эффективность лишь в отношении более крупных включений. Микроскопические включения, инкорпорированные в объем кварцевых зерен, как правило, демонстрируют высокую устойчивость к стандартным методам очистки. Следовательно, для их эффективного удаления требуются комплексные и передовые подходы, адаптированные к специфике такого типа включений.

Существуют многофакторные подходы к очистке кварца от микроскопических включений. Среди них выделяются:

1. Комплексная физико-химическая обработка: сочетание электроимпульсного дробления (механическое разрушение), магнитной сепарации (разделение по магнитным свойствам) и кислотного выщелачивания (химическое растворение).

2. Газофазная химическая модификация: метод хлорирования, основанный на трансформации примесей в летучие хлориды с последующей их десорбцией.

3. Плазмохимическая очистка: воздействие на кварц высокоэнергетическими частицами плазмы, инициирующими химические реакции с удалением включений.

4. Термохимическая трансформация: двухэтапный процесс, включающий фазовый переход кварца в кристобалит для дегазации газово-жидких включений, с последующей доочисткой остаточных примесей.

5. Микроволновая декрипитация: применение СВЧ-излучения для индукции термического стресса и разрушения (декрипитации) флюидных включений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда и Челябинской области в рамках научного проекта № 25-27-20047.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗШАКОЛЬ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

В.В. Коробкин, Д.С. Малик

*Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Казахстан,
dias_malik@kbtu.kz, korobkin_vv@kbtu.kz*

Бозшакольское месторождение является наиболее крупным медно-порфировым объектом в энзиматических островодужных структурах Северного Казахстана и приурочено к Селеты-Бозшакольскому сегменту кембрийско-ордовикской Селеты-Чингиз-Тарбагатайской островной дуги [1–6] (рис. 1), для которого характерно золотое и медно-порфировое оруденение в отличие от Чингизского сегмента с золотым и колчеданным оруденением. Его балансовые запасы меди составляют около 4 млн т при среднем содержании 0,72 %. Учтено также более 1 млн т. забалансовых запасов меди. Руды содержат также молибден (0,014 %), золото (0,28 г/т), серебро (9,26 г/т) и кобальт (50 г/т), запасы которых подсчитаны и утверждены, рений (0,001 г/т), селен (3,82 г/т), теллур (0,26 г/т) [3, 6, 7]. Минералогическими исследованиями установлены минералы платины и палладия [3]. Наиболее древними породами Бозшакольского рудного поля являются базальты и андезиты с прослоями вулканомиктовых песчаников жангабульской свиты нижнего кембрия. С севера они согласно перекрываются вулканитами основного и среднего состава с горизонтами и линзами вулканомиктовых песчаников агырекской свиты среднего кембрия, которые разделенными на 4 пачки. Юг рудного поля сложен осадочными породами верхнего ордовика. Вулканиты жангабульской свиты прорваны интрузиями кембрийского габбро-плагиогранитного комплекса: диоритами и порфировидными гранодиоритами и плагиогранитами. Наиболее молодыми палеозойскими породами являются габбро-диабазы предположительно силурийского возраста, прорывающие породы кембрия и ордовика. Рудное поле разделено субмеридиональными разломами на 4 блока: Восточный, Центральный, Западный и Дальне-Западный. Промышленные руды установлены в Центральном и Восточном блоках в связи с кембрийскими интрузиями. Выделяется три рудных залежи Главная и Южная в Центральном блоке и Восточная в Восточном блоке. Параметры Главной залежи – 2900 м по простиранию, 41–650 м по падению при мощности 3–285 м. Южная залежь, залегающая под породами ордовика, прослежена на 425 м по простиранию и на 120 м по падению при мощности 6–33 м. Восточная залежь является продолжением Центральной и протягивается на 1200 м по простиранию, на 10–300 м по падению и имеет мощность 25–30 м. Руды тесно связаны с интрузиями. Распространены гранодиориты с аплитовой основной массой, которые являются результатом калишпатизации гранитоидов.

Бозшакольский нижнекембрийский комплекс имеет золото-молибденово-медную платиноидную металлогеническую специализацию и пространственно связан с кембро-ордовикской островодужной системой, сформировавшейся на нижне-

кембрийской океанической коре (рис. 1). Геодинамическая обстановка и тектономагматическая эволюция месторождения Бозшаколь рассматривается в составе Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). Месторождение Бозшаколь расположено в казахстанском сегменте ЦАОП – одного из крупнейших в мире аккреционных орогенов, сформировавшегося в результате длительной эволюции Палеоазиатского океана [1, 2]. Современные геодинамические реконструкции [1, 2, 5] рассматривают палеозоиды Казахстана, как коллаж разновозрастных тектонических единиц, сформировавшихся в ходе последовательной аккреции протерозойских кристаллических массивов, островных дуг, фрагментов океанической коры в позднем неопротерозое – раннем палеозое [1, 2, 5]. В рамках этой модели месторождение Бозшаколь располагается в осевой части Селеты-Бозшакольского сегмента кембрийско-ордовикской Селеты-Чингиз-Тарбагатайской островнодужной системы.

Основная рудная минерализация сопровождается интенсивным калиевым метасоматозом и штокверковой сульфидной минерализацией [3, 7]. Коротковолновое инфракрасное картирование (SWIR) и рудно-геохимические данные показывают, что повышенные содержания Cu и Au приурочены к щелочным метасоматитам.

В 16369 пробах керна была проведена SWIR-спектроскопия с использованием приборов Arcspectro FT-NIR Rocket (900–2600 нм) и TerraSpec 4 (350–2500 нм), которая сочетала автоматическое определение минералов с экспертной верифика-

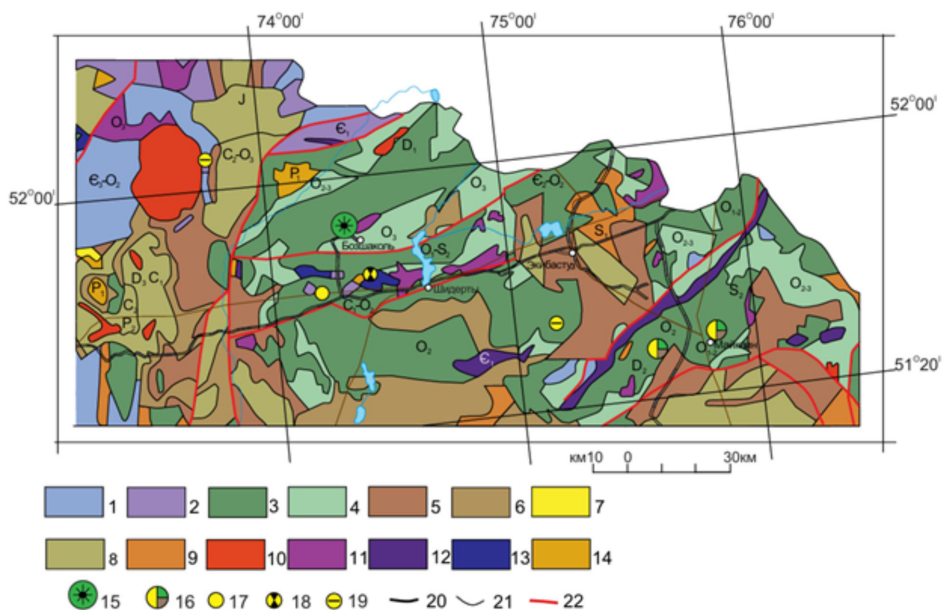


Рис. 1. Карта геодинамических обстановок Селеты-Бозшакольского региона Северного Казахстана (1–9).

Геодинамические обстановки: 1, 2 – океанической коры: осадочного слоя (1) и базальтового слоя (2), 3, 4 – энсиматических островных дуг: кембрийского (3) и ордовикского этапа развития, 5 – девонского краевого вулканно-плутонического пояса, 6 – междуговых прогибов, 7 – горячих точек, 8 – межгорных впадин, 9 – остаточных бассейнов; 10–14 – интрузивные породы: 10 – граниты, 11 – гранодиориты, 12 – ультрамафиты, 13 – габбро, 14 – сиениты; 15–19 – месторождения: 15 – Бозшаколь, медно-порфировое, 16 – колчеданные золото-медные, 17 – колчеданные золотые, 18 – золотые зон минерализации, 19 – золотые кварцево-жильные; 20 – границы геодинамических обстановок; 21 – контакты интрузий; 22 – разломы

цией данных керновой документации, фотографий в интервалах опробования. Интерпретация SWIR была проведена на диагностических полосах поглощения с диагностикой породообразующих и рудных минералов. Для количественной оценки распределения рудных и индикаторных элементов в различных доменах изменений из базы данных ALS ICP-MS была отобрана выборка из 4029 проб обратно-циркуляционного (RC) и кернового бурения из главной рудной зоны.

На основании SWIR-спектроскопии была уточнена модель формирования месторождения Бозшаколь. Содержание модели выражается в сочетании раннепалеозойской островодужной энсиматической принадлежности, рудоносных диоритовых интрузий, Cu–Au специализации, низких содержаний молибдена и выделенной по SWIR зональности изменений. Эти особенности отличают Бозшаколь от более молодых Mo–Cu порфировых систем Центрального Казахстана и согласуются с его интерпретацией как золотого и медно-порфирового металлогенического комплекса.

Рудная геохимия оценивалась на основе 4029 проб обратно-циркуляционного и кернового бурения из главной рудоносной зоны, проанализированных методом масс-спектрометрии на 49 элементов, включая Cu, Au, Mo. Этот набор данных охватывает все основные домены изменений, выделенные на Бозшаколе, и позволяет количественно оценить, как тип и интенсивность метасоматоза контролируют распределение рудных металлов. Средние содержания в рудной зоне составляют 0,27 % Cu, 0,21 г/т Au и 50 ppm Mo при широких диапазонах (0,01–8,78 % Cu, 0,0025–7,88 г/т Au, 0,4–2100 ppm Mo) и сильно положительно асимметричных распределениях.

Результаты работы имеют практическое значение – они проясняют тектоническое положение и условия формирования палеозоид региона, а также определяют тип оруденения (золото-молибденово-медно-платиноидный) Бозшакольского рудного поля.

- [1] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 5–27.
- [2] Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Федоренко О.А., Милетенко Н.В. (ред.). – Алматы: ЦГОВСРК, 2002. – 37 карт.
- [3] Атлас месторождений твердых полезных ископаемых Республики Казахстан / Жолтаев Г.Ж., Жуков Н.М., Антоненко А.А. – Алматы: ТОО «Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева», 2024. – 263 с.
- [4] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1, – С. 66–90.
- [5] Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика». – 2011. – № 12. – С. 2032–2055.
- [6] Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Абдулин А.А., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М., Мазуров А.К., Беспаяев Х.А., Долгополов В.М., Акылбеков С.А., Жаутиков Т.М., Губайдулин Ф.Г. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. В 3 томах. Том 2. Металлогения. – Алматы, 2002. – 265 с.
- [7] Жуков Н.М., Колесников В.В., Мирошниченко Л.А., Егембаев К.М., Павлова З.Н., Бакарасов Е.В. Месторождения меди Казахстана. Справочник. Алматы. – 2016. – 154 с.

Юрский этап развития ЮТБ рассматривается как наиболее важный в истории формирования его нефтегазоносности. В этот период происходило активное раскрытие рифтогенных структур, сопровождавшееся интенсивным накоплением терригенных осадков в пределах локальных депрессий [4–6]. Юрско-меловая разломная структура представляла собой систему грабенов, отделенных горстами, которая на западе была ограничена ГКР, а на востоке Западно-Улытауским разломом. Осадочные комплексы юрского возраста представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и сапропелитов, формировавшихся в континентальных и озёрно-аллювиальных условиях [6]. Высокие скорости осадконакопления, значительная мощность осадочных толщ и наличие восстановительной среды создавали благоприятные условия для накопления и сохранения органического вещества, ставшего основой формирования нефтематеринских комплексов бассейна.

Геохимические исследования [7, 8] показывают, что нефтематеринские толщи ЮТБ характеризуются высоким содержанием органического вещества преимущественно сапропелевого типа. Наиболее перспективными нефтематеринскими породами являются аргиллиты и сапропелиты средней и верхней юры, обладающие высоким углеводородным потенциалом [7]. В процессе погружения и термального преобразования органического вещества происходила генерация жидких и газообразных углеводородов, миграция которых осуществлялась преимущественно по системам глубинных разломов и зон повышенной трещиноватости. Тектонические нарушения играли двойственную роль, выступая одновременно как каналами миграции флюидов, так и структурными границами локальных ловушек.

Анализ геофизических данных свидетельствует о тесной взаимосвязи нефтегазоносных структур с разломно-сдвиговыми зонами. Гравиметрические и магнитометрические исследования позволяют выделять линейные аномалии, отражающие положение глубинных тектонических нарушений и блоковых границ фундамента [7, 8]. Особое значение имеют субмеридиональные и северо-западные разломы, контролировавшие формирование локальных поднятий, грабенов и участков повышенной проницаемости. Установлено, что крупнейшие месторождения бассейна приурочены к зонам пересечения региональных разломов, где создавались наиболее благоприятные условия для аккумуляции углеводородов и формирования структурных ловушек.

Сдвиговые деформации сыграли ключевую роль в тектонической сегментации бассейна и формировании его современной структуры [4]. В условиях внутриконтинентальной деформации региональные разломы выполняли функции трансферных зон, перераспределяющих напряжения между отдельными блоками земной коры. В тектонической структуре ЮТБ региональные элементы разломного каркаса проявляются в строении локальных поднятий, складчатых зон и разломно-сдвиговых нарушений меньшего порядка. Подобная блоковая организация существенно повлияла на распределение коллекторов, экранирующих толщ и путей миграции углеводородов.

Перспективные нефтегазоносные комплексы ЮТБ приурочены преимущественно к юрским и нижнемеловым отложениям, представленным песчаными коллекторами с высокими фильтрационно-ёмкостными свойствами [7]. Формирование эффективных резервуаров происходило в условиях активного осадконакопления и неравномерной тектонической активности, что обусловило широкое развитие литологических и структурно-литологических ловушек [8]. Герметизация залежей

обеспечивается мощными глинистыми толщами верхнеюрского и нижнемелового возраста, обладающими высокими экранирующими свойствами. Существенное влияние на распределение коллекторов оказали фациальные изменения осадков, связанные с динамикой рифтогенных депрессий и изменением палеогеографических условий.

ЮТБ представляет собой сложную внутриконтинентальную рифтогенную нефтегазоносную систему, эволюция которой определялась взаимодействием процессов глубинной тектоники, разломно-сдвиговых деформаций, осадконакопления и термальной эволюции литосферы. Формирование бассейна происходило в условиях длительной внутриконтинентальной орогенной активизации, связанной с реактивацией древних шовных зон и развитием трансформно-сдвиговых структур в пределах Туранской плиты. Установлено, что ключевую роль в формировании нефтегазового потенциала региона играли глубинные разломы, контролировавшие развитие депоцентров, миграцию флюидов и локализацию залежей углеводородов.

Полученные результаты свидетельствуют о тесной взаимосвязи процессов внутриконтинентальной орогении и формирования рифтогенных нефтегазоносных систем, где тектоническая реактивация и блоковая сегментация литосферы создавали благоприятные условия для генерации, миграции и аккумуляции углеводородов. Практическая значимость исследования заключается в возможности использования выявленных тектонических закономерностей для прогнозирования новых перспективных нефтегазоносных объектов, уточнения строения слабоизученных участков и совершенствования методов поисково-разведочных работ в пределах Южно-Торгайской нефтегазоносной провинции.

- [1] Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосибир. ун-та, 2011, 492 с.
- [2] Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау. Алма-Ата: Наука, 1975. 195 с.
- [3] Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Тр. ГИН РАН; Вып. 603. М.: ГЕОС, 2012. 188 с.
- [4] Алексеев Д. В., Быкадоров В. А., Волож Ю. А., Сапожников Р. Б. Кинематический анализ юрских грабен Южного Тургая и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань) // Геотектоника. – 2017. – № 2. – С. 3–20. – DOI 10.7868/S0016853X17020023.
- [5] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 66– 90.
- [6] Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Федоренко О.А., Милетенко Н.В. (ред.). Алматы: ЦГОВСРК, 2002. 37 карт.
- [7] Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана: в 3 т. – Алматы: 2002. – Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. – 224 с.; Т. 3. Нефть и газ – 272 с.
- [8] Акчулаков У. Жолтаев Г.Г., Куандыков Б.М., Исказиев К. и др. Атлас нефтегазоносных и перспективных осадочных бассейнов Республики Казахстан. – Астана, 2014. – 97 с.

РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ КУРАНАХСКОГО И БАРАИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

О.В. Королева, А.В. Прокопьев

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
o.v.koroleva@diamond.ysn.ru, prokopiev@diamond.ysn.ru*

На востоке Сибирского кратона в пределах западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) по геологическим данным выделен раннетриасовый ленский вулcano-плутонический комплекс [1 и ссылки там]. Его выходы образуют обособленные поля в центральной части Западно-Верхоянского сектора ВСНП: на южном фланге Орулганского сегмента, в Куранахском сегменте и на северном фланге Бараинского сегмента [2]. Интрузивы представлены силлами и дайками долеритов, локализованными в отложения нижнего и среднего карбона. Эффузивы представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками, реже покровами в основании нижнетриасовых отложений [1, 3].

Изученность магматизма Западного Верхоянья слабая в связи с труднодоступностью территории и ограниченностью каменного материала. В объяснительных записках к государственным геологическим картам имеются краткие описания пород и единичные химические анализы содержаний петрогенных оксидов [например, 3]. Мы впервые приводим геохимическую характеристику раннетриасовых базитов Западного Верхоянья. Нами изучены образцы из двух силлов долеритов, локализованных в средне-верхнекаменноугольных толщах Куранахского антиклинория по р. Дянышке (правый приток р. Лены). Юго-восточнее, в ядре Бараинского антиклинория, в бассейне р. Байбыкан (правый приток р. Алдана), в основании нижнего триаса среднезернистые кавернозные миндалекаменные базальты покрова(?) образуют делювиальные развалы.

Породы силлов – типичные зеленовато-серые тонкозернистые в контактовых зонах и мелко- и среднезернистые в средней части интрузивов долериты массивной текстуры, пойкилоофитовой или офитовой структуры. Состав пород: плагиоклаз ~ 55 %, пироксен ~ 35 %, калиевый полевой шпат ~ 5 %, окиснорудные минералы – магнетит и титаномагнетит ~ 5 %. Вторичные минералы соссюрит, серицит и альбит по плагиоклазу, хлорит и актинолит по пироксену, иногда вплоть до образования полных псевдоморфоз. Породы бараинского покрова более лейкократовые – плагиоклаза до 65 %, минерал интенсивно серецитизирован и альбитизирован. Поскольку территория испытала тектоническую переработку в юрско-меловое время, это привело к некоторым вторичным изменениям пород.

По содержанию порообразующих оксидов базиты как Куранахского, так и Бараинского антиклинориев являются умереннотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 1,7\%$), низкощелочными ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,34\text{--}2,94\%$), с низким содержанием P_2O_5 (0,14–0,19 %).

По положению фигуративных точек состава на диаграмме $Al - Fe_{tot} + Ti - Mg$ [4] относятся к высокожелезистым толеитам с умеренным содержанием $MgO = 5,2-5,8 \%$. Таким образом, все изученные образцы относятся к субщелочным базальтам и принадлежат толеитовой серии.

Базиты Куранахского и Бараинского антиклинориев различаются по содержанию элементов примесей. Базальты бараинского покрова существенно обогащены (г/т): Cs, Rb, Ba, Th, Nb до 115, 690, 4,62, 15,4, соответственно, против 16,11–13,02, 272–358, 0,37–1,30, 8,09–8,34 в долеритах куранахских силлов, соответственно, что является, по-видимому, следствием большей контаминированности формирующих их магм. Распределение REE в куранахских долеритах отражает слабую дифференцированность: $(La/Yb)_n = 3,18-3,32$, в то время как для пород бараинского покрова наблюдается значительное обогащение LREE при $(La/Yb)_n = 12,52$. Для всех базитов характерны, хоть и в разной степени, выраженные отрицательная ниобиевая и резкоположительная свинцовая аномалии на мультиэлементной диаграмме, предполагающие влияние коровой контаминации. Наблюдаемые повышенные содержания в бараинских базальтах $Th = 4,62$ г/т, $Nb = 15,4$ г/т, $(Th/La)_{pm} = 1,29$, резко выраженная отрицательная ниобиевая аномалия ($Nb/Nb^* = 0,45$), по сравнению с содержаниями $Th = 0,37-1,31$ г/т, $Nb = 8,09-8,34$ г/т, $Nb/Nb^* = 0,72-1,28$ $(Th/La)_{pm} = 0,24-0,90$ для куранахских, базитов может свидетельствовать о большей роли корового материала в эволюции магм в Бараинском антиклинории.

Для сравнения мы привлекли, случайно выбрав, траппы западной [5] и восточной [6] частей Тунгусской синеклизы; юга (Ангаро-Тасеевская синклиналь [7]) и северо-востока (Оленекского поднятия [8]) Сибирской платформы. Сопоставимость геохимических характеристик позволяет нам, получив дополнительные доводы, вслед за В.Л. Масайтисом [9], относить базиты Куранахского и Бараинского антиклинориев к восточному проявлению пермско-триасовых сибирских траппов.

Исследования проводятся в рамках госзадания ИГАБМ СО РАН, проект № 12052900042-7.

- [1] Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строеение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: «Наука», 1975. 322 с.
- [2] Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов / Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). 2001. МАИК «Наука/Интерпериодика», Москва. С. 156–198.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка / О.И. Щербаков, А.П. Кропачев, Г.Н. Гамянин и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2008.
- [4] Jensen L.S., Pyke D.R. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt N.T., Nisbet E.G. Komatiites. London, George Allen and Unwin, 1982. P. 147–157.
- [5] Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Paleskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Sci Rev. 2013. V. 122. P. 58–76.

- [6] Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок долеритовых силлов // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 7–11.
- [7] Ivanov A. V., He H., Yang L., Nikolaeva I. V., Palesskii S. V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps // J. Asian Earth Sciences. 2009. V. 35. P. 1–12.
- [8] Томшин М.Д., Копылова А.Г. Траппы северо-востока Тунгусской синеклизы и Оленекского поднятия. Сравнительный анализ // Наука и образование. 2017. № 4. С. 22– 28.
- [9] Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки ВМО. 1983. Вып. 4. С. 412–425.

**ПРОЦЕССЫ КОРОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ
ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (КРУПНАЯ
МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКИ)
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОВ
ВКРАПЛЕННИКОВ ИЗ РАННЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ**

Г.В. Леднева, С.Г. Сколотнев, К.Г. Ерофеева, О.И. Окина

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Раннемеловые вулканы поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане являются продуктами подводных извержений, относимых к крупной магматической провинции высокоширотной Арктики [1–3]. Ранее проведенные нами исследования геохимии и изотопного состава Sr, Nd и Pb этих пород из коллекций экспедиций научно-исследовательской подводной лодки 2014 и 2016 гг., собранных С.Г. Сколотневым, и анализ данных из литературных источников показали, что раннемеловые вулканы поднятия Менделеева варьируют от базальтов/трахибазальтов до трахиандезитов. Они были нами разделены на три группы пород, генетически не связанных друг с другом. Это 1) *Ol-Cpx-Pl* базальты и *Pl-Ol* трахибазальты из вулканических брекчий, распространенные на склонах г. Трукшина; б) *Orx-Cpx-Pl* и *Cpx-Pl* трахиандезибазальты и *Ilm-Mag-Cpx-Pl* и *Ol-Pl* трахиандезиты, встречающиеся в центральной и юго-западной частях поднятия, и в) *Hbl-Pl* лампрофир из одного разреза с *Cpx*-содержащими разновидностями пород. Валовые составы вулканитов всех трех групп не отвечают первичным и отражают как преобразование магм в коровых очагах (фракционирование, нередко осложненное коровой контаминацией), так и низкотемпературные, вероятно, неизохимичные изменения пород при их взаимодействии с морской водой или гидротермальным (производным от морской воды) флюидом. Эти процессы частично затушевают исходные составы пород и влияют на оценки составов их родоначальных расплавов и возможных источников [3]. Избежать этих проблем отчасти позволяет исследование геохимии минералов вкрапленников в вулканитах.

Нами были изучены составы вкрапленников пироксенов и плагиоклазов из *Orx-Cpx-Pl* и *Cpx-Pl* трахиандезибазальтов и *Ilm-Mag-Cpx-Pl* трахиандезита центральной части поднятия Менделеева (полигон 3: 79°05'–78°56' с.ш., 175°14'–174°11'з.д.). Основные результаты сводятся к следующему:

Авгит вкрапленников из этих пород близок по составу к известным по литературным данным составам авгитов из толеитовых базальтов и долеритов крупной магматической провинции высокоширотной Арктики.

Оценки состава расплавов, полученные по составам центральных частей зерен клиноэнстатита и авгита из их сростаний, хорошо согласуются друг с другом.

Вкрапленники авгита кристаллизовались из дифференцированных порций двух разных родоначальных расплавов (далее расплавы 1 и 2) при их фракционировании, которое, возможно, было осложнено контаминацией пород нижней коры. На

мультиэлементных диаграммах эти расплавы имеют близкие к E-MORB и T-MORB спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и отрицательную аномалию Pb, но обнаруживают обеднение Nb относительно La. Эти черты типичны для контаминированных внутриплитных расплавов.

Составы расплавов, оцененные по геохимии низко-Са пироксенов, слагающих каймы обрастания вокруг срастаний авгита и клиноэнстатита, сильно обогащены легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых РЗЭ (расплав 3) и существенно отличаются от оцененных расплавов 1 и 2.

Обогащение краевых частей крупных вкрапленников клиноэнстатита (продуктов кристаллизации из расплава 1) легкими РЗЭ свидетельствует о вероятном частичном переуравновешивании их составов с расплавом 3.

Составы плагиоклазов, слагающих вкрапленники и зерна в основной массе, указывают на их вероятную кристаллизацию из расплавов разного состава и/или разной степени окисленности.

На основании полученных результатов мы предполагаем, что трахиандезибазалты и трахиандезит центральной части поднятия Менделеева, по-видимому, представляют собой продукты смешения дифференцированных порций разных родоначальных расплавов. При этом только один из оцененных расплавов (расплав 1), равновесный с авгитом и клиноэнстатитом срастаний, близок по геохимии к валовому составу *Орх-Срх-Pl* трахиандезибазалта, содержащему эти срастания.

Коллектив авторов выражает искреннюю благодарность экипажу научно-исследовательской подводной лодки Министерства обороны РФ, обеспечившему в тяжелейших подледных глубоководных условиях получение уникальных коллекций горных пород со склонов поднятия Менделеева.

Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН.

- [1] Кременецкий А.А., Костицын Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным. Геохимия. 2015, № 6, с. 487–501.
- [2] Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2013, т. 53, с. 34–55.
- [3] Skolotnev S.G., Ledneva G.V., Okina O.I., Larionova Yu.O., Korniychuk A.V. Geochemistry and Sr, Nd, and Pb Isotopic Composition of Early Cretaceous Volcanic Rocks of the Mendeleev Rise, Arctic Ocean // Geochemistry International, 2026, v. 64, No. 5, p. 335–363.

К ОЦЕНКЕ ОПАСНОСТИ РАЗЛОМОВ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ЗОН В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ ПГЗРО НИЖНЕ-КАНСКОГО МАССИВА

А.И. Маневич^{1, 2}, В.Н. Татаринов^{2, 3}

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия,

² Университет науки и технологий МИСИС, Москва, Россия, d.akmatov@gcras.ru

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Долговременная геоэкологическая безопасность пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов определяется не только общими инженерно-геологическими условиями площадки, но и возможностью развития опасных деформационных процессов в массиве горных пород. Для объектов такого типа принципиальное значение имеет не столько формальное выделение «активного разлома», сколько оценка того, способен ли тот или иной разлом либо связанная с ним деформационная зона нарушить изоляционные свойства вмещающего массива на интервале времени порядка 10 000 лет. Именно поэтому при обосновании безопасности ПГЗРО задача смещается от классификации разломов к их инженерной численной параметризации [1–4]. Особенностью района размещения ПГЗРО в пределах Нижне-Канского массива является высокая структурная неопределенность. Для одной и той же территории существует несколько разломно-тектонических схем, существенно различающихся по положению, рангу и степени достоверности разломов. Это означает, что прямой переход от картографически выделенного нарушения к выводу о его современной опасности методически недостаточен. В такой ситуации более обоснованным является анализ современных движений земной коры по данным режимных наблюдений с последующим сопоставлением выявленных аномалий деформационного поля с различными вариантами структурной интерпретации (рис. 1). Большое количество конкурирующих схем разломов вносит основную неопределенность в оценку геодинамической опасности района.

В качестве инструментальной основы такой оценки используется геодинамический мониторинг, включающий ГНСС-наблюдения, высокоточное нивелирование и сейсмологические данные. На январь 2025 г. спутниковая геодезическая сеть в районе ПИЛ включает 41 пункт, а для анализа пространственного распределения современных движений использованы результаты расчета скоростей горизонтальных и вертикальных смещений за период 2012–2024 гг. Это позволяет перейти от качественных представлений о «возможной активности» разломов к количественной оценке деформационного режима площадки и ее окружения. При таком подходе предметом интерпретации становятся не только сами разломы, но и деформационные зоны, которые могут не совпадать однозначно с какой-либо одной картой разломов.

Основным результатом является переход к масштабно-нормированной оценке опасных деформаций. Современные деформационные процессы имеют импульсно-пульсационный характер, поэтому для объектов длительного срока эксплуатации

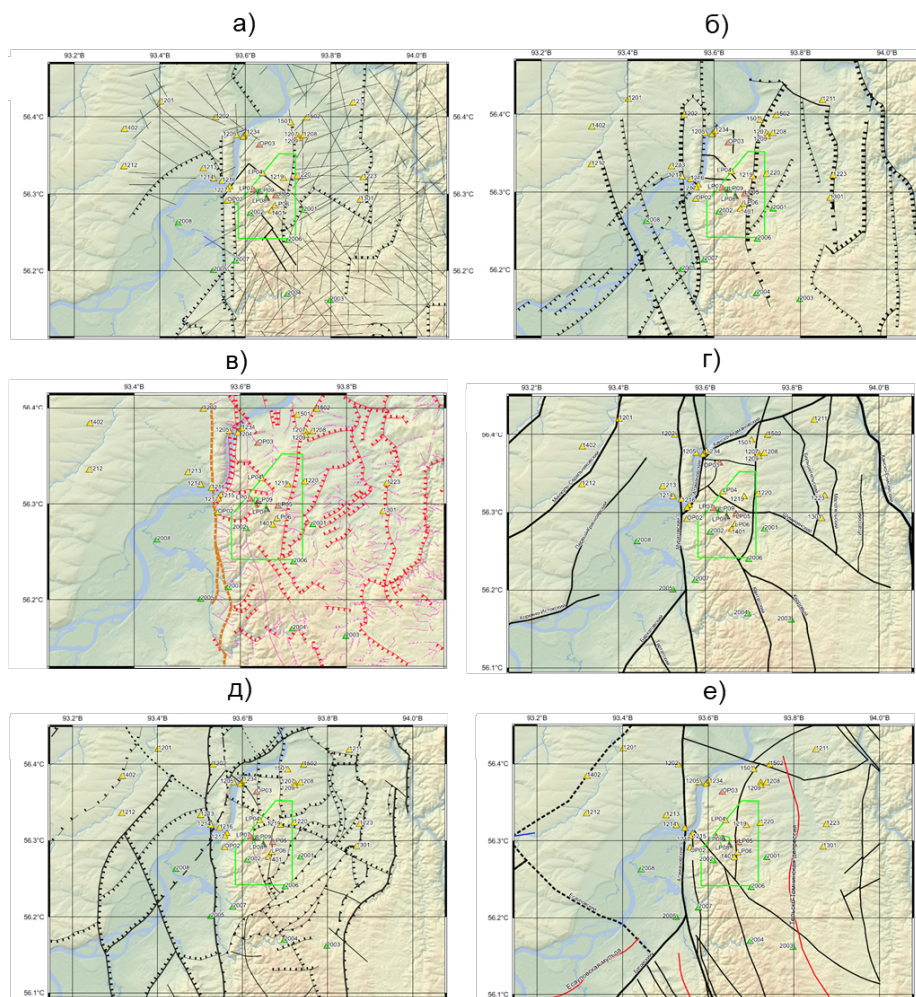


Рис. 1. Разломно-тектонические схемы Нижне-Канского массива, используемые при оценке геодинамической опасности района размещения ПГЗРО.

недостаточно использовать только мгновенные либо усредненные за короткий период скорости. Предложенная схема учитывает цикличность деформационного процесса и позволяет оценивать среднюю опасную деформацию для различных масштабных уровней. Для горизонта эксплуатации ПГЗРО 10 000 лет расчетные пороговые значения изменяются от 10^{-9} – 10^{-8} год⁻¹ для масштаба структурно-тектонического блока до 10^{-7} – 10^{-6} год⁻¹ для локальных площадок и подземных выработок (рис. 2). Это означает, что опасность должна рассматриваться как функция масштаба, типа деформационного режима и близости к зонам локализации деформаций, а не как простое бинарное свойство «активен/неактивен» применительно к разлому [2–4].

Таким образом, для района размещения ПГЗРО более корректной представляется не классическая схема поиска и идентификации «активного разлома» в узком нормативном смысле, а оценка опасности разломов и деформационных зон по ком-

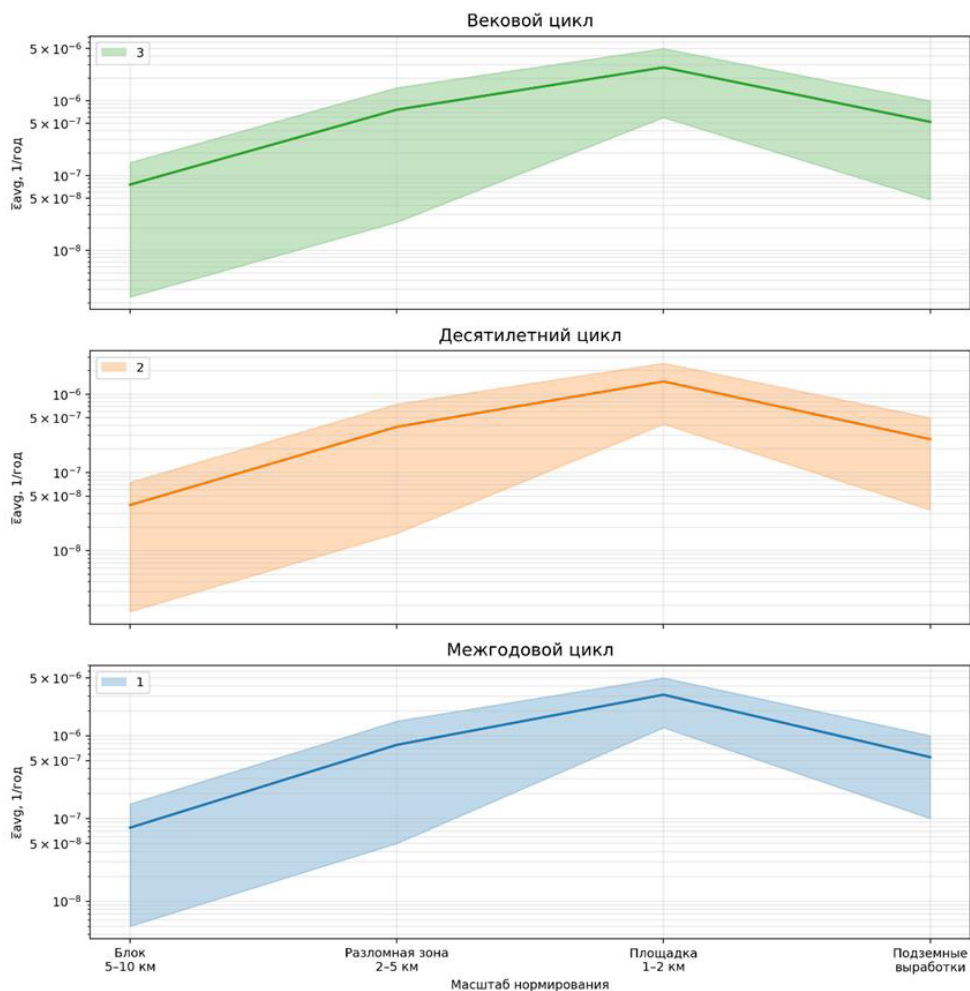


Рис. 2. Сценарные графики оценки средней опасной деформации ε_{avg} для различных масштабных уровней и сценариев цикличности деформационного процесса.

плексу признаков: устойчивости аномалий деформационного поля, их пространственной локализации, согласованности масштабно-нормированным порогам опасных деформаций. Такой подход позволяет связать данные ГНСС-мониторинга с инженерной задачей оценки долговременной устойчивости массива и сформировать более реалистичную основу для геоэкологического обоснования безопасности подземной изоляции высокоактивных РАО.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

- [1] Андерсон Е.Б., Белов С.В., Камнев Е.Н., Колесников И.Ю., Лобанов Н.Ф., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. Подземная изоляция радиоактивных отходов. М.: Горная книга, 2011, 592 с.

- [2] International Atomic Energy Agency. An Introduction to Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis in Site Evaluation for Existing Nuclear Installations. Vienna: IAEA, 2021, 133 p
- [3] Wu Z., Hu M. Definitions, Classification Schemes for Active Faults, and Their Application // *Geosciences*, 2024, Vol. 14, No. 3, Art. 68. DOI: 10.3390/geosciences14030068.
- [4] Selçuk L., Selçuk A.S. FRS (Fault Rating System): a quantitative classification of active faults for hazard evaluations // *International Journal of Earth Sciences*, 2024, Vol. 113, p. 125–143. DOI: 10.1007/s00531-023-02360-z.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПРИРАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ В ПРИВЕРШИННОЙ ЧАСТИ Г. СИНЮХА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В.Д. Махлаев¹, Д.С. Андриюшин², О.В. Зеркаль¹

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра инженерной и экологической геологии, Москва, Россия, vasilii.makhlav@mail.ru

² Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,
andriushinds@mail.ru

Введение. Контрастный рельеф, сложное геологическое и инженерно-геологическое строение территории Горного Алтая, ее удаленность предопределяют невысокую инженерно-геологическую изученность региона. Активное хозяйственное освоение отдельных территорий региона, осуществляемое в настоящее время, связанное со строительством туристической инфраструктуры, дает уникальную возможность исследовать и описывать в обнажениях ранее недоступные, в том числе за счет низкой обнаженности и высокой залесенности, геологические объекты. Одним из таких изученных объектов стал разлом в привершинной части горы Синюха, вскрытый при обустройстве серпантина – части инфраструктуры горнолыжного курорта «Манжерок». Представленная работа посвящена инженерно-геологическому изучению пород зоны этого разлома.

Одним из крупнейших и наиболее изученных разломов региона является Катунский разлом. Кинематика Катунского разлома определена как правая сдвиговая с раздвиговой компонентой [1]. Сместитель круто падает на восток, амплитуда сдвиговых перемещений достигает 30 км [2]. В местах расщепления разломом пород усть-семиинского комплекса последние ороговикованы и рассланцованы в полосе 300-350 м [2]. К Катунскому разлому приурочена серия разрывных нарушений меньшего порядка, одним из которых является Караташский разлом, вскрытый в ходе строительных работ на склоне и изученный авторами.

Караташский разлом имеет схожую кинематику и ориентировку. Поверхность сместителя падает под углом 62°, азимут падения составляет 126°. В зоне шириной около 100 м породы подвержены вторичным изменениям: от неинтенсивного кливажирования в периферийной части разломной зоны до ороговикования и рассланцевания вблизи поверхности сместителя.

Целью исследования являлось изучение влияния зоны Караташского разлома на изменчивость инженерно-геологических характеристик пород.

Методы. Для определения состава пород применялся рентгенофазный анализ валовых проб (выполнен на кафедре литологии Геологического факультета МГУ). Для оценки трещиноватости массива в пределах доступных участков выполнена трещинная съемка. Для оценки физико-механических свойств пород применялись как стандартные методы: трещинная съемка, определение прочности пород на одно-

осное сжатие [3]; так и более сложные – определение физико-механических характеристик пород с учетом неоднородностей (трещиноватости) массива с использованием критерия Hoek-Brown [4].

Результаты. Рассматриваемый разлом в пределах участка исследования развит в породах Караташского массива – основных интрузивах усть-семирского комплекса среднего кембрия. Породы представлены порфиризовидными зеленовато-серыми габброидами и характеризуются высоким содержанием хлорита – до 40 %, свидетельствуя о том, что образования подверглись начальной стадии метаморфизации. Прочие породообразующие минералы – роговая обманка (~40 %) и плагиоклазы (~15 %). В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит и слюды. В трещинах и микротрещинах локально развит вторичный кварц.

Породы характеризуются высоким пределом прочности на одноосное сжатие – в среднем, 96 МПа. Массив разбит на блоки сетью трещин, модуль трещиноватости пород вне приразломной зоны составляет 4, GSI – 82. В целом, качество пород можно охарактеризовать как «хорошее», согласно ГОСТ 25100-2020 [5]. Сцепление и угол внутреннего трения (с учетом GSI) составляют 9,34 МПа и 34° соответственно.

Вблизи разлома зафиксировано интенсивное изменение состава, строения и свойств пород. В приразломной зоне (около 50 м от поверхности сместителя) выделены 2 подзоны, характеризующиеся разной интенсивностью преобразования.

В 15–50 м от поверхности сместителя породы усть-семирского комплекса изменяются плавно.

Валовый минеральный состав пород изменяется за счет заполнения макро- и микротрещин кварцем, его доля возрастает с 4 до ~20%, однако исходное макростроение метагаббро сохраняется.

Соппротивление пород одноосному сжатию в выделенной подзоне практически не изменяется. С приближением к поверхности сместителя учащаются проявления кливажа, плоскости которого ориентированы согласно основному разрывному нарушению. Поверхность зияющих трещин шероховатая, выветрелая. Модуль трещиноватости достигает 14, GSI снижается до 64. Качество породного массива можно оценить как «среднее», согласно ГОСТ 25100-2020 [5]. Сцепление и угол внутреннего трения (с учетом GSI) также снижаются и составляют 5,32 МПа и 33° соответственно.

В пределах 15 м от поверхности сместителя начинается глубокое преобразование состава и строения пород.

Породы характеризуются значительным изменением минерального состава – при сохранении высокого содержания хлорита (~30 %) и плагиоклаза (~15 %), полностью отсутствует роговая обманка. В валовых пробах отмечено высокое содержание кальцита (~30 %) – нехарактерного заполнителя трещин даже для кливажированных разностей пород разломной зоны. Кроме того, значительную часть (до 8 %) в рассматриваемой зоне составляет пирит. В совокупности, изменения минерального состава свидетельствуют об интенсивной гидротермальной минерализации разломной зоны.

Соппротивление пород одноосному сжатию уменьшается до 60 МПа. С приближением к поверхности сместителя повышается сланцеватость вплоть до формирования «пластинчатой» текстуры. Крупные трещины выветрелые, с раскрытием до 1 см, часто без заполнителя, с гладкой поверхностью. Модуль трещинова-

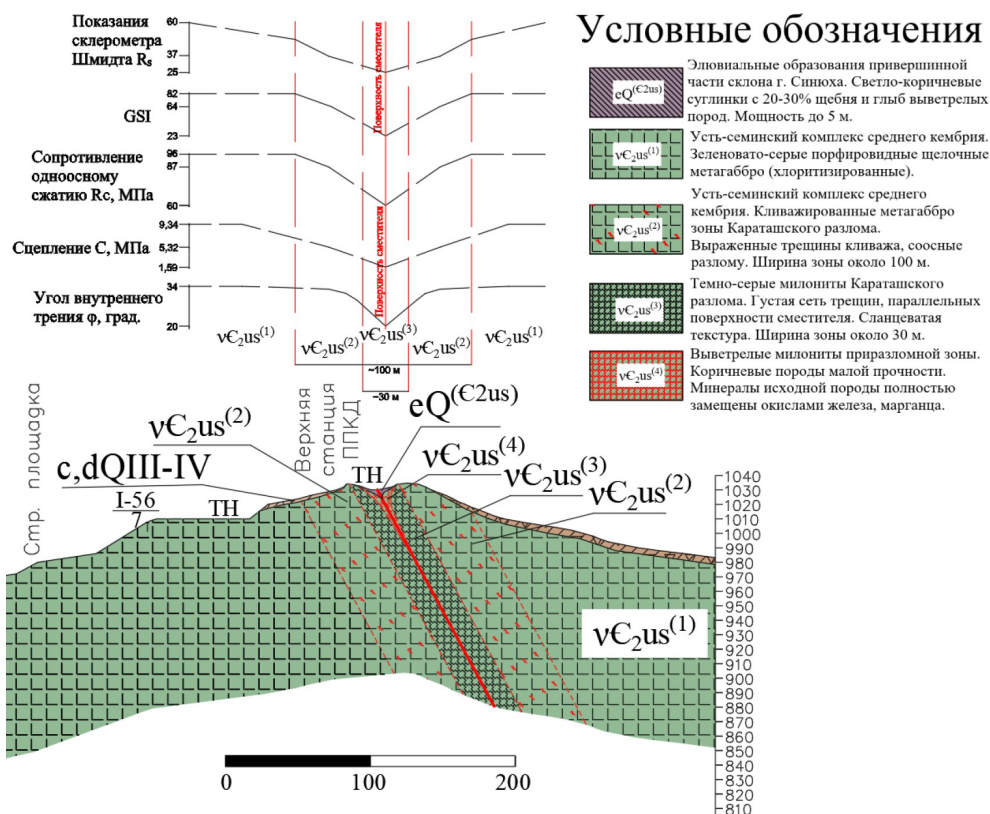


Рис. 1. Фрагмент геологического разреза привершинной части г. Синюха.

тости – более 40. GSI (в среднем для пород подзоны) снижается до 23. Качество породного массива – от «плохого» до «очень плохого», по ГОСТ 25100-2020 [5]. Значения сцепления и угла внутреннего трения (с учетом GSI) существенно снижаются до 1,59 МПа и 20° соответственно.

Выводы. Полученные результаты показывают, что в пределах зоны Караташского разлома выделяются подзона повышенной трещиноватости с неинтенсивным преобразованием пород Караташского массива и подзона сланцевания с глубоким изменением состава и строения пород (см. рис. 1). Изменения в составе, строении и свойствах пород в приразломной зоне описаны ниже.

Изменения состава пород выражаются в разрушении порообразующих силикатов и в увеличении доли гидротермальных минералов (кварца, кальцита, пирита) выполняющих макро- и микротрещины.

В пределах приразломной зоны трещиноватость возрастает более, чем в 10 раз, а параметр GSI уменьшается в 4 раза.

Сопротивление одноосному сжатию практически не изменяется с развитием кливажа, однако уменьшается в 1,5 раза с глубоким изменением состава и развитием сланцеватости в породах приразломной зоны.

Сцепление пород намного чувствительнее к увеличению трещиноватости пород, чем угол внутреннего трения. Кливажирование пород приводит к уменьшению сцепления почти в 2 раза, в то время как угол внутреннего трения практически не

изменяется. Сцепление пород вблизи поверхности сместителя в 6 раз меньше, чем у неизмененных пород, в то время как угол внутреннего трения уменьшается всего в 1,5 раза.

- [1] Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология, 2023, № 1, с. 46–59.
- [2] Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. [и др.]. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-П (Горно-Алтайск). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018, 199 с.
- [3] Фролова Ю.В. Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. – М.: КДУ, 2015, 222 с.
- [4] Hoek E., Brown E.T. The Hoek-Brown failure criterion and GSI: 2018 edition // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 2018.
- [5] ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация. М.: Стандартиформ, 2020, 38 с.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ВЗАИМОСВЯЗЬ СОВРЕМЕННОЙ КОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ

А.Т. Маякин¹, А.О. Агibalов^{1,2}, А.А. Сенцов¹, Г.Р. Балашов¹

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН,
Москва, Россия, alekssencov@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

Совершенствование геоморфологических критериев сейсмичности – актуальная научно-практическая задача, поскольку на примере разных регионов показана приуроченность эпицентров землетрясений к аномалиям морфометрических параметров рельефа. Она объяснима тем, что новейшие тектонические движения, инициирующие землетрясения, служат одним из значимых факторов рельефообразования. В то же время набор морфометрических характеристик, информативных для выделения сейсмоактивных участков, различается на разных территориях, а также значительно варьируется степень пространственной взаимосвязи сейсмичности и рельефа. Эти особенности, на наш взгляд, указывают на востребованность статистической оценки упомянутой связи в масштабе всей территории бывшего СССР.

В качестве исходных данных послужили цифровая модель рельефа, сейсмический каталог, информация о мощности земной коры [1] и схема линеаментов [2]. За инструментальный период наблюдений на территории России и ближнего зарубежья произошло >10 тысяч землетрясений с магнитудой $\geq 2,5$. При этом гипоцентры $\geq 7,1$ тысячи сейсмических событий локализованы в пределах земной коры. 90 % эпицентров коровых землетрясений произошло в областях преобладания горного рельефа, занимающих 32 % площади рассмотренной территории. Такие области выделяются по комплексу морфометрических характеристик: высотам рельефа, крутизне склонов, глубине вертикального расчленения, гипсометрическому интегралу, плотности линеаментов и водотоков. При составлении схемы гипсометрического интеграла с использованием упрощенной формулы [3] важен размер расчетной ячейки: нами было эмпирически установлено, что оптимален выбор крупных ячеек размерами 500×500 км. В ряде случаев сейсмичность связана с асимметрией и эксцессом высот [4], однако в региональном масштабе такой взаимосвязи не наблюдается.

Отдельное внимание уделено рассмотрению коровых сейсмических событий, которые могут вызывать сотрясения интенсивностью >5 баллов по шкале MSK-64. Ограничение выборки землетрясений до глубины подошвы земной коры связано с тем, что геоморфологические методы в целом мало информативны для понимания геологических процессов, происходящих в глубоких недрах Земли, а 5-балльный порог интенсивности использован при составлении карт общего сейсмического районирования ОСР-97 и ОСР-2016. Интенсивность оценена по формуле [5] с кон-

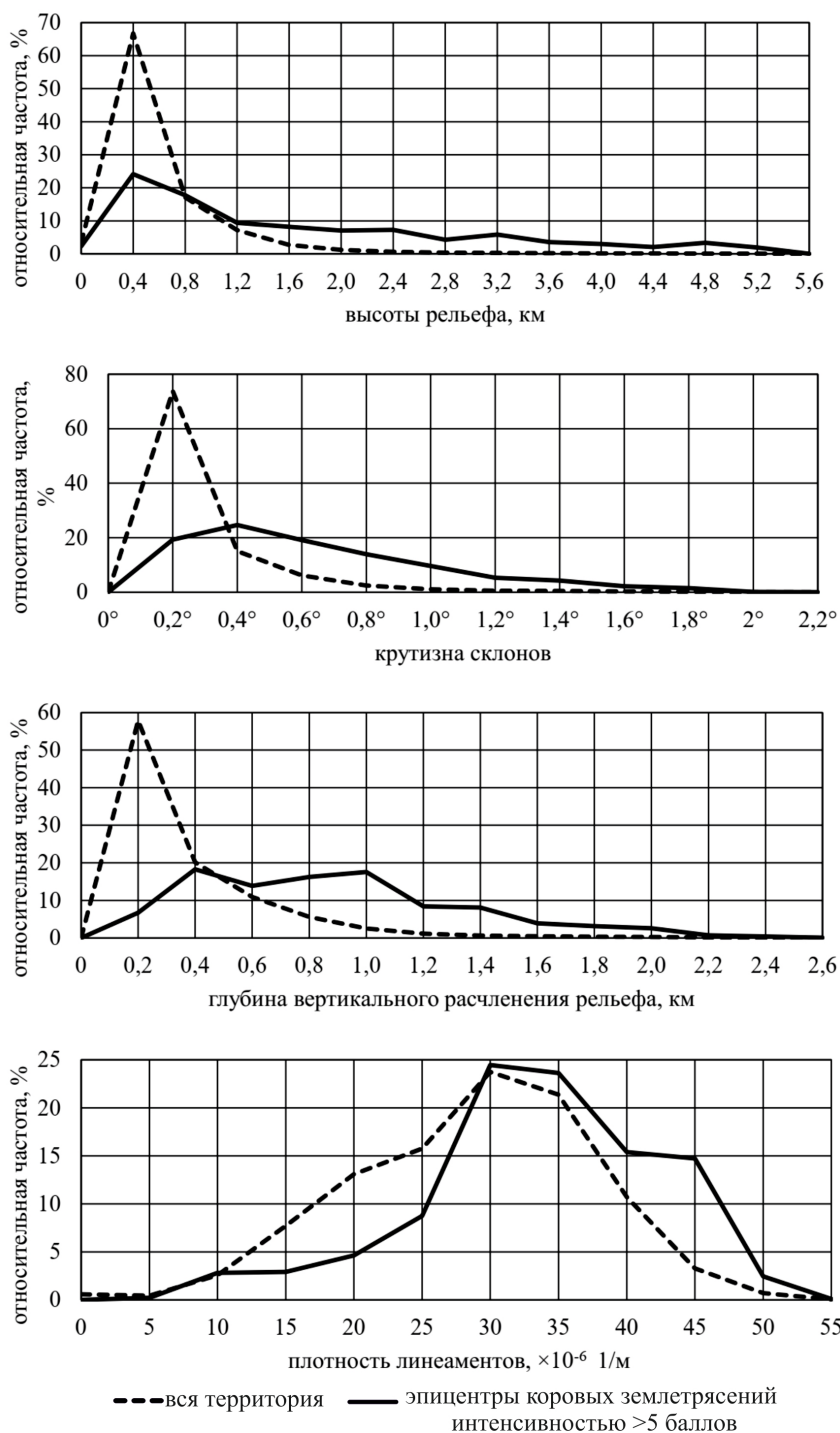


Рис. 1. Графики относительной частоты морфометрических параметров рельефа, рассчитанных для всей территории России и ближнего зарубежья, и в точках – эпицентрах современных коровых землетрясений интенсивностью >5 баллов по шкале MSK-64.

стантами $b = 1,5$, $v = 3,5$, $c = 3,0$, полученными для всей территории СССР. Общее количество землетрясений с учетом обоих ограничений составляет 4,3 тысячи. Их эпицентры приурочены к положительным аномалиям 4-х морфометрических параметров – высоты рельефа, крутизны склонов, глубины вертикального расчленения и плотности линейментов. На рисунке эта взаимосвязь проиллюстрирована с помощью графиков относительной частоты значений перечисленных параметров, рассчитанных для всей территории и в точках – эпицентрах коровых землетрясений интенсивностью >5 баллов. Установленные различия между обеими выборками статистически значимы, поскольку гипотеза о равенстве медиан не принимается для $\alpha = 0,05$ на основании критерия знаков.

Исследование выполнено в рамках НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова) и государственного задания ИФЗ РАН.

- [1] Mooney W.D., Barrera-Lopez C., Suarez M.G., Castelblanco M.A. Earth crustal model 1 (ECM1): A $1^\circ \times 1^\circ$ global seismic and density model // *Earth-Science Reviews*, 2023, v. 243.
- [2] Нечаев Ю.В. Линейменты и тектоническая раздробленность: Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / под редакцией академика А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010, 215 с.
- [3] Казарян К.С., Саргсян Р.С. Сейсмотектонический анализ Вираайоц-Карабахской зоны территории Армении и прилежащих частей Малого Кавказа // *Геодинамика и тектонофизика*, 2021, т. 12, № 1, с. 157–165.
- [4] Агibalов А.О., Федоров В.М., Маякин А.Т., Сенцов А.А., Зайцев В.А., Симонов Д.А., Захаров В.С., Сывороткин В.Л., Балашов Г.Р., Казанцев А.А., Павлова А.П. Взаимосвязь современной сейсмичности района Северомуйского тоннеля с рельефом и геодезическими данными // *Вестник Московского университета, серия 4: геология*, 2025, № 5, с. 27–38.
- [5] Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных в сейсмическом районировании // *Сейсмическое районирование СССР*, ч. 1. М.: Наука, 1968, с. 95–121.

СТРУКТУРНО-СКОРОСТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ И ИХ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ

Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, Ю.П. Стефанов

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Россия, MelnikEA@ipgg.sbras.ru*

Проведено комплексное исследование структурно-скоростных особенностей земной коры и верхней мантии южной и восточной окраин Сибирского кратона, а также сопряженных с ним областей Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изучено напряженно-деформированное состояние земной коры этих регионов под действием гравитационных сил на основе комплексного анализа данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), гравиметрии и численного геомеханического моделирования.

Работа выполнена по материалам опорных региональных геофизических профилей Российской Федерации [5]. Основной объем данных получен вдоль профилей 3-ДВ и 1-СБ. Профиль 3-ДВ пересекает южную и восточную окраины Сибирского кратона, а профиль 1-СБ (протяженностью около 1450 км) проходит через северную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса и выходит на юг Сибирской платформы.

По данным сейсмических исследований вдоль профиля 3-ДВ земная кора Алдано-Станового щита характеризуется значительной латеральной неоднородностью [12]. В Становом блоке кора имеет двухслойное строение, в Алданском – трехслойное. Граница между блоками выражена ступенчатым увеличением мощности коры под сейсмоактивной Чульманской впадиной. В центральной части профиля выявлена наклонная (под углом около 20°) разломная зона, прослеживающаяся от границы Мохо до раннедокембрийского фундамента. Под Чульманской впадиной в средней коре формируется промежуточный высокоскоростной слой, отсутствующий в Становом блоке, при этом значительно утолщается приповерхностный слой. Полученная модель строения коры Алдано-Станового щита заметно отличается от типичной для Сибирского кратона, что подчеркивает его особое тектоническое положение и требует специального изучения связи с мантийной частью литосферы и современной сейсмичностью.

На восточной окраине Сибирского кратона (профиль 3-ДВ) в верхней коре закартированы Приверхоанский передовой прогиб и локальный Тыловой прогиб, разделенные Сетте-Дабанской тектонической зоной [11, 14]. Последняя представляет собой блок шириной около 50 км с аномально высокой скоростью в верхней коре (6.5–6.6 км/с), предположительно связанной с магматическими процессами. Граница кратона уверенно проводится по наклонной разломной зоне (угол наклона

≈15°), совпадающей с выклиниванием Приверхоянского прогиба, изменением мощности нижнекоровых слоев и ступенчатым рельефом границы Мохо. Принципиальных различий в строении верхней коры между передовым прогибом и расположенной восточнее Верхояно-Колымской складчатой областью не установлено. Остается дискуссионным вопрос о мощности осадочного выполнения прогибов: по сейсмическим данным она может быть существенно больше за счет слоя со скоростями 6.0–6.2 км/с и приближаться к геологическим оценкам (20–24 км).

По результатам исследований вдоль профиля 1-СБ средняя скорость в кристаллической коре Забайкалья и Прибайкалья (6.2–6.4 км/с) заметно ниже, чем на Сибирской платформе (6.4–6.5 км/с) [6, 7, 13]. В нижней коре платформы выделяется высокоскоростной слой со скоростью 6.7–6.9 км/с. Мезокайнозойские осадки мощностью 3–8 км приурочены к рифтогенным впадинам и зонам глубинных разломов. На платформе осадочный чехол двухслойный, его общая мощность достигает 7–8 км.

Кровля средней коры залегает на глубинах 10–18 км, образуя значительный подъем (до 10 км) в районе Монголо-Охотского разлома и под Селенгино-Яблоновой системой. Кровля нижней коры расположена на глубине 20–23 км под Монголо-Забайкальем. В зоне Монголо-Охотского разлома она образует прогиб, заполненный линзой со скоростью 6.45–6.5 км/с. Под Селенгино-Становой областью граница полого поднимается до 20 км с амплитудой около 10 км. Скорость в нижней коре остается стабильной (6.6–6.7 км/с) по всему профилю.

Рельеф границы Мохо относительно пологий: 39–40 км на юге профиля, 45–47 км под Байкальской складчатой областью и 40–42 км под Сибирской платформой. Скорость на границе Мохо изменяется блоками размером 100–200 км от 7,9 км/с (Байкальская область) до 8.5 км/с (Монголо-Забайкальская система). Модель демонстрирует контрастное строение верхней коры при относительно спокойном рельефе границы Мохо, отражая переходную зону от Центрально-Азиатского складчатого пояса к Сибирскому кратону.

Для оценки напряженно-деформированного состояния литосферы были построены двумерные геомеханические модели на основе созданных сейсмоплотностных разрезов. Разрезы разделены на пять основных слоев: осадочный чехол, верхнюю, среднюю и нижнюю кору, а также верхнюю мантию. Каждому блоку присвоены индивидуальные упругие и прочностные параметры согласно представлениям о распределении реологических свойств [1, 3, 9]. Расчеты выполнены в упругой и упругопластической постановках [4, 8, 10].

Результаты численного моделирования показали, что при чисто гравитационном нагружении распределение напряжений в значительной степени контролируется рельефом межслойных границ и вариациями мощности и свойств слоев. В коре Алдано-Станового щита повышенные аномалии вертикальных напряжений приурочены к Становому и Алданскому блокам, а горизонтальные напряжения локализуются преимущественно в районе Чульманской впадины и Станового хребта. На восточной окраине кратона наблюдаются положительные (растягивающие) аномалии в средней коре и локальные растяжения в верхней коре под Сетте-Дабаном.

По профилю 1-СБ установлено, что Монголо-Забайкальская и Селенгино-Становая складчатые системы находятся преимущественно в режиме горизонтального и вертикального растяжения (до 200 МПа и 340 МПа соответственно). В Байкаль-

ской складчатой области, особенно в районе Муйской впадины, отмечается значительное снижение уровня напряжений (до -100 МПа), что может объяснять повышенную современную сейсмичность этой зоны [2].

Таким образом, комплексный анализ структурно-скоростных моделей и результатов геомеханического моделирования выявляет закономерную связь между глубинным строением земной коры и верхней мантии Сибири, полем гравитационных напряжений и современной сейсмической активностью. Полученные результаты важны для понимания геодинамики платформенных и складчатых областей Сибири и оценки сейсмичности.

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050 «Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей».

- [1] Burov E.B. Rheology and strength of the lithosphere // Marine and Petroleum Geology, 2001, № 28, p. 1402–1443.
- [2] Бакеев Р.А., Стефанов Ю.П., Мельник Е.А., Суворов В.Д., Павлов Е.В., Сальников А.С. Влияние сейсмоплотностных неоднородностей на напряженно-деформированное состояние земной коры и верхов мантии по профилю 1-СБ // Геофизические технологии, 2025, № 4, с. 30–41.
- [3] Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика, 2006, Т. 47, № 10, с. 1094–1105.
- [4] Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов, М.: Мир, 1975, с. 166–177.
- [5] Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D-картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения, 2016, № 67, с. 43–48.
- [6] Мельник Е.А., Суворов В.Д. Восстановление структуры земной коры Забайкалья по данным глубинных сейсмических исследований // Международный научно-исследовательский журнал, 2018, № 12, 2 (78), с. 92–97.
- [7] Мельник Е.А., Суворов В.Д., Павлов Е.В. Распределение сейсмоплотностных неоднородностей в земной коре и верхах мантии Забайкалья и Прибайкалья (профиль 1-СБ) // Геофизические технологии, 2025, № 4, с. 4–11.
- [8] Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучих сред // Прикладная математика и механика, 1971, Т. 35, № 6, с. 1070–1082.
- [9] Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов М. Академкнига, 2007, 406 с.
- [10] Стефанов Ю.П. Локализация деформаций и нарушений в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика, 2002, Т. 5, № 5, с. 107–118.
- [11] Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическая модель зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (опорный профиль 3-ДВ) // Физика Земли, 2021, № 6, с. 52–67.

- [12] Суворов В.Д., Мельник Е.А., Павлов Е.В. Сейсмические неоднородности верхней и всей коры Алдано–Станового щита (профиль 3-ДВ) [Электронный ресурс] // Геодинамика и тектонофизика, 2023, Т. 14, № 1, с. 1–14.
- [13] Суворов В.Д., Мельник Е.А., Павлов Е.В., Сальников А.С. Региональное структурно-тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по сейсмогравитационным данным вдоль опорного профиля 1-СБ [Электронный ресурс] // Геодинамика и тектонофизика, 2018, Т. 9, № 2, с. 439–459.
- [14] Суворов В.Д., Павлов Е.В., Мельник Е.А. Сейсмоплотностные признаки мезозойской складчатости в земной коре восточной пассивной окраины Сибирского кратона (профиль 3ДВ) // Геофизические технологии, 2022, № 1, с. 110–117.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, ВОЗРАСТЕ
И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА
МЕТАБАЗИТОВ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА КЕЙВСКОГО ТЕРРЕЙНА
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

Т.А. Мыскова^{1, 2}, Н.Б. Филиппов², П.А. Львов^{1, 2}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, Россия, tmyskova@gmail.com

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия, Nikolay_Filippov@karpinskyinstitute.ru

Кейвский террейн является составной частью Лапландско-Кольского коллизии орогена, расположенного в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Комплекс метабазитов, в настоящее время представленный амфиболизированными габброидами, широко развит в пределах Кейвского террейна и присутствует в виде маломощных даек и пластовых тел среди кейвских сланцев, гнейсов и щелочных гранитов. Установлено что тела метабазитов внедрялись в уже преобразованные региональным метаморфизмом породы Кейвского террейна, но до главной фазы складчатости, что привело к согласному залеганию сланцев и метабазитов [1].

На начальном этапе исследования Д.Д. Мирской [1] было произведено разделение даек габброидов Кейвского террейна на шесть групп и установлено что наибольшим распространением пользуются лейкократовые полевошпатовые амфиболиты, на долю которых приходится 70 %, меланократовые полевошпатовые амфиболиты составляют 20 %, остальные разновидности (габбро-лабрадориты, тремолитовые, плагиопорфириновые и титаномagnetитовые амфиболиты) наблюдаются в подчиненном количестве.

Из-за отсутствия геохронологических и ограниченности геохимических данных реальный возраст и петрогеохимия этих пород не были известны. В ходе картографических работ [2] они были разделены на архейские и протерозойские. К архейским были отнесены тела преимущественно южного крыла Кейвского синклинория, находящиеся в поле развития гнейсов понойской серии, к протерозойским – силлы и дайки, секущие разрезы кейвской серии и песцовекейвской свиты.

Дайковый комплекс габброидов был детально изучен нами в западной части Кейвского террейна, где он интродуцирует щелочные граниты, кейвские сланцы и гнейсы Серповидной структуры. Охарактеризован петрогеохимический состав амфиболитов, установлен их возраст и составлено представление об их месте в геологической истории региона.

По химическому составу метабазиты можно разделить на четыре группы: (1) Fe-Ti габбро – габбро-диориты – кварцевые диориты, (2) Mg габбро – габбро-диориты, (3) перидотитовые габбро и (4) монцогаббро – монцогаббро-диориты. Дайки и силлы первых двух типов габброидов (мощностью от первых сотен метров до

километра) преобладают в регионе, и они присутствуют повсеместно, габброиды третьего типа (с мощностью тел десятки и первые сотни метров) встречены только среди сланцев кейвской свиты, а четвертого (мощностью первые сотни метров) – только в пределах Серповидной структуры. Для габброидов характерны следующие вариации в содержаниях петрогенных и редких элементов (в мас. %). Для первой группы – SiO_2 52-60, TiO_2 1-2, Al_2O_3 14-17, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ 10-14, MgO 3-7, CaO 5-10, Na_2O 0.14-4, K_2O 0.1-1.7. Для второй – SiO_2 46-55, TiO_2 0.3-1, Al_2O_3 11-18, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ 6-11, MgO 9-16, CaO 7-12, Na_2O 0.05-3, K_2O 0.03-2. Для третьей – SiO_2 43-46, TiO_2 0.7, Al_2O_3 8-9, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ 14-16, MgO 23-26, CaO 4-6, Na_2O 0.05, K_2O 0.03. Для четвертой – SiO_2 50-53, TiO_2 1.6-2.5, Al_2O_3 14-18, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ 11-15, MgO 2-6, CaO 6-9, Na_2O 3-6, K_2O 0.1-0.6.

Mg габбро – габбро-диориты и перидотитовые габбро принадлежат толеитовой серии, Fe-Ti габбро – габбро-диориты – кварцевые диориты занимают промежуточное положение и монцогаббро – монцогаббро-диориты относятся преимущественно к известково-щелочной серии. Все перечисленные типы габброидов имеют сходные низко- и умеренно дифференцированные линии распределения редкоземельных элементов со слабо варьирующими отношениями La_N/Lu_N от 3 до 15 во всех группах, и отличаются суммой РЗЭ. Наиболее бедны лантаноидами перидотитовые габбро и Mg габбро (25–60 мкг/г), для Fe-Ti габбро-диоритов характерны средние значения этого параметра (60–180 мкг/г) и максимально обогащены редкоземельными элементами монцогаббро-диориты Серповидной структуры (100–320 мкг/г). На дискриминационных диаграммах Nb/Y–Zr/Y и Nb/Th–Zr/Nb [3] фигуративные точки первых трех групп габброидов попадают в поля островных дуг и тяготеют к составам литосферной мантии, а четвертой группы монцогаббро-диоритов – к обогащенной мантии. Такие особенности распределения лантаноидов и геохимические характеристики пород позволяют предположить для описанных групп габброидов возможность кристаллизации из единого источника магм, имеющего субдукционные метки, путем кристаллизационной дифференциации расплавов. Для перидотитовых габбро не исключена кумулятивная природа.

Время внедрения тел Fe-Ti габбро-диоритов в уже метаморфизованные образования Кейвского террейна, установленное U-Pb методом по циркону, соответствует 2565–2511 млн лет [4]. Двухстадийные Nd-модельные возрасты для датированных образцов габброидов, рассчитанные в соответствии с моделью [5], свидетельствуют в пользу древнего корового источника расплавов с возрастом 3.4 млрд лет.

Ранее было установлено [6] что на этапе 2.67 млрд лет Кейвский террейн испытал стадию тектономагматической активизации, проявившейся в виде анорогенного бимодального магматизма, включающего кислые метавулканы лебяжинской свиты возрастом 2678 млн лет, щелочные граниты возрастом 2674–2663 млн лет, габбро-анортозиты возрастом 2674–2659 млн лет. Этот тип магматизма является индикатором процессов растяжения земной коры.

Возраст изученного силлово-дайкового комплекса метабазитов близок по времени началу становления Федорово-Панского расслоенного массива (2526 ± 6 млн лет), расположенного южнее исследованной площади, на северном фланге Имандра-Варзугской палеорифтовой зоны [7]. Его внедрение происходило в условиях очередного этапа растяжения земной коры и связано с влиянием мантийного плюма. Проявление базитового магматизма Кейвского террейна в виде даек и мало-

мощных тел, вероятнее всего, знаменует начальную стадию рифтогенеза, получившего максимальное развитие на Фенноскандинавском щите в палеопротерозойское время.

Работа выполнена в рамках проекта «ГДП-200 и подготовка к изданию листов Q-37-I, II (Западно-Кейвская площадь) (2024-2026 гг.)» и в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2025-0003).

- [1] Мирская Д.Д. Петрология метабазитов района Кейв (Кольский полуостров). Издательство «НАУКА» Ленинградское отделение. Ленинград. 1968. 168 с.
- [2] Ремизова А.М., Семушина Н.А., Плотникова И.А. Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области. Масштаб 1:200 000. Листы Q-37-I, II. Краснощелье. Редактор Ремизова А.М. // Отчёт о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Книга 18. Апатиты. 2007. 117 с.
- [3] Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- [4] Мыскова Т.А., Филиппов Н.Б., Львов П.А. Первые U-Pb по циркону данные о возрасте габбро-диоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 4–13.
- [5] Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
- [6] Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A. et al. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381.
- [7] Кольская платинометаллическая провинция / Гл. ред. В. В. Адушкин. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2023. 193 с.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МАССОПЕРЕНОСА В НАПРЯЖЕННОМ РЕГУЛЯРНО-БЛОЧНОМ ПОРОДНОМ МАССИВЕ С КОНТРАСТНЫМИ ФИЛЬТРАЦИОННЫМИ СВОЙСТВАМИ

Л.А. Назаров, Л.А. Назарова

Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН
Новосибирск, Россия, mining1957@mail.ru

Введение. Обоснование схем вскрытия и разработки нефтяных залежей, проектирование подземных хранилищ газа, подземное захоронение жидких и газообразных отходов производства в природных формациях, заблаговременная дегазация угольных пластов для снижения риска внезапных выбросов – вот далеко не полный перечень проблем, для решения которых необходима количественная информация о фильтрационно-емкостных свойствах пород-коллекторов [1, 2], многие из которых имеют квазирегулярную слоистую структуру с нарушениями сплошности (рис. 1а,б). Фильтрационные Транспортные последние при движении флюидов в направлении простирания слоев хорошо изучены [3, 4]. В настоящей работе описан экспериментальный метод для установления зависимости проницаемости протяженных трещин и межблочных нарушений от напряжений по результатам фильтрационных испытаний блочных образцов при движении потока флюида вкрест простирания.

Модель эксперимента. Блочные образцы (рис. 1в) компоновались из отдельных пластин (линейные размеры $X = 65$ мм, $Y = 75$ мм, толщина $H = 10$ мм, рис. 1г) в форме параллелепипеда, изготовленных из полноразмерного керна диаметром 100 мм.

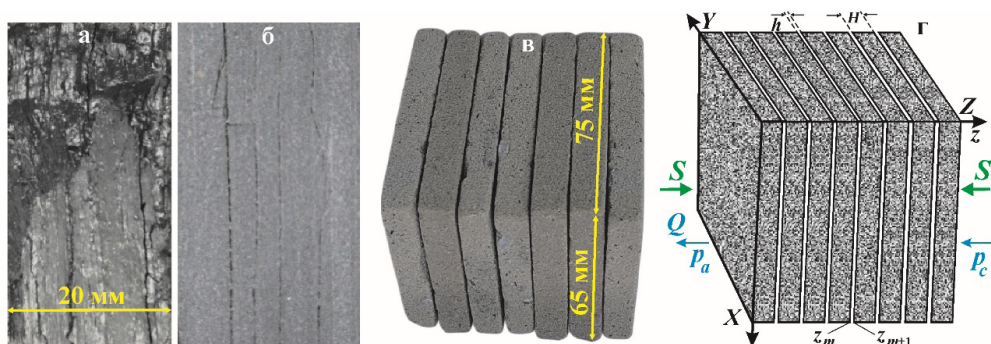


Рис. 1. Квазирегулярная структура пород-коллекторов: уголь (а); песчаник (б). Набор блоков среднезернистого песчаника (в); схема расчетной области (г).

Установившееся движение флюида в образце описывается системой, включающей:

$$\text{уравнение неразрывности} \quad \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0; \quad (1)$$

$$\text{закон Дарси} \quad \vec{v} = -k \nabla p / \eta; \quad (2)$$

$$\text{уравнение состояния} \quad \rho = \rho_a (p / p_a)^\gamma, \quad (3)$$

где p , ρ , p , h и $\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$ – давление, плотность, вязкость и скорость флюида, ρ_a – его плотность при атмосферном давлении p_a , проницаемость среды $k = k_b$ в блоках, $k = k_f$ – в нарушениях сплошности, параметр $\gamma = 1$ (газ) и $\gamma = 0$ (жидкость). В экспериментах боковая поверхности образцов – непроницаемая (рис. 1г)

$$v_x(0, y, z) = v_x(X, y, z) = v_y(x, 0, z) = v_y(x, Y, z) = 0, \quad (4)$$

а на торцах задается давление

$$p(x, y, 0) = p_a, \quad p(x, y, Z) = p_c, \quad (5)$$

где $Z = MH$, M – число блоков. На внутренних границах, расходы одинаковы

$$Ak_b p_z(x, y, z_m) / \eta = Ak_f [p(x, y, z_m) - p(x, y, z_{m+1})] / (h\eta), \quad (6)$$

$z_0 = 0$, $z_1 = H$, $z_2 = H + h, \dots, z_{2M-1} = Z + (M-1)h$, h – раскрытие нарушений, $h \ll H$, $A = XY$ – площадь торца, $m = 1, \dots, 2M-1$.

Для краевой задачи (1)–(6) при $\gamma = 0$ найдено аналитическое решение

$$p(x, y, z) = p_{2i} + (p_{2i+1} - p_{2i})(x - x_{2i}) / H \quad \text{при} \quad x_{2i} \leq x \leq x_{2i+1} \quad (\text{в блоках}),$$

где $p_{2m} = p_a + (p_c - p_a)c_{2i}$, $c_{2i} = if(\xi)(1 + 1/\xi)$, $c_{2i+1} = c_{2i} + f(\xi)$, $f(\xi) = \xi / [(\xi + 1)M - 1]$, $\xi = k_f H / k_b h$, $i = 1, \dots, M-1$. При этом регистрируемый в экспериментах расход на левом торце (рис. 1г) дается соотношением

$$Q = Q_0 f(\xi),$$

($Q_0 = Sk_b(p_c - p_a) / \mu H$), которое при известных значениях h и k_b позволяет рассчитать проницаемость нарушений сплошности k_f по измеренному Q_*

$$k_f = k_b \frac{(M-1)hQ_*}{(Q_0 - MQ_*)H} \quad (7)$$

Лабораторные эксперименты. На первом этапе:

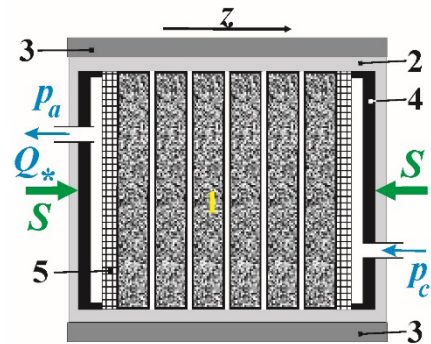
1) по описанной в [5] процедуре установлена зависимость раскрытия нарушений h от нормального напряжения S (рис. 1г)

$$h(S) = w_0 S_0 / (S_0 + S), \quad (8)$$

в которой параметры $w_0 = 49$ мкм и $S_0 = 113$ кПа рассчитаны по данным деформационных испытаний образца, скомпонованного из $M = 6$ пластин;

2) по стандартной методике определена проницаемость блоков $k_b = 1.38$ Д.

Рис. 2. Схема эксперимента: 1 – блочный образец; 2 – манжета; 3 – корпус испытательной камеры; 4 – пуансоны; 5 – перфорированная пластина.



На втором этапе боковая поверхность образца изолировалась полиуретановой манжетой, он помещался в испытательную камеру (рис. 2). Ортогонально нарушениям сплошности ступенчато прикладывалось напряжение S , на каждом шаге нагружения на правом торце образца $z = Z$ задавалось постоянное давление p_c , на левом торце $z = 0$ при атмосферном давлении в стационарном режиме регистрировался расход Q^* . Величина h для каждого S вычислялась по (8), а затем проницаемость нарушений – по формуле (7).

В табл. 1 приведены выборочные результаты экспериментов, а также средние по столбцам значения проницаемости нарушений K_f , которые использовались для определения зависимости K_f от напряжений, сведенные в табл. 2 (вторая строка). Оказалось, что проницаемость нарушений в ортогональном направлении быстро убывает с ростом S , поэтому для аппроксимации использовалась функция

$$K_f(S) \cong k_* / (1 + S^2 / S_*^2),$$

с эмпирическими коэффициентами $k_* = 282$ Д и $S_* = 0.056$ МПа, значения которой приведены в последней строке табл. 2.

Заключение. Предложенный способ определения проницаемости k_f протяженных трещин и нарушений сплошности при фильтрации вкрест простирания последних позволяет провести количественную оценку транспортных свойств геосред

Таблица 1

Результаты фильтрационных испытаний: расход Q_* (л/мин) / проницаемость k_f (Д) при различных давлениях p_c и напряжениях S			
p_c , МПа	S , МПа		
	0.48	1.12	2.0
0.105	1.35/ 3.99	0.95/ 0.64	0.75/ 0.23
0.110	2.70/ 3.69	2.00/ 0.69	1.50/ 0.23
0.115	4.15/ 3.83	3.10/ 0.72	2.25/ 0.22
0.120	5.60/ 3.76	4.20/ 0.73	3.10/ 0.23
0.125	7.10/ 3.74	5.40/ 0.76	3.90/ 0.22
K_f	3.76	0.72	0.23

Таблица 2

Зависимость проницаемости нарушений от напряжений							
S , МПа	0.16	0.32	0.48	0.80	1.12	1.52	2.0
K_f , Д	27.3	8.33	3.76	1.42	0.721	0.394	0.225
$K_f(S)$, Д	31.4	8.57	3.87	1.41	0.720	0.391	0.226
ошибка, %	15.3	2.85	2.62	0.58	0.23	0.81	0.30

с контрастными линейными и фильтрационными характеристиками. Эксперименты показали, что k_f обратно пропорциональна квадрату напряжения, приложенного ортогонально плоскости нарушения.

Работа выполнена в рамках проекта НИР (номер государственной регистрации 124020700085-5).

- [1] Flores R.M., Moore T.A. Coal and Coalbed Gas. Elsevier Science, 2014, 697 p.
- [2] Fjaer E., Holt R.M., Horsrud P. et al. Petroleum Related Rock Mechanics, Elsevier, 2008, 492 p.
- [3] Van Golf-Racht T. Fundamentals of fractured reservoir engineering. Elsevier, 1982, 732 p.
- [4] Назаров Л.А., Голиков Н.А., Скулкин А.А., Назарова Л.А. Метод экспериментального определения деформационных и фильтрационных характеристик горных пород регулярно-блочной структуры // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), 2023, № 11, с. 70–81.
- [5] Назаров Л.А., Голиков Н.А., Скулкин А.А., Назарова Л.А. Экспериментальное определение фильтрационных свойств трещиновато-пористых геоматериалов в рамках модели среды с двойной проницаемостью // ФТПРПИ, 2023, № 4, с. 11–23.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.С. Ныгманова, В.В. Коробкин

*Казахстанско-Британский технический университет
Алматы, Казахстан, a.emls@kbtu.kz*, korobkin_vv@kbtu.kz*

Северо-Западное Прибалхашье является одной из крупнейших железорудных провинций Центрального Казахстана и представляет значительный интерес для изучения закономерностей формирования железо-скарновых месторождений в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. В рассматриваемом регионе широко развиты месторождения Бапы, Жуантобе, Караулькен, Киик и ряд других объектов, пространственно приуроченных к Балхаш-Илийскому девонскому и каменноугольно-пермскому вулканоплутоническому поясу [1–5]. Несмотря на значительный объём накопленных геологоразведочных данных, вопросы геодинамического контроля формирования железо-скарнового оруденения остаются недостаточно изученными. Особенно актуальным является установление взаимосвязи между глубинными геодинамическими процессами, магматизмом и пространственным размещением рудных объектов.

В последние десятилетия существенные изменения произошли в представлениях о геологическом строении Центрального Казахстана. Современные геодинамические модели рассматривают территорию Казахстана как часть Центрально-Азиатского орогенического пояса, сформированного в результате длительных процессов субдукции, аккреции террейнов, коллизии и последующей внутриплитной активизации [3, 6]. В рамках этих представлений Северо-Западное Прибалхашье интерпретируется как сложная аккреционно-коллизионная система, развитие которой сопровождалось интенсивным магматизмом и формированием рудоносных структур (рис. 1, 2).

Особое значение при изучении региона имеют результаты современных геофизических исследований, позволяющие реконструировать глубинное строение литосферы и установить роль глубинных разломов в процессах магматизма и рудообразования. Анализ магнитометрических и гравиметрических данных свидетельствует о сложной блоковой структуре земной коры, характеризующейся чередованием зон повышенной магнитной восприимчивости и плотностных неоднородностей. Эти аномалии пространственно коррелируют с известными железорудными объектами и отражают наличие интрузивных тел и зон тектонических нарушений.

Настоящее исследование основано на комплексном анализе геологических, геофизических и палеогеодинамических данных. Используются материалы геологического картирования, результаты магнитометрических и гравиметрических исследований, данные глубинной геофизики, а также результаты петрографического и минералогического изучения железо-скарновых руд Северо-Западного При-

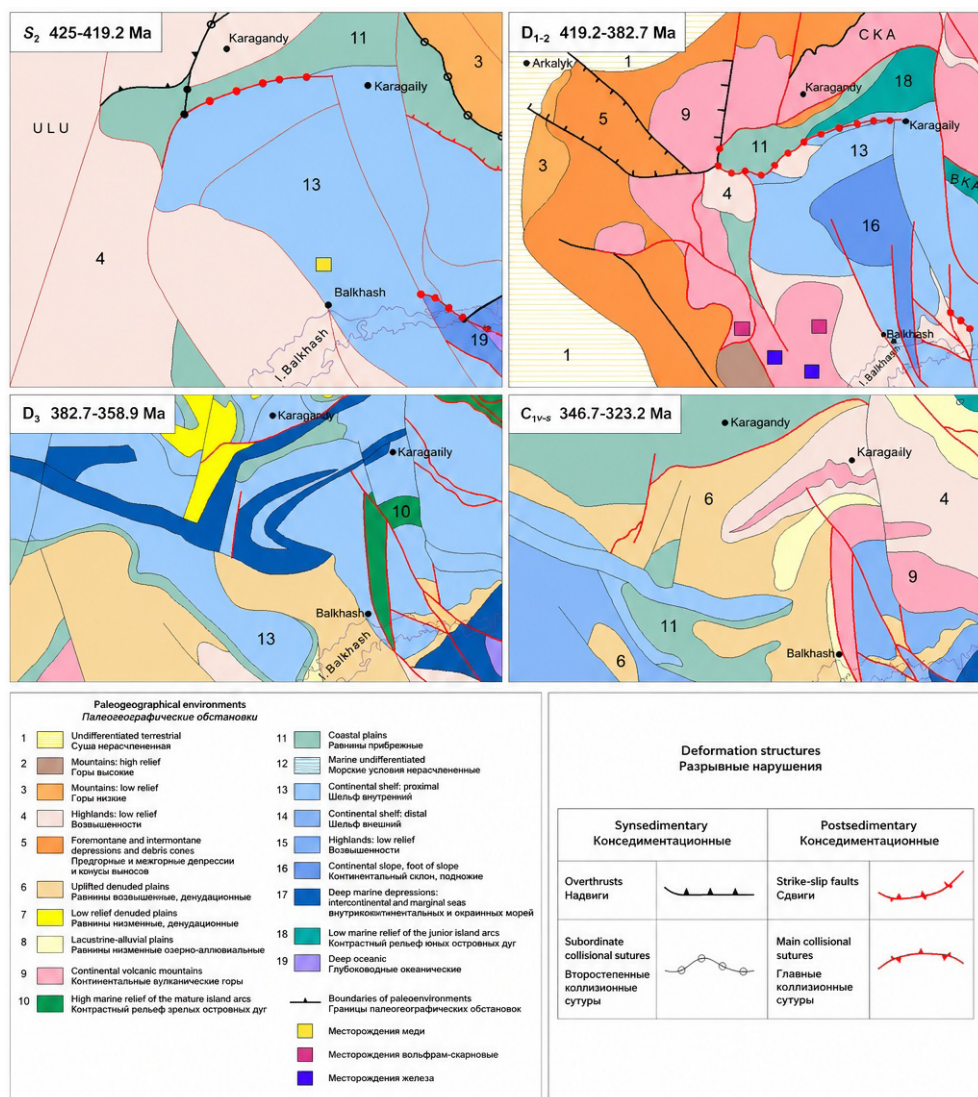


Рис. 1. Палеогеографическая модель эволюции Северо-Западного Прибалхашья, отражающая переход от океанических бассейнов и островных дуг к активной континентальной окраине Балхаш-Илийского пояса

балхашья. Для обработки геофизических материалов применялись современные методы интерпретации потенциальных полей, включая аналитический сигнал, вертикальные производные и построение трёхмерных моделей. Такой подход позволил выявить закономерности глубинного строения региона и установить пространственную связь рудных объектов с глубинной тектоникой.

Установлено, что развитие региона на ранних этапах сопровождалось формированием океанических бассейнов и островных дуг, представленных вулканогенно-осадочными комплексами. Эти процессы соответствовали стадии активной субдукции и аккреции, сопровождавшейся интенсивным вулканизмом и внедрением

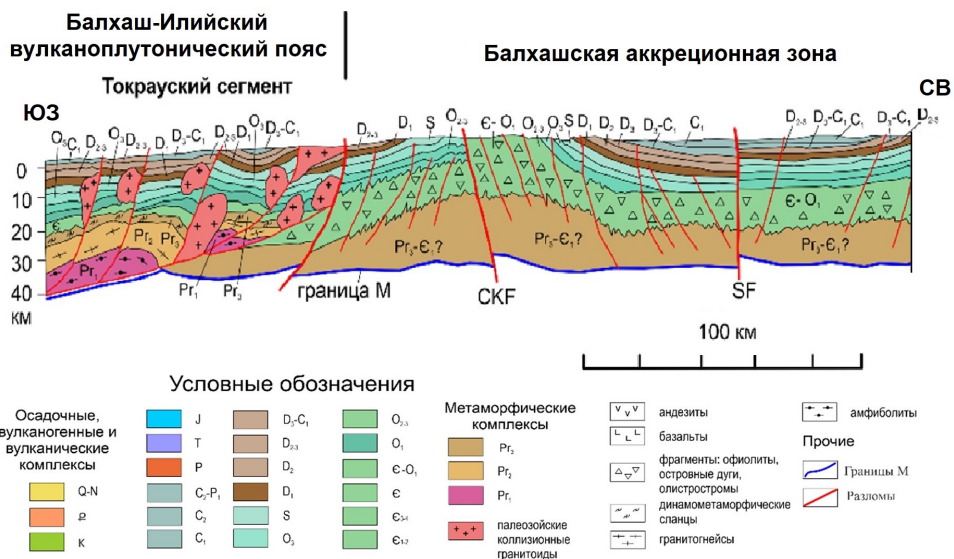


Рис. 2. Интерпретационный геолого-геофизический разрез Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса

магматических расплавов. В дальнейшем происходило формирование Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, развитие которого сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий и активизацией процессов контактового метасоматического преобразования вмещающих пород [3, 6].

Полученные геофизические данные свидетельствуют о наличии системы глубинных разломов, проникающих в нижнюю кору и верхнюю мантию [5]. Эти структуры служили каналами для подъема магматических расплавов и циркуляции гидротермальных флюидов, определяя пространственную локализацию железо-скарновых месторождений. Наиболее перспективные участки приурочены к зонам пересечения глубинных разломов с контактами гранитоидных интрузий и карбонатно-кремнистых толщ. Подобное сочетание структурных и литологических факторов создало благоприятные условия для формирования магнетитовых рудных тел.

Петрографические исследования показали, что железо-скарновые руды характеризуются сложным минеральным составом, включающим магнетит, гранат, пироксен, эпидот и вторичные гидротермальные минералы. Текстурно-структурные особенности руд свидетельствуют о многостадийном характере рудообразования. Ранние стадии характеризуются развитием высокотемпературных кальций-железистых скарнов, связанных с внедрением интрузивных тел, тогда как поздние стадии отражают процессы гидротермальной переработки и гипергенного изменения минералов [4]. Выявленная зональность минеральных ассоциаций указывает на постепенное изменение физико-химических условий формирования рудных систем.

Анализ геологических и геофизических данных позволяет сделать вывод о том, что формирование железо-скарновых месторождений Северо-Западного Прибалхашья связано с поздними стадиями эволюции Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. При этом важную роль играли процессы внутриплитной активизации и мантийной плюмовой активности, обеспечивавшие дополнительный

тепловой поток и способствовавшие развитию магматических и гидротермальных систем. Раннепалеозойская деструкция литосферы создала зоны повышенной проницаемости, которые впоследствии использовались в качестве каналов миграции магматических расплавов и флюидов.

Полученные результаты позволяют рассматривать Северо-Западное Прибалхашье как аккреционно-плюмовую геодинамическую систему, сочетающую признаки субдукционной и внутриплитной тектоники. Предложенная модель объясняет особенности пространственного размещения железо-скарновых месторождений и подтверждает важную роль глубинных геодинамических процессов в рудообразовании. Практическое значение работы заключается в возможности использования выявленных критериев при прогнозе новых железорудных объектов Центрального Казахстана и оценке перспективных площадей Северо-Западного Прибалхашья.

- [1] Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.
- [2] Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Федоренко О.А., Милетенко Н.В. (ред.). – Алматы: ЦГОВСРК, 2002. – 37 карт.
- [3] Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) // Геология и геофизика». – 2011. – № 12. – С. 2032–2055.
- [4] Korobkin, V., Nygmanova, A., Tulemissova, Z., & Chaklikov, A. (2025). Geological and mineralogical analysis of Zhuantobe skarns in Central Kazakhstan considering the influence of textural features on iron ore quality. *Applied Sciences*, 15(17), 9816. <https://doi.org/10.3390/app15179816>
- [5] Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Абдулин А.А., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М., Мазуров А.К., Беспяев Х.А., Долгополов В.М., Акылбеков С.А., Жаутиков Т.М., Губайдулин Ф.Г. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. В 3 томах. / Том 2. Металлогения. – Алматы, 2002. – 265 с.
- [6] Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Travin A.V., Batanova V.G., Skuzovatov S.Y., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Larionov A.N., & Ryazantsev K.M. (2024). Two episodes of Early Palaeozoic high-pressure metamorphism in North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan, western Central Asian Orogenic Belt): Evidence for tectonic evolution of Junggar–Balkhash Ocean. *Lithos*, 482–483, 107672. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107672>

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ УМЕРЕННОКАЛИЕВЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВА

Т.А. Осипова, Г.А. Каллистов, М.В. Червяковская, В.С. Червяковский,
Н.Г. Солошенко

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, osipova_t@inbox.ru*

Челябинский массив, расположенный в северном замыкании южноуральского сегмента Восточно-Уральского поднятия, образован широким спектром пород от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Основная площадь массива сложена гранитоидами калиевого типа щелочности высококалиевого ряда, лишь в северной половине его западной краевой части залегают умереннокалиевые граниты натрового типа, превращенные в гранито-гнейсы. По данным локального (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) U-Pb датирования циркона внедрение пород высококалиевого ряда происходило в раннекаменноугольное (360–345 млн л.) и средне-позднепермское (275–260 млн л.) время и связано с источниками, характеризующимися отрицательными значениями $(\epsilon Nd)_t = -4.7 - 0.4$ и сравнительно радиогенным среди уральских гранитоидов изотопным составом стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70508 - 0.70672$ [1]. Для умереннокалиевых гранито-гнейсов изучение U-Pb системы циркона методом TIMS по единичным зернам (ГИ КНЦ РАН) определило дискордию с нижним пересечением 317 ± 12 млн л. и верхним 1905 млн л.; а их Sr-Nd систематика резко отлична от высококалиевых пород Челябинского массива положительными значениями $(\epsilon Nd)_t = 1.90-2.95$ при близком значении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70509$ [1].

Поскольку полученные результаты датирования определили лишь верхнюю возрастную границу формирования гранито-гнейсов и оставили открытым вопрос интерпретации верхнего пересечения дискордии, было проведено локальное (ЛА-ИСП-МС) U-Pb датирование зерен циркона, а также изучение Lu-Hf-изотопной системы в некоторых из них.

Кристаллы циркона чаще бесцветные, прозрачные и полупрозрачные, короткопризматического облика, длина их составляет 100–250 мкм, коэффициент удлинения 1.5–2.5. Реже встречаются длиннопризматические зерна, длиной 300 и более мкм при коэффициенте удлинения 4–4.5. В цирконе нередки включения минералов, наиболее часто из которых встречаются (по мере убывания): плагиоклаз (средний олигоклаз), апатит, щелочной полевой шпат, кварц и биотит, а также встречены единичные зерна мусковита и ильменита. В катодных лучах в около двух трети зерен проявлена яркая люминесценция центральной части и контрастная ей слабая, темная – краевой; примерно треть зерен характеризуются равномерными серыми и темно-серыми тонами центральной и краевой частей; между которыми иногда присутствует тонкая ярко люминесцирующая «зона». Преобладающий характер зональности осцилляционный, иногда «совмещенный» с секториальной; примерно

в 10 % зерен центральная часть характеризуется секториальной зональностью. В отдельных зернах встречаются ядра, зональность которых резко отличается от зональности окружающей их каймы характером или ориентировкой. Типичной особенностью циркона гранито-гнейсов является сильная трещиноватость и «разрушенность» кристаллов по зонам роста, наиболее сильно проявленная в краевых частях.

Концентрации U и Th в цирконе варьируют в пределах 100–7680 и 27–3290 г/т, соответственно, при величине Th/U отношения 0.15–1.12, характерном для циркона магматического происхождения. Из 31 аналитической точки, расположенной в центральных областях 27 зерен, 2 точки определяют возраст 465–470 млн л., 2–390 млн л., а остальные 27 образуют кластер с конкордантным значением возраста 334 ± 1 млн л. (СКВО = 0.39). Важно отметить, что для всей совокупности аналитических точек кластера не отмечается зависимости возраста, определенного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от Th/U отношения. В то же время, концентрация Hf растет с уменьшением его величины, что указывает на наличие частичной перекристаллизации первичного (магматического) циркона в ходе метаморфизма. Эти данные позволяют интерпретировать возраст кластера как возраст, очень близкий возрасту исходного, магматического циркона умереннокалиевого гранита, возможно, лишь слабо «омоложенный» метаморфическими преобразованиями. Точки с более древними возрастами располагаются в унаследованных или захваченных ядрах или кристаллах циркона. Аналитические точки в краевых, наиболее измененных областях кристаллов, на диаграмме с конкордией располагаются правее нее, образуя «субгоризонтальный» тренд, типичный для точек с «недостаточно скорректированным» обыкновенным свинцом [3] и характеризуются высокой дискордантностью, обусловленной потерями радиогенного свинца, что не позволяет датировать эти области.

Величина $(\epsilon\text{Hf})_t$ в практически всех изученных зернах варьирует от 3.5 до 10.6, что соответствует двустадийному модельному возрасту 0.7–1.1, согласующемуся с двустадийным модельным возрастом неодима (0.85–0.94 млрд л.). Достаточно широкие вариации $(\epsilon\text{Hf})_t$ и соответствующего T_{DM}^{C} связаны, по-видимому, со смешанной природой источника, в котором существенно преобладает ювенильный материал, в отличие от высококалиевых гранитоидов Челябинского массива, в протолите которых роль коровой составляющей, по-видимому, значительней.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (тема 123011800009-9).

- [1] Каллистов Г.А. Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. дисс. Екатеринбург, 2011, 23 с.
- [2] Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorphic Geol., 2000, 18, p. 423–439.
- [3] Huang Z., Long X., Kröner A., Yuan C., Wang Y., Chen B., Zhang Y. Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Central Tianshan Block: Implications for tectonic affinity and Precambrian crustal evolution // Precambrian Research, 2015, v. 269, p. 73–89.

ВАРИАЦИИ АКТИВНОСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА САЯНО-ШУШЕНСКУЮ ГЭС

П.О. Полянский¹, А.А. Еманов^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, А.В. Фатеев^{1,2},
Е.А. Гладышев¹, Е.В. Шевкунова¹, Н.А. Серезников¹

¹ Алтае-Саянский филиал федерального исследовательского центра
единой геофизической службы РАН, Новосибирск, Россия, polynsky@gs.sbras.ru

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

Работа посвящена изучению характеристик сейсмических воздействий на плотину Саяно-Шушенской ГЭС из разных очаговых зон природных землетрясений, из районов наведённой сейсмичности из мест добычи полезных ископаемых и от промышленных взрывов. Изучены очаговые зоны в Алтае-Саянской горной области и изменения их активности за последние годы. Для наиболее сильных землетрясений с магнитудой более 5 изучены спектральные особенности сейсмических воздействий на плотину и амплитудный уровень воздействий с переходом в баллы. Установлено, что за последние полтора десятилетия наиболее сильное воздействие на плотину оказало Первое Тувинское землетрясение с $M_L = 6.7$, с расстояния 322 км, а в 2025 году самое сильное воздействие оказало близкое землетрясение умеренной силы с $M_L = 4.3$ с расстояния 18 км. Наведённая сейсмичность Кузбасса значимого воздействия на плотину ГЭС не оказывала. Промышленные взрывы даже с близких разрывов оказали воздействие меньше одного балла.

На рис. 1, карте плотности землетрясений, выделены очаговые области с повышенной активностью за 25 лет. Именно в эти годы сеть станций была увеличена и переведена на цифровую регистрацию, что обеспечило новый уровень изучения сейсмичности региона.

За последние 25 лет наиболее яркой очаговой зоной на карте является очаговая область Чуйского землетрясения (I), а рядом с ней активизировавшаяся во втором десятилетии и продолжающая быть активной Айгулакская очаговая область (II).

Сформировавшаяся с 2011 года очаговая область Тувинских землетрясений (VII) так же является активной [1].

Бусингольская очаговая область [2] была сейсмически активной начиная во всей истории 20-го века, сейсмически активизировалась в 1991 году после сильного одноименного землетрясения в этот момент и остаётся сейсмически активной по настоящее время. (VIII).

Хубсугульская очаговая область (IX). возникла после одноимённого землетрясения 2021 года [3, 4]. До этого была неактивным районом. На фоне 25-летнего периода данная очаговая область по плотности событий выделяется как самая активная в восточной части региона. Особенностью очаговой области является наличие большого числа крупных афтершоков.

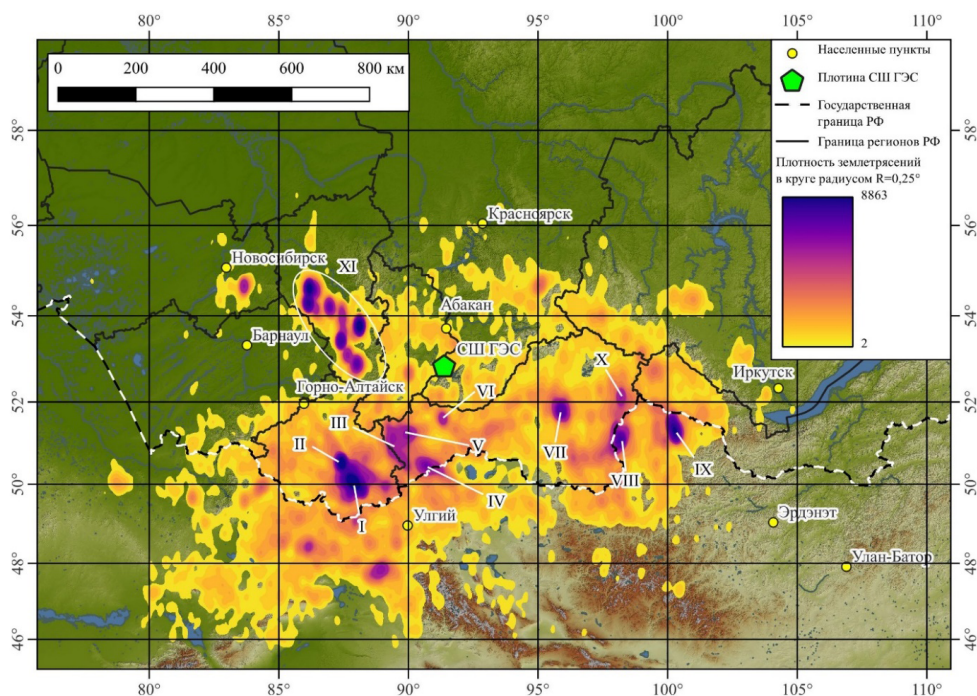


Рис. 1. Карта плотности землетрясений Алтае-Саянской горной области 2000-2025гг.

Очаговые области: I – Чуйская, II – Айгулакская, III – Шапшальская, IV – Цаган-Шибэтинская, V – Алашская, VI - Хемчикская, VII - Тувинская; VIII - Бусингольская; IX – Хубсугульская, X – Белин-Бий-Хемская. Район развития наведённой сейсмичности – XI.

Район Кузбасса (XI) обведён как район наведённой сейсмичности. Сейсмичность приурочена к горным выработкам и фиксируется в виде пятен около добывающих предприятий. Свойством наведённой сейсмичности является малая глубина очагов для шахт от выработки до 1–2 км ниже для открытых выработок от ложа до 5–6 км. Наиболее сильное техногенное землетрясение Бачатское 2013 г. $M_L = 6.1$ [5]. Учитывая, что район техногенной сейсмичности находится ближе к СШ ГЭС, чем большинство природных активных очаговых зон, необходимо изучение особенностей воздействия наведенной сейсмичности на плотину СШ ГЭС.

Кроме охарактеризованных очаговых зон на карте видны менее яркие пятна со стабильным уровнем сейсмичности. Это прежде всего очаговая область Цаган-Шибэтинского землетрясения (IV) 2022г с $M_L = 6.2$ [6], возникшая в районе до этого неактивном и, являющейся активизацией, сформировавшейся как результат воздействия Чуйского землетрясения на Горный Алтай [7]. Также можно отметить такие области как Шапшальская (III), Алашская (V), Хемчикская (VI) и Белин-Бий-Хемская (X).

За период наблюдений 2011–2025 гг. наиболее интенсивные воздействия на плотину Саяно-Шушенской ГЭС оказали Первое (4 балла) и Второе (3.5 балла) Тувинские землетрясения 2011 г. и 2012 г.

Воздействия от близких землетрясений (эпицентральные расстояния до 120 км) характеризуются интенсивностью воздействий, не превышающей 2.6 балла и спектром, содержащим частоты от долей или первых герц до 90 Гц и выше.

Верхние частоты наиболее мощных колебаний от этих землетрясений достигают 55–90 Гц. Для детального анализа динамики сигналов близких землетрясений рекомендуется увеличить частоту дискретизации записей на сейсмостанции «Черемушки».

Сигналы от региональных землетрясений с эпицентрными расстояниями от 200 до 500 км характеризуются спектром от 0.5 Гц до первых десятков герц. Частоты, на которых происходят наиболее сильные колебания, не превышают 13 Гц. Из региональных землетрясений, зарегистрированных в период наблюдений 2023–2025 гг., наиболее сильное воздействие на плотину (1.9 балла) оказало Бельтирское землетрясение ($M_L = 6.4$) 15.02.2025. Спектр наиболее сильных колебаний от этого землетрясения, зарегистрированных сейсмостанцией Черемушки, составил 0.5–7 Гц.

Воздействия от удаленных землетрясений (эпицентральные расстояния свыше 600 км) сверху ограничены частотами 5–6 Гц. Интенсивность воздействий от таких землетрясений на плотину незначительна (ниже 1 балла).

Частотный диапазон сигналов от промышленных взрывов, произведенных в окрестностях Саяно-Шушенской ГЭС, составляет от 0.5 до 20–30 Гц. Частоты наиболее интенсивных колебаний – до 10–15 Гц. Интенсивность воздействий на плотину СШ ГЭС от всех зарегистрированных в 2023–2025 гг. взрывов не превышает 1 балла.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Проект № 2026-0050 Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей и проект FWZZ-2026-0050 Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей Программы ФНИ.

- [1] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Селезнёв В.С., Фатеев А.В. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г., $M_L = 6.7$ и 26.02.2012 г., $M_L = 6.8$ и их афтершоки // Доклады Академии наук, 2014, Т. 456, № 2, с. 223–226.
- [2] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. Сейсмические активизации в Белино-Бусингольской зоне / Физическая мезомеханика, 2010, Т. 13, № Спец. выпуск, с. 72–77.
- [3] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артёмов А.И., Подкорытова В.Г. Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021 г. $M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода // Физика Земли, 2022, № 1, с. 67–82.
- [4] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Полянский П.О., Фролов М.В., Ешкунова И.Ф. О влиянии Хубсу-

гульского землетрясения 2021 года на сейсмичность стыка Алтае-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной // Вулканология и сейсмология, 2024, № 6, с. 28–39.

- [5] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Бачатское техногенное землетрясение 18 июня 2013 г., с $M_L = 6.1$, $I_0 = 7$ (Кузбасс) // Российский сейсмологический журнал, 2020, Т. 2, № 1, с. 48–61.
- [6] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Цаган-Шибэтинское землетрясение 29.07.2022 г. с $m_l = 6.2$ и положение очаговой области в западном горном обрамлении Тувинской котловины // Геология и геофизика, 2024 б, Т. 66, № 6, с. 803–810.
- [7] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Эволюция сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г. // Вулканология и сейсмология, 2023, № 6, с. 26–40.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ СУБДУКЦИИ ВОЛГО-УРАЛИИ И САРМАТИИ КАК ИСТОЧНИК РАССОЛОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.Б. Пономарев¹, И.И. Никулин²

¹ ООО «ПроТех Инжиниринг», Санкт-Петербург

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва, Россия

Залежи морской соли по всему миру, охватывающие всю геологическую летопись, обычно считаются эвапоритами, связанными с климатом, образующимися в результате осаждения солей (в основном хлоридов и сульфатов) из насыщенных растворов, вызванных солнечным испарением морской воды. Это объяснение может быть реалистичным для залежей солей мощностью менее 100 м и, следовательно, неадекватно для более мощных (>1 км) отложений. Более того, отложения соли на морском дне в глубоководных морских бассейнах трудно согласовать с моделью поверхностного испарения. Отчеты морской геологии об абиссальных серпентинитовых системах дают альтернативное объяснение некоторым отложениям соли. А в недавней работе [1] рассмотрены содержания галогенов (F, Cl, Br, I) и бора в серпентинитах Доминиканской Республики, включая обдуктивные и субдуцированные глубинные серпентиниты и переднемантийные серпентиниты. Состав глубинного серпентинита указывает на включение этих элементов из морской воды и донных отложений во время серпентинизации на морском дне и при изгибе плит. В результате субдукции и последующего перехода лизардит-антигорит F и Br сохраняются в серпентинитах, в то время как Cl, Br и I вытесняются. Состав серпентинитов передней дуги мантии свидетельствует об их гидратации флюидами, выделяющимися из субдуцирующей измененной океанической коры и глубинных серпентинитов, при незначительном вкладе осадочных пород [1].

Серпентинизация за счёт морской воды увеличивает солёность связанных с ней водных рассолов. Рассолы могут задерживаться в трещинах и полостях серпентинитов и вмещающих пород. Последовательное термическое обезвоживание погребённых серпентинитов может мобилизовать и аккумулировать рассолы, образуя высокосолёные гидротермальные растворы. Они мигрируют вверх и извергаются на морское дно в виде солёных гейзеров, которые образуют бассейны с насыщенной солёной водой, что в настоящее время наблюдается на многочисленных глубинах Красного моря и в других местах. Дренаж глубокозалегающих солёных рассолов на морское дно может быть длительным и эффективным процессом, происходящим в основном в районах, характеризующихся сильными тектоническими напряжениями и/или магматическими интрузиями. Альтернативно, рассолы могли бы медленно вытесняться из трещиноватых серпентинитов под действием градиентов плавучести, и, следовательно, отделённые соли/рассолы могли бы проникать вертикально в окружающие породы, образуя соляные диапиры. Серпентинизация – это

повсеместный, длительный процесс на протяжении геологических времен, не требующий внешнего источника энергии. Поэтому разумно признать существование погребенных соляных отложений, связанных с серпентинитом, во многих регионах мира [2].

В рассматриваемом нами случае на примере Русской платформы внедрение Северо-Щигровского и Прилепского массивов в интервале 2,08–2,07 млрд лет назад является продуктом магматизма в надсубдукционной обстановке [3]. Их внедрение произошло до коллизии Сарматии и Волгоуралии, а после субдукции с отрывом слэба ($\approx 2,14$ – $2,10$ млрд лет) и коллизией континент – вулканическая дуга ($\approx 2,10$ – $2,09$ млрд лет) был короткий период релаксации и растяжения ($\approx 2,08$ – $2,07$ млрд лет), когда имел место диорит-гранодиоритовый магматизм [4]. Источником могли быть протолиты из субконтинентальной литосферной мантии при плавлении субдуцированного океанического слэба около 2,1 млрд лет. Существенный вклад архейского корового субстрата (палео- и мезоархейские ТТГ) в петрогенезис диорит-гранодиоритовых магм также не вызывает сомнений. Серпентинитовые тела образовывались в результате гидратации перидотитов верхней мантии океанской водой, проникающей по системе трещин в поддвигаемой плите на ее изломе на критической глубине в процессе подвига. Поддвигаемая плита на глубине разбивалась трещинами, по которым проникала океаническая вода, и при достижении температуры Хесса происходила серпентинизация. Серпентинизация за счёт морской воды увеличивала солёность связанных с ней водных рассолов, которые задерживались в трещинах и полостях серпентинитов и вмещающих пород.

Таким образом, были созданы условия для формирования залежей с рассолами, которые затем были разрушены в герцинский период тектонической активизации и переотложены в едином девонско-пермском бассейне седиментации.

- [1] Pagé L., Hattori K. Tracing halogen and B cycling in subduction zones based on obducted, subducted and forearc serpentinites of the Dominican Republic // *Sci Rep*, 2017. 7, 17776. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18139-7>.
- [2] Scribano V., Carbone S., Manuella F.C. et al. Origin of salt giants in abyssal serpentinite systems. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 106, 2017. P. 2595–2608. doi.org/10.1007/s00531-017-1448-y.
- [3] Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S. The early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Research*. 2018. V. 311. P. 1–23. doi.org/10.1016/j.precamres.2018.04.009.
- [4] Кориш Е.Х., Савко К.А., Сальникова Е.Б. и др. Палеопротерозойский диорит-гранодиоритовый магматизм Курского блока Сарматии: расшифровка сближенных во времени геологических событий // *Труды Карельского научного центра Российской академии наук*, 2022. № 5. С. 60–63. DOI 10.17076/geo1655. – EDN LDXTIH.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ
КАК ИНДИКАТОР КОРОВОГО КОМПОНЕНТА
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА**

**Н.В. Правикова¹, Х. Китагава², Е. Калинина³,
К. Сакагучи², А.В. Тевелев¹**

¹ *Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Геологический факультет, Москва, Россия, npravikova@mail.ru*

² *Институт планетарного вещества, Окаямский Университет, Тоттори, Япония*

³ *Кафедра комплексных технических решений, Окаямский Университет, Окаяма, Япония*

Уральский ороген, часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, является примером полного цикла геодинамического развития с максимумом коллизии в конце карбона – начале перми [1, 2 и др.]. Однако предполагается, что к концу девона западные террейны, Магнитогорская и Восточно-Уральская зона, уже были аккретированы к Восточно-Европейской платформе [2, 3]. Раннекаменноугольные вулканические комплексы Южного Урала, сформировавшиеся сразу после отмирания Магнитогорской островной дуги [4, 5], представляют особый интерес для изучения перехода от фазы активной субдукции к постколлизийной тектонике. Они присутствуют в пределах каждой из субмеридиональных зон, выделяемых на Южном Урале: Магнитогорской, Уйско-Новооренбургской, Восточно-Уральской и Зауральской. Вулканиты самых западных из них – Магнитогорской и Уйско-Новооренбургской – являются объектами данного исследования. Мы представляем новые геохимические и изотопные данные для определения источников магмы и роли структуры земной коры в этот переходный период.

Магнитогорская зона является палеоостровной дугой и сложена палеозойскими преимущественно вулканическими породами средне-основного состава. Восточно-Уральская зона предполагается более жестким блоком, возраст ее основания является предметом дискуссии [2, 6, 7]. Уйско-Новооренбургская зона разделяет эти две зоны, сложена пластинами пород палеозойского возраста [7].

Отбор образцов производился в рамках работ по геологическому картированию 1:200 000 масштаба листа N-40-XXXVI (2000–2006 гг.) и тематических работ по проекту РФФИ (№19-55-26009, 2020–023 гг.). Петрографическое описание шлифов производилось на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенного по программе развития МГУ. Определение пороодообразующих элементов для семи образцов проводилось методом мокрой химии в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс), все остальные геохимические работы были выполнены с использованием Комплексной аналитической системы для земных и внеземных материалов (КАСТЭМ) в Институте планетарного вещества Окаямского Университета, г. Мисаса, Япония [8].

Петрографически вулканические породы представлены преимущественно основными и кислыми разностями. Базальты чаще порфировые с фенокристаллами пироксена и плагиоклаза в микролитовой основной массе. Риолиты и дациты как афировые, так и порфировые, с массивной или ориентированной текстурой. Встречаются игнимбритоподобные разности с уплощенными фьямме. Породы вторично карбонатизированы, хлоритизированы.

Изотопный U-Pb возраст кислых вулканитов Магнитогорской зоны определен методом SIMS на приборе SHRIMP-II: риодациты – $348,5 \pm 3,1$ млн лет; флюидальные риолиты – $350,7 \pm 2,9$ млн лет; дацитовые игнимбриты – $340,6 \pm 2,8$ млн лет [9].

Систематика основных элементов определяет тенденцию дифференциации от исходных мафических расплавов к кислым разностям, характеризующуюся уменьшением содержания MgO , $Fe_2O_3^*$, TiO_2 и CaO с увеличением содержания SiO_2 , сопровождающимся обогащением общим количеством щелочей, что согласуется с фракционной кристаллизацией, в которой преобладает удаление ранних мафических минералов с последующим фракционированием плагиоклаза.

Распределение микроэлементов в базальтоидах показывает умеренное обогащение несовместимыми элементами с выраженными отрицательными аномалиями Nb-Ta и положительными аномалиями Pb, отражающими наследование от мантийного источника, модифицированного субдукцией. Однако в них отсутствует систематическое обогащение Rb, Ba, что указывает на происхождение из ранее метасоматизированной литосферной мантии, а не в результате активного поступления флюидов из субдуцирующей плиты. Плоские спектры тяжелых редкоземельных элементов предполагают неглубокое плавление в шпинельной фации. Базальты Уйско-Новооренбургской зоны демонстрируют большую изменчивость концентраций несовместимых микроэлементов, чем базальты из Магнитогорской зоны, что отражает различную степень частичного плавления и/или обогащения мантийного источника.

Кислые породы показывают сильно фракционированные распределения микроэлементов с глубокими отрицательными аномалиями Ba, Sr и Eu, что согласуется с обширной фракционной кристаллизацией, в которой преобладают пироксен и плагиоклаз. Сходные графики распределения редкоземельных элементов в основных и кислых породах подтверждают их генетическую связь, при этом кислые магмы представляют собой дифференцированные производные мантийных расплавов, а не независимые коровые расплавы.

Изотопная систематика Sr-Pb дает ключевые ограничения на эволюцию магмы и взаимодействие с корой. Базальтовые породы из обеих зон показывают однородные, мантийные изотопные отношения Sr ($0.704-0.706$) и плотно сгруппированные изотопные составы Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.0-18.5$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.56-15.69$), что указывает на минимальные изменения во время подъема магмы. Напротив, кислые породы демонстрируют сильную изменчивость изотопов стронция: образцы кислых пород Уйско-Новооренбургской зоны ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.728-0.740$) показывают равномерно радиогенный состав, что согласуется с взаимодействием с однородной развитой континентальной корой, тогда как образцы пород Магнитогорской зоны демонстрируют широкий диапазон значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0.705-0.752$), что подразумевает ассимиляцию композиционно неоднородного корового фундамента. Гиперболический тренд на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$ против $1/Sr$ указывает на процессы ассимиляции-фракционной кристаллизации во время дифференциации магмы.

Сочетание геохимических и изотопных характеристик лучше всего объясняется магматизмом в постсубдукционной обстановке растяжения. Утонение литосферы или подъем астеносферы вызвали частичное плавление ранее метасоматизированной литосферной мантии, в результате чего образовались базальтовые расплавы с унаследованными признаками надсубдукционных образований. Последующая дифференциация в континентальной коре привела к частичной ассимиляции коры и генерации изотопно различных кислых магм. Различия между зонами, вероятно, отражают фундаментальные различия в структуре земной коры и составе фундамента, обозначая важную границу земной коры в пределах Южного Урала и позволяя предположить наличие блоков континентальной коры в пределах Уйско-Новооренбургской зоны.

Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова, с использованием аппаратуры, приобретенной по программе развития МГУ.

- [1] Xiao W., Song D., Windley B.F., Li J., Han C., Wan B., Zhang J., Ao S., Zhang Z. Accretionary processes and metallogenesis of the Central Asian Orogenic Belt: Advances and perspectives. *Science China Earth Sciences*, 2020. V. 63, p. 329–361.
- [2] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- [3] Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 2. Петромагнитные и палеомагнитные исследования и их кинематические следствия. 2026;17(1):0875. <https://doi.org/10.5800/GT-2026-17-1-0875>.
- [4] Салихов Д.Н., Мосейчук В., Холоднов В.В., Рахимов И. Каменноугольный вулканно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // *Литосфера*. 2014. № 5. С. 33–56.
- [5] Pravikova N.V.; Tikhomirov, P.L.; Tevelev et al. Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time // *Minerals*. 2023.13 (2), 258 <https://doi.org/10.3390/min13020258>.
- [6] Иванов К.С. (2026) О природе поперечной зональности Уральского складчатого пояса. *Литосфера*, 26(2), 305-331. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-2-305-331>
- [7] Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Вострцова Е.С., Густова А.С. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // *Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). Геологический ф-т МГУ М*, 2006.
- [8] Nakamura E., Makishima A., Moriguti T., Kobayashi K., Sakaguchi C., Yokoyama T., et al. (2003). Comprehensive geochemical analyses of small amounts (< 100 mg) of extraterrestrial samples for the analytical competition related to the sample return mission MUSES-C. *Inst. Space Astronaut. Sci. Rep.* SP., 16, 49–101.
- [9] Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 1. Изотопные датировки и геохимические характеристики. *Геодинамика и тектонофизика*. 2025;16(6):862. <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-6-0862>.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И U-Pb (ID-TIMS) ВОЗРАСТ КОЛУМБИТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОГРАНИЧНОЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)

Н.Г. Ризванова¹, А.А. Конышев², Н.А. Сергеева¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, Россия, rizng@mail.ru

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

Прямое датирование рудообразующих минералов является чрезвычайно важной задачей для лучшего понимания геологических условий формирования оруденения и прогнозирования процессов рудообразования. Для этих целей в последние годы стали довольно широко использоваться такие минералы-геохронометры, как колумбит-танталиты. Датировка колумбит-танталитовой минерализации является важным шагом в установлении связи между образованием тантал-ниобиевых руд и тектоно-метаморфической и магматической историей региона. Достаточно высокая концентрация урана в минералах группы колумбита, и, как правило, низкое содержание обычного свинца, позволяет использовать их в качестве надежных U-Pb геохронометров.

В работе представлены результаты геохимического изучения протолитионитовых гранитов Вознесенского месторождения и кварц-топаз-флюоритовых грейзенов Пограничного месторождения (Приморье) и результаты U-Pb датирования колумбита из месторождения Пограничное. Вознесенский рудный узел расположен в Буреино-Ханкайской металлогенической провинции в пределах Ханкайского массива на юго-западе Приморского края Дальнего Востока России. Формирование флюорит-редкометалльных (Пограничное, Вознесенское, Лагерное) и оловянных (Первомайское, Ярославское, Чапаевское) месторождений связывают с вознесенским гранитным комплексом. Образование флюорита и Ta, Nb, Sn, W, Be, минерализации приурочено к формированию массивов биотитовых и протолитионитовых (Li-F)-гранитов I и II фазы Вознесенского лейкогранитного комплекса. Образование Ta-Nb-оруденения происходило на флюидно-магматической стадии кристаллизации протолитионитовых гранитов.

Штокообразные интрузивы Вознесенский и Пограничный, к которым приурочены одноименные месторождения, являются выступами более крупного, скрытого на глубине гранитного массива редкометалльных гранитов. Апикальные части этих штоков интенсивно грейзенизированы. Тантало-ниобаты распространены в редкометалльных гранитах Пограничного и Вознесенского массивов.

Вознесенский интрузив макроскопически представлен лейкократовыми гранитами с темно-серыми идиоморфными зернами кварца (в среднем 3-4 мм в поперечнике). Образец из Пограничного интрузива макроскопически представляет собой светлый, сильно грейзенизированный гранит с тонковкрапленной равномерно рас-

сеянной рудной минерализацией – колумбитом, выделенным для дальнейших исследований.

Микроэлементный анализ гранитов Вознесенского месторождения показал компактно расположенные спектры, характерные для редкометалльных гранитов – субгоризонтальное расположение LREE и HREE с некоторым преобладанием содержания HREE и сильно проявленным Eu-минимумом. В данных породах выражен тетрад-эффект М-типа, характерный для высокодифференцированных гранитных пород – нарушение равномерного распределения REE, обусловленного фракционированием отдельных элементов с образованием четырех плавных изгибов (тетрад) на нормированном графике.

Грейзены, развитые по гранитам, показывают значительное обеднение всеми REE. Наиболее сильно понижено содержание HREE (La_N/Lu_N = от 6 до 10).

Отличия в распределении элементов между породами выражены в резком (на порядок) увеличении содержания Ta и Nb в грейзенах, а также умеренном увеличении содержания U, резком обеднении Ba, K, Y и умеренном обеднении другими элементами.

Для определения U-Pb возраста танталового месторождения Пограничное был взят образец из грейзенизированного гранита с тонковкрапленной равномерно рассеянной рудной минерализацией колумбита.

Были проанализированы 5 навесок колумбита, прошедших предварительную кислотную обработку для выделения наименее измененных зерен. Получен конкордантный возраст 472.3 ± 1.8 млн лет (СКВО = 1, n=5) (рис. 1).

Все проанализированные зерна колумбита относятся к Mn разновидности. Для менее измененных гранитов Вознесенского месторождения колумбиты представлены разностями с минимальным содержанием Ta и Mn.

Эволюция составов колумбита Пограничного месторождения показывает сходство с колумбитами в таких объектах, как Орловское и Этыкинское месторождения,

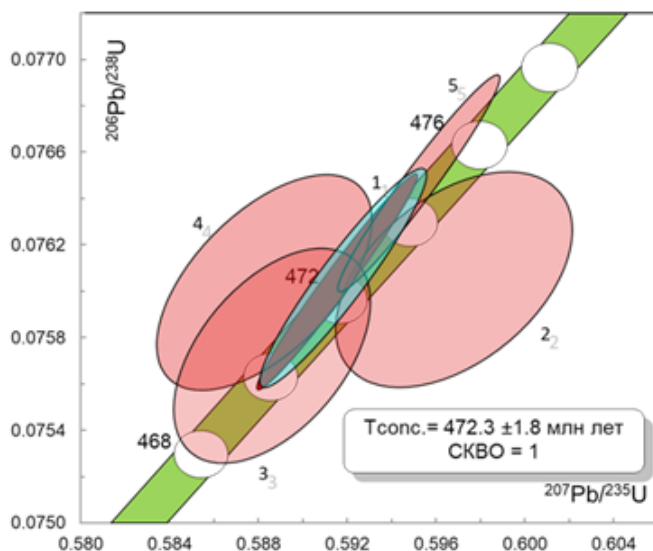


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для колумбита из грейзенизированного гранита месторождения Пограничное

массивов Красно, Бовуар, Нувейби, Ичунь. Вероятно, это обусловлено схожими особенностями развития рудно-магматических систем данных объектов.

По устоявшимся взглядам на механизмы образования Ta-Nb рудных объектов, в апикальных частях интрузий редкометалльных гранитов происходит аккумуляция Ta и Nb в связи с проявлением аутометасоматических процессов. Подобная аккумуляция наблюдается также и на объектах Восточного Забайкалья [1, 2]. Таким образом, новообразованный колумбит маркирует собой временной диапазон – после внедрения гранитной магмы, но до завершения постмагматического этапа эволюции рудно-магматической системы, связанной с Вознесенскими гранитами.

Установленный возраст ниобий-танталового оруденения 472 ± 2 млн лет отличается от U-Pb возраста, заявленного в более ранней публикации – 440 млн лет [3]. К сожалению, в этой публикации не приводится первичный аналитический материал, поэтому оценить достоверность датировки не представляется возможным. Полученный нами возраст оруденения лежит в пределах ошибок определения возраста цирконов из биотитовых гранитов Вознесенского массива (481 ± 7 млн лет и 478 ± 4 млн лет [4]) указывая на то, что между образованием гранита и процессом рудообразования, связанным с грейзенизацией, не было существенного временного интервала.

Таким образом, ниобий-танталовое оруденение генетически связано с биотит-протолиитонитовыми гранитами и локализуется в апикальных участках массивов. Рудообразование происходило на завершающих стадиях интрузивного процесса при переходе к постмагматическим метасоматическим процессам – альбитизации и грейзенизации.

U-Pb датирование выполнено в рамках Госзадания, тема НИР ИГГД РАН № FMUW-2027-0002. Аналитические работы по изучению каменного материала выполнены в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН № FMEN-2023-0005.

- [1] Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В., Баданина Е.В., Высоцкий Ю.А. Геохимическая модель формирования Li-F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. Т. 9 (3). С. 313–336.
- [2] Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17 (1). С. 28–50.
- [3] Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Шпанов Е.П. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье). Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22 (5). С. 87–102.
- [4] Rizvanova N.G., Alenicheva A.A., Skublov S.G., Sergeev S.A., Lykhin D.A. (2021) Early Ordovician Age of Fluorite-Rare-Metal Deposits at the Voznesensky Ore District (Far East, Russia): Evidence from Zircon and Cassiterite U-Pb and Fluorite Sm-Nd Dating Results // Minerals. 2021. Vol. 11 (11). 1154.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ УДАЛЕННОГО МИХАЙЛОВСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ, КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛОГОЙ СУБДУКЦИИ

К.А. Савко^{1,2}, С.В. Цыбуляев², А.В. Самсонов¹, Е.Х. Кориш²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия, ksavko63@gmail.com.

²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Геологическая позиция. Сарматия является крупным сегментом земной коры в составе Восточно-Европейского кратона наряду с Фенноскандией и Волгоуралией. Восточная Сарматия включает архейские блоки: Курский, Приазовский и Средне-Приднепровский, обрамляемые палеопротерозойскими орогенами. Архейская кора Курского блока включает палеоархейское ядро и надвинутую на него мезоархейскую гранит-зеленокаменную область. В период ~2.5–2.4 млрд лет в обстановке пассивной окраины накапливались осадки, в том числе гигантские BIF. Субдукция палеопротерозойской океанической плиты со стороны Волго-Донского орогена под архейскую континентальную литосферу Курского блока в период 2,17–2,1 млрд лет стала причиной образования Тимского задугового бассейна (ЗБ) в период 2,1–2,07 млрд лет и мощного магматического импульса с возрастом ~2,07 млрд лет [1]. На удалении от зоны субдукции находится еще одна – Михайловская структура, выполненная вулканогенно-осадочными породами.

Геологическое строение Михайловской структуры. Её протяженность составляет 40 км при ширине 7–15 км, глубина заложения до 6,5 км. Вулканогенно-осадочные отложения мощностью более 1000 м залегают в ядре Михайловской структуры и несогласно перекрывают BIF. В основании имеется базальный горизонт конгломерато-брекчий продуктов размыва и переотложения BIF. Выше залегают метагравелиты, метапесчаники с прослоями кварц-серицитовых сланцев, метаалевролитов. Среди них в виде линз и пластов присутствуют метадациты, метариолиты и метабазальты. Отмечается однотипное чередование вулканических потоков: метариолиты – метабазальты (2 потока) – метариолиты или метадациты. Мощность потоков метариолитов не превышает 50–60 м, метабазальтов от 10 до 50 м.

Геохимия. Метадациты с содержанием $\text{SiO}_2 \approx 69$ мас. % и суммой щелочей 7 мас.% являются перглиноземистыми и магнезиальными породами высококалийевой серии. Метариолиты отличаются высоким содержанием SiO_2 (70.8–77.5 мас. %). Метадациты и метариолиты резко обеднены Sr (17–158 ppm), обогащены Nb (20–51 ppm), Ta (1.2–3.8 ppm), Y (31–179 ppm), Th (28–41 ppm), и REE ($\Sigma \text{REE} = 267\text{--}729$ ppm). В распределении легких и тяжелых REE отмечается умеренное фракционирование $(\text{La/Yb})_N = 5.6\text{--}15.7$ с глубокими отрицательными Eu аномалиями $(\text{Eu/Eu}^* = 0.03\text{--}0.22)$. HREE характеризуются почти «плоским» распределением $((\text{Gd/Yb})_N = 1.4\text{--}2.1)$.

Основные вулканыты – базальты с низкими концентрациями TiO_2 (0.9–1.4 мас. %), широким разбросом $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (1.5–4.6 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.3\text{--}31.5$. По геохимии метабазиты подразделяются на две группы. Метабазиты Б1 относятся к толеитовой серии ($\text{Mg\#} = 0.51\text{--}0.61$), имеют невысокие содержания TiO_2 (0.9–1.2 мас. %), P_2O_5 (0.1–0.2 мас. %), HFSE и REE со слабо фракционированным распределением [$(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.7\text{--}2.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3\text{--}1.5$]. Метабазиты Б2 относятся как к толеитовой, так и известково-щелочной сериям, и при близкой магнезиальности имеют повышенные концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Cr, Ni и HFSE. Они имеют более высокие содержания REE и степень их фракционирования [$(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.4\text{--}3.1$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.4\text{--}1.8$].

Геохронология. Излияния вулканитов, чередующиеся в разрезе (метариолит – метабазальты – метадацит), происходили в интервале $2065 \pm 7\text{--}2047 \pm 8$ млн. лет.

Изотопная систематика. Метавулканыты имеют низкорadioгенный изотопный состав Nd. Наиболее ювенильными являются метабазальты Б1 ($\epsilon\text{Nd}_{(2060)} = -4,8$). Метабазальты Б2 имеют менее радиогенный изотопный состав ($\epsilon\text{Nd}_{(2060)}$ от $-5,3$ до $-7,1$) схожий с таковым в метариолитах ($\epsilon\text{Nd}_{(2067)} = -6,7$) и метадацитах ($\epsilon\text{Nd}_{(2044)} = -6,5$). Lu-Hf изотопная система в цирконах из метариолитов демонстрирует три контрастные группы изотопного состава Hf. Первая с величинами $\epsilon\text{Hf}_{(2065)}$ от $+0,2$ до $-0,8$. Модельные возрасты источника $T_{\text{Hf}}(\text{C}) = 2661\text{--}2723$ млн лет. Вторая группа имеет значения $\epsilon\text{Hf}_{(2065)} = -5,5$ и $T_{\text{Hf}}(\text{C}) \sim 3000$ млн лет. Точки составов третьей группы попадают в поле палеоархейской коры Курского блока ($\epsilon\text{Hf}_{(2065)}$ от $-8,8$ до $-15,2$, $T_{\text{Hf}}(\text{C}) = 3224\text{--}3617$). Lu-Hf изотопная система в цирконах из метадацитов характеризуется значениями $\epsilon\text{Hf}_{(2045)}$ от $-5,4$ до $-13,2$, которые в целом укладываются в область архейской коры Курского блока. Выделяются две группы значений с $T_{\text{Hf}}(\text{C}) = 2992\text{--}3195$ и $T_{\text{Hf}}(\text{C}) = 3385\text{--}3492$ млн лет, соответственно.

Условия генерации магм и источники расплавов. Метабазиты имеют необычные геохимические характеристики: низкие концентрации TiO_2 , высокие Sr и Ba, низкие Cr/Ni отношения и отрицательную Nb* аномалию. Такие особенности предполагают, что источник отличался от N-MORB, дифференциация протекала при резко подчиненной роли плагиоклаза и преобладанием пироксенов над оливином в кумулусной ассоциации. Низкие концентрации $\text{TiO}_2 < 1,4$ мас.%, $\text{Ti}/\text{Y} < 500$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_n < 2$ предполагают образование на малых глубинах в области устойчивости шпинелевого перидотита. Сходный диапазон концентраций петрогенных оксидов предполагает, что метабазиты Б1 и Б2 не являются производными друг друга. Различная степень обогащения LREE, отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ и $\text{Nb}/\text{Nb}^* < 1$ могут указывать на разную глубину близких по составу источников расплавов в СКЛМ и/или контаминацию Б2 коровым материалом. Последнее предположение подтверждается менее радиогенным составом Nd в Б2 и обогащением Th и LREE по сравнению с метабазитами Б1.

Температура кристаллизации циркона по содержанию Ti составляет $833\text{--}713$ °C. Глубокие аномалии Eu/Eu^* (0,4–0,001) предполагают кристаллизацию циркона одновременно (или позже) с массовой кристаллизацией плагиоклаза. Его присутствие на ликвидусе указывает на низкое содержание воды в расплаве и начале кристаллизации в условиях низкого давления. Таким образом, риолитовый расплав был сухой, высокотемпературный и малоглубинный.

Высокие содержания щелочей, HFSE, REE и отрицательные аномалии Eu, Sr, Ti, Ba позволяют отнести кислые вулканыты к постколлиззионному А2-типу грани-

тоидов [2]. Такие вулканы могут генерироваться: (1) при частичном плавлении ТТГ гранитоидов [3] или амфиболитов [4] и (2) при дифференциации базальтовых магм [5].

Отсутствие андезитового члена БАДР серии противоречит модели дифференциации. Достижение составов ультракислых риолитов ($\text{SiO}_2 > 74$ мас. %) требует глубокой (60 %) дифференциации базальтового расплава. Однако, начиная с риодацитов, на ликвидусе появляется кварц, фракционирование которого ограничивает рост SiO_2 остаточных магм. Поэтому предпочтительным кажется малоглубинное, частичное плавление пород коры при подъеме базальтовых магм и горячих флюидов из древнего мантийного литосферного источника. Такая модель подтверждается чередованием потоков кислых и основных вулканитов, геохимией метадацитов и метариолитов и изотопным составом Hf в цирконе, предполагающим, что источником были архейские ТТГ.

Геодинамическая позиция. Недавно был предложен геодинамический сценарий пологой субдукции палеопротерозойской океанической плиты под архейскую кору Курского блока [1]. Примерно 2,1 млрд лет назад на активной окраине Курского блока началось формирование Тимского ЗБ в результате отрыва слэба. После 2,1 млрд лет субдукция выполаживается, и в течение 2,10–2,08 млрд лет Восточная Сарматия подстилалась океанической плитой на протяжении сотен километров. В интервале 2,08–2,07 млрд лет назад погружение нижней океанической плиты привело к подъему астеносферной мантии, плавлению коры и масштабному магматизму. Преобладали гранитоиды I-типа из источников на различной глубине, включая эклогитовые.

Михайловский бассейн находится на большем удалении от зоны субдукции, чем Тимский, и магматизм в нем древнее 2,07 млрд лет отсутствует. Возраст кислых вулканитов ограничивает время осадконакопления 2,07–2,05 млрд лет. Таким образом, Михайловский бассейн начал формироваться после Тимского ЗБ. Задержка связана с движением пологой плиты вглубь континента и ее последовательным обрушением. На начальных стадиях погружения пологого слэба происходит прогибание перекрывающей плиты и появление мелководных бассейнов во внутренних регионах. Возникновение Михайловского континентального задугового бассейна началось с такого проседания.

Примерно 2,07 млрд лет назад океаническая плита начала распадаться. Такое преобразование из внутриконтинентального орогена в литосферное растяжение, вероятно, было связано с усилением гравитационного притяжения океанической плиты, поскольку метаморфические фазовые переходы сделали её более плотной. Погружение субдуцированной плиты привело к мафическому андерплейтингу и внедрению мафических расплавов из источников В1 и В2 в верхнюю часть литосферной мантии. Значительное увеличение теплового потока вызвало плавление коры в верхней плите, состоящей в основном из архейских ТТГ, и появление неглубоких очагов высокотемпературных кислых магм. Впоследствии из них образовались потоки дацитов и риолитов в период 2,07–2,05 млрд лет назад. Положение metabазальтов в разрезе среди кислых вулканитов ясно указывает на их излияние во время растяжения.

Тектоническая обстановка магматизма и осадконакопления в Михайловском бассейне отличается от типичных задуговых бассейнов тем, что растяжение происходит далеко от зоны субдукции в условиях мощной континентальной литосферы

без её разрыва. Это были фактически отдалённые континентальные задуговые бассейны, как, например, удаленный от зоны субдукции бассейна МакАртур с возрастом 1,80–1,67 млрд лет с бимодальным магматизмом в Австралии [6]. Их развитие было тесно связано с синхронным развитием конвергентной границы плит.

Работа выполнена по государственному заданию ИГЕМ РАН № 124022400143-9.

- [1] Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. и др. Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // Петрология, 2024, т. 32, № 6, с. 647–678.
- [2] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: Contrib. Miner. Petrol., 1987, v. 95, p. 407–419.
- [3] Patiño-Douce A.E. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar // J. Petrol., 2005, v. 46, p. 275–290.
- [4] Wolf M.B., Wyllie P.J., Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time // Contrib. Miner. Petrol., 1994, v. 115, p. 369–383.
- [5] Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects: Lithos, 2007, v. 97, p. 1–29.
- [6] Giles D., Betts P., Lister G. Far-field continental backarc setting for the 1.80–1.67 Ga basins of northeastern Australia // Geol. Soc. Amer. Bull., 2002, v. 30, p. 823–826.

**АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ
ПО ДЕВОНУ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ СЛОЖНОЙ
ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ**

Н.В. Сальная¹, А.Г. Иосифиди²

¹ Геологический институт РАН, natasavi@inbox.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН

В настоящее время накоплен довольно большой объем палеомагнитных данных по девону [1]. Однако, имеющихся определений все еще недостаточно для ясного понимания эволюции геомагнитного поля девона вследствие значительного влияния перемагничивания и наличия компонент естественной остаточной намагниченности (ЕОН), полюса по которым не отвечают ожидаемым для данного периода согласно траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (ТКМПП) континента. Так, существует ряд исследований по Сибири [2–5], где в девонских горных породах отмечены аномальные компоненты ЕОН. Эти данные наряду с низкой палеонапряженностью для этого периода [например, 6], могут указывать на особое состояние геомагнитного поля в этот период вплоть до мультипольного, что подразумевает уход от одной из краеугольных гипотез палеомагнетизма – гипотезы центрального осевого диполя, которая лежит в основе палеотектонических реконструкций и магнитостратиграфии.

Однако предположения о недипольном поведении геомагнитного поля в девонский период нуждаются в серьезных доказательствах, анализе всех имеющихся определений и получении новых определений по разным регионам. Для оценки палеомагнитной записи и выявления возможных аномальных компонент в девонских породах нами были проведены детальные исследования ряда разрезов Главного и Центрального девонского поля (Русская платформа), о. Шпицберген и Южного Тимана. Общий объем изученной коллекции составил более 800 штучков (порядка 1300 образцов) из 19 разрезов.

Анализ базы палеомагнитных данных и новых определений позволил выявить три типа палеомагнитной записи в породах девона.

В породах с первым типом выделяется характеристическая компонента ЕОН, полюс которой согласуется с девонским сегментом ТКМПП [7]. К нему также относится подтип, для которого характерна совокупность характеристических компонент, соответствующих ожидаемым девонским направлениям и отвечающих более поздним геологическим периодам. Такой подтип встречается гораздо чаще и характерен для многих разрезов Восточно-Европейской платформы [8, 9 и др.] и Западной Украины [10, 11 и др.].

Второй тип палеомагнитной записи предполагает отсутствие кучных групп направлений характеристических компонент ЕОН, иными словами, распределение компонент близко к хаотичному в пределах одного или нескольких секторов стереограммы. Такая картина может также осложняться присутствием вторичных компонент ЕОН обусловленных перемагничиванием пород. Этот тип отмечается в некоторых разрезах известняков, например в Канаде [12] и Австралии [13 и др.], андезитов/базальтов северного Тянь-Шаня [14] и др.

Третий тип палеомагнитной записи отмечается при исследовании разрезов Сибири и представляет собой аномальные направления девонского поля, полюса которых не отвечают девонскому сегменту ТКМПП [2–5].

Если рассматривать палеомагнитные результаты по изученным разрезам в контексте вышеизложенной систематики, то в разрезах о. Западный Шпицберген [15], Андома [16], Южного Тимана [9], Яхново, Ретле, Семилуки [17] и в верхней части разреза Павловский карьер [18] отмечен первый тип палеомагнитной записи с разной степенью перемагничивания пород. Палеомагнитная запись по разрезам Ливенский карьер и Донское месторождение известняков [17] ближе ко второму типу, а палеомагнитная запись средней части разреза Павловский карьер (там, где выделяется аномальная компонента ЕОН) может быть отнесена к третьему типу.

К сожалению, результаты проведенных палеомагнитных исследований оказались крайне сложными для интерпретации. «Процент успеха» – соотношение отобранных штучков к штучкам, где выделены характеристические компоненты естественной остаточной намагниченности девонского возраста, составил порядка 20 %. Однако с помощью палеомагнитных исследований девонских горных пород безусловно можно обнаружить важные факты о геомагнитном поле и палеомагнитной записи в горных породах, например, выявлять аномальные компоненты, решать локальные тектонические задачи или ограничивать время складчатости, а также отмечать возможные особенности поведения геомагнитного поля и палеомагнитной записи в горных породах.

Работы проводились в рамках государственного задания ГИН РАН.

- [1] Pisarevsky S.A., Li Z.X., Tetley M.G., Liu Y., Beardmore J. An updated internet-based Global Paleomagnetic Database. Earth Science Reviews // Earth-Science Reviews, 2022, v. 235, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022>.
- [2] Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В., Брагин В.Ю. Палеомагнитные направления девонских комплексов восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., 1996, с. 48–50.
- [3] Баженов М.Л., Левашова Н.М. Амплитуда вековых вариаций направления геомагнитного поля в верхнедевонских вулканитах Северного Тянь-Шаня // Физика Земли, 2011, № 12, с. 74–86.
- [4] Шацилло А.В., Павлов В.Э. Систематика палеомагнитных направлений раннего-среднего девона минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли, 2019, № 3, с. 97–116.
- [5] Метелкин Д.В., Лузан М.Е., Лавренчук А.В., Василевский А.Н., Елисеев А.А., Брагин В.Ю. Свидетельство вклада недипольных источников в геомагнитное поле девона по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах Минусинского прогиба (южная Сибирь) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2025, т. 525, № 2, с. 218–227.

- [6] Hawkins, L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V. et al. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2019, v.506, p.134–145, doi:10.1016/j.epsl.2018.10.035.
- [7] Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный Шпицберген. К палеозойской истории обрамлений Баренцево-Карского бассейна // *Физика Земли*, 2013, № 5, с. 132–149.
- [8] Погарская И.А. Палеомагнетизм девона Русской платформы // Палеомагнитные методы в стратиграфии: сборник научных трудов. – Л.: ВНИГРИ, 1984, с. 42–55.
- [9] Иосифиди А.Г., Сальная Н.В. Девонские отложения Южного Тимана: палеомагнитные данные // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2024, т. 19, № 1.
- [10] Smethurst M.A. & Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander//*Geophys. J. Int.*, 1992, v.108, p. 179–192.
- [11] Jelenska M., Kadzialko-Hofmokl M., Bakhmutov V. et al., Palaeomagnetic and rock magnetic study of Lower Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine: remagnetization problems // *Geophys. J. Int.* 2015, v. 200, p. 557–573.
- [12] Van der Boon A., Biggin A.J., Thallner D. et al. A persistent non-uniformitarian paleomagnetic field in the Devonian? //*Earth-Science Reviews*, 2022, v. 231, doi: 10.1016/j.earscirev.2022.104073.
- [13] Green T., Slotznick S.P., Jaqueto P. et al. High-Resolution Late Devonian Magnetostratigraphy From the Canning Basin, Western Australia: A Re-Evaluation // *Frontiers in Earth Science*, 2021, v. 9, doi:10.3389/feart.2021.757749.
- [14] Bazhenov M.L., Van der Voo R., Levashova N.M. Dominguez A.R. Late Devonian palaeomagnetism of the North Tien Shan, Kyrgyzstan: can secular variation vary on a short timescale? // *Geophys. J. Int.*, 2013, 193(2), p. 635–649.
- [15] Иосифиди А.Г., Сальная Н.В. Магнитная стратиграфия нижнедевонских отложений острова Западный Шпицберген (свита Френкельриджен) // *Физика земли*, 2024, № 4, с. 123–141.
- [16] Сальная Н.В. Палеомагнетизм верхнедевонских пород Андомской горы // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2023, т. 18, № 4.
- [17] Сальная Н.В. Типы палеомагнитной записи в девонских горных породах: новые данные по Центральному девонскому полю и анализ результатов // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2025, т. 20, № 1.
- [18] Сальная Н.В., Иосифиди А.Г., Афиногенова Н.А. Результаты петро- и палеомагнитных исследований девонских отложений Павловского карьера (Воронежская область) // *Физика Земли*, 2025, № 6, с.141–162.

**ИЗУЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
НА ОСНОВЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА
И ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ**

**Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров¹, М.Ю. Носырев², Г.З. Гильманова²,
А.Н. Диденко^{3,2}**

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия,
dsim_0@mail.ru, vszakharov@yandex.ru

² Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
ns041ck@yandex.ru, gigulya@yandex.ru

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия, alexei_didenko@mail.ru

Изучаемая территория находится в активной переходной зоне Тихий океан-Евразийский континент, значительную часть восточной окраины которого образуют протягивающиеся в ССВ направлении покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Главными морфологическими структурами в пределах исследуемой территории являются два горных сооружения – Турано-Буреинское и Сихотэ-Алиньское, Средне-Амурская, Удиль-Кизинская впадины и Эворон-Чукчагирская система впадин. Высоты последних не превышают 100 м. Турано-Буреинское горное сооружение включает несколько хребтов со средней высотой 1000–1500 м, различающихся по простиранию. Максимальная высота Буреинского хребта составляет немногим более 2 км (средняя ~ 1 км). Сихотэ-Алиньская горная система с максимальной высотой также немного более 2 км (средняя ~ 800м).

Рассматриваемый регион Сихотэ-Алиня и прилегающих структур достаточно хорошо обеспечен современным геолого-геофизическим картографическим материалом. Это и полное покрытие Государственными геологическими картами масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения, карты геофизических полей, террейнов [1–3]. В последние годы на основе спектрального анализа цифровых карт масштаба 1 : 1 000 000 поля силы тяжести (редукция Буге) и аномального магнитного поля рассчитаны глубинные модели региона. В частности, построены: 1) плотностная 3D-модель до глубин 130 км с разрешением по горизонтали и вертикали 10 и 6.3 км, соответственно [4]; 2) цифровые карты поверхностей изотермы 580 °C [5] и Мохо [6]. Используя эти модели можно с хорошим разрешением рассчитать глубинные плотностные профили по любому направлению для различных геолого-геофизических структур в ее пределах, для любой глубины от поверхности до 130 км.

Современную геодинамику Сихотэ-Алиня в значительной степени определяют и определяют, наряду с субдукцией на востоке, системы разломов ССВ простирания на востоке (Центрально-Сихотэ-Алиньская) СВ простирания на западе (Харпийско-Курско-Приамурская – северный сегмент системы Тан-Лу), с которыми связана современная сейсмичность в регионе.

Изучению неотектонических движений в регионе посвящено небольшое количество работ. В первую очередь это неотектоническая карта-схема юга Дальнего Востока России [7], карта новейшей тектоники Северной Евразии [8], на которой в единой легенде показана новейшая структура материковой части и прилегающих акваторий.

Не так давно авторами был проведен морфоструктурный анализ речной сети юга Дальнего Востока [9] на основе метода Философова [10]. Новейшие движения, оказывающие значительное влияние на рельеф и формирования гидросети, могут быть разной амплитуды и направленности. Через комплексный анализ монобазисных поверхностей, представляющих собой интерполированные поверхности, построенные по тальвегам водотоков разных порядков [Философов, 1975], можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур. В данном исследовании анализ проводился по раннее опубликованной методике [11-13], с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM3 v.3, на основании которой была рассчитана сеть водотоков, классифицированных на порядки. Для водотоков 1–7 порядков был построен набор монобазисных поверхностей, а также серия разностных поверхностей, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков. Также была построена итоговая карта вертикальных неотектонических движений [9].

Установлено, что новейшие вертикальные движения в регионе проявлялись на фоне более древнего, уже сформированного и не до конца эродированного рельефа. Выделены три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность в регионе:

а) доолигоценовая с более интенсивным поднятием Буреинского хребта, и менее интенсивным – Сихотэ-Алиньского;

б) олигоцен-плиоценовая, характеризующаяся наиболее интенсивными вертикальными движениями в регионе за весь рассматриваемый временной период (поздний эоцен-голоцен);

в) плейстоцен-голоценовая, во время которой сформировался современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф, значительных по амплитуде вертикальных движений не происходило.

Было установлено, что суммарная амплитуда вертикальных движений на северо-западе территории в пределах Буреинского хребта была существенно больше, чем на востоке в пределах Сихотэ-Алиньского хребта. Наиболее интенсивный подъем Буреинского хребта, проходил до плейстоцена, тогда как Сихотэ-Алиньский хребет был более активен на поздних этапах развития.

Построена карта новейших вертикальных движений. В целом она имеет сходство, в первую очередь качественное, с опубликованными ранее картами новейшей тектоники юга Дальнего Востока [7, 8], но имеет существенные отличия в оценке амплитуд новейших движений и их возраста. Более четко данная карта отражает структурный план и блоковое строение региона.

На основе 3D плотностной модели региона, которая рассматривается как распределение избыточной плотности в процентах к ее среднему значению на отдельном глубинном уровне от 0 до 131 км [4], по четырем профилям, проходящим через Сихотэ-Алинь и Буреинский хребет, были построены плотностные разрезы земной

коры и верхней мантии. Проведено сопоставление величины неотектонических движений согласно [9] и плотностных неоднородностей коры и верхней мантии, согласно [4].

Результаты такого предварительного сопоставления показывают, что области наибольших амплитуд неотектонических движений достаточно закономерно соответствуют зонам наибольшего разуплотнения в коре и верхней мантии. В тех зонах, где крупные области разуплотнения подкоровые или мантийные (глубина > 40 км), там амплитуды движений достигают 1000 м, или превышают 1000 для более глубоких аномалий (профиль 11 вдоль Буреинского хребта и профили 10 и 14 вкрест него). Там, где аномалии в основном коровые – там амплитуды вертикальных движений составляют около 700 м или немного более (профиль 20 вдоль Сихотэ-Алиня). Следующий этап исследований предполагает на основе плотностных моделей выполнение численного 2D моделирования эффекта влияния локального блокового разуплотнения вещества на глубинах нижней коры – верхней мантии на поверхностный рельеф и характер его развития во времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00023-П (<https://rscf.ru/project/22-17-Q0023/>). Базовое финансирование осуществлялось за счет субсидии на выполнение государственных заданий ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 126020216323-2).

- [1] Петров О.В., Зубова Т.Н., Вербицкий В.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:100 000 // Регионал. геолог. и металлоген, 2016, № 67, с. 19–33.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с., кн. 2, 409 с.
- [3] Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. (2016) The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. Journal of Asian Earth Sciences, 120, p. 117-138 doi:10.1016/j.jseaes.2015.10.023
- [4] Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Доклады РАН. Науки о Земле, 2020, Т. 492(2), с. 66–71.
- [5] Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // ДАН, 2017, т. 477, № 3, с. 352–356.
- [6] Didenko A.N., Nosyrev M.Yu., Gil'manova G.Z. A Gravity-Derived Moho Model for the Sikhote Alin Orogenic Belt // Pure Appl. Geophys, 2021. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02842-8>.
- [7] Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18(5), с. 61–68.
- [8] Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли, 1996, № 12, с. 5–36.
- [9] Симонов Д.А., Захаров В.С., Диденко А.Н., Гильманова Г.З. Выявление стадийности развития новейших вертикальных движений юга Дальнего Востока на основе структурно-морфометрического анализа рельефа // Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов» ИФЗ РАН, 22–24 октября, 2024 г., ISBN 978-5916820744, с. 138–142.

- [10] Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975, 232 с.
- [11] Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2019, № 5, с. 19–29.
- [12] Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, 2020, (3), с. 25–36. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-3-25-36>.
- [13] Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшая тектоника Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и ее отражение в характеристиках самоподобия гидросети// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2021, 1(5), с. 19–30. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-5-19-30>.

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ УЙМОНСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Е.В. Складов¹, М.М. Буслов², В.Н. Зиндобрый²

¹ Институт земной коры СО РАН,
Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия

Уймонская зона Горного Алтая представляет собой чешуйчатую структуру, сложенную пакетами метабазитов, метаграувакк, метачерт и карбонатов и нарушенную позднедевонскими-раннекарбонowymi сдвигами [1]. Среди метабазитов еще в прошлом веке были выявлены породы с Na- и Na-Ca-амфиболами, для которых были выполнены минералого-петрографические и структурно-геологические исследования [2–4], которые позволили оценить условия метаморфизма, как переходные по давлению между глаукофансланцевой и зеленосланцевой фациями. Позднее, исследования Н.И. Волковой с соавторами [5–7] позволили достаточно корректно оценить количественные параметры температур и давлений метаморфизма, обосновать природу протолитов метабазитов, соответствующих по геохимическим параметрам базальтам OIB и MOR типам, и ордовикский возраст высокобарического метаморфизма. В пределах сложно построенной толщи присутствуют метабазиты с актинолитом, винчитом и глаукофаном, которые, как считалось, фиксируют различающиеся по давлению условия метаморфизма. Поэтому предполагалось, что те или иные типы метабазитов присутствуют в виде чешуй в сложном субдукционно-аккреционном комплексе пород. Характер обнаженности Уймонской зоны и сложность точной полевой диагностики метабазитов создают значительные сложности в оценке размеров таких чешуй и определении характера их взаимоотношений.

В докладе будут представлены результаты наших исследований метабазитов левобережья р. Катунь в районе устья р. Дети-Кочек и г. Булка, которые в целом подтвердили основные выводы предшествующих исследователей Уймонской зоны и позволили выявить некоторые особенности процессов высокобарического метаморфизма.

- [1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Минг Чен, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, с. 1600–1627.
- [2] Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Пукинская О.С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской горной области // Доклады АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 200–203.
- [3] Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск, Изд-во Томского ун-та, 1979, 200 с.

- [4] Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л.: Наука, 1982, 184 с.
- [5] Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 26, № 4, с. 367–382.
- [6] Волкова Н.И., Складчиков Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109–119.
- [7] Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 91–106.

СУБДЕКАДНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЛАВНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ

А.А. Соловьев^{1,2}, Р.В. Сидоров¹

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия, a.soloviev@gcras.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Установлена 6-летняя квазипериодичность всплесков векового ускорения магнитного поля Земли (МПЗ) на границе ядро-мантия по экспериментальным данным за 90-летний период (1932–2022 гг.). Для устойчивого выделения сигнала главного МПЗ из зашумленных данных магнитных обсерваторий применялись современные алгоритмы нечеткой математики. Ранее выявленная периодичность определялась только по данным высокоточных спутниковых наблюдений, получаемых с 2000 г. Детальный анализ отдельных компонент МПЗ позволил выделить два пика в спектральной плотности мощности векового ускорения: ≈ 5 –6 лет и ≈ 7 –8 лет. Первый пик подтверждает выявленную ранее связь периодической 6-летней осцилляции продолжительности суток с осесимметричными экваториальными альвеновскими волнами на поверхности жидкого ядра. Второй пик экспериментально подтверждает существование неосесимметричных магнито кориолисовых волн с периодом ~ 7 лет, недавно предсказанных теоретически, которые также влияют на вариабельность МПЗ. Рассматривается последний геомагнитный джerk 2024 г., также детектированный исключительно по данным магнитных обсерваторий и пока не идентифицируемый в данных актуальных моделей главного МПЗ. Обсуждается его связь со смоделированным азимутальным ускорением потока на границе ядро-мантия в экваториальной части Тихого океана. Представленные результаты открывают новые знания о быстрых вариациях главного МПЗ и стоящих за ними волновых процессах на границе ядро-мантия.

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ПОЛИХРОННОГО КИИНСКОГО МАССИВА
ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ:
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

В.Е. Стриха^{1,2}, Н.А. Гольцин¹, Ю.Ю. Юрченко¹, А.Н. Поляков¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Москва, vasiliy_strikha@vsegei.ru

²Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия

Киинский перидотит-габбро-диоритовый массив является одним из существенно габброидных массивов, широко развитых в пределах Селенгино-Яблоновой складчатой системы Саяно-байкальской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса. В практике геологосъемочных работ массив рассматривается в составе раннепалеозойского кручининского габбрового комплекса, не взирая на противоречивые геохронологические датировки, полученные в результате ГДП-200/2. Для роговообманковых лейкогаббро в западной части Киинского массива (обр. 572, 52°00'35.7" с. ш., 115°34'18.4" в. д.) получены противоречивые датировки U-Pb SIMS методом – 359 ± 12 и 159 ± 1.7 млн лет; изохронным Sm-Nd метод по плагиоклазу, амфиболу и пироксену – 330 ± 42 млн лет [1]. В связи с этим, в рамках работ по совершенствованию Алдано-Забайкальской серийной легенды были проведены геохронологические, петрогеохимические и изотопно-геохимические исследования основных разновидностей пород Киинского массива.

По представлениям предшественников Киинский массив – это асимметричный расслоенный лополит, полого погружающийся на восток. По данным среднемасштабных геологосъемочных работ в строении массива выделяются нижняя, средняя и верхняя зоны, при преобладании габброидов в составе зон [1]. В строении нижней зоны кроме габброидов, участвуют горизонты перидотитов, пироксенитов и горнблендитов, в средней части ритмично чередуются габброиды от мелано- до лейкократовых с горизонтами перидотитов, а в верхней зоне в восточной части массива, кроме габброидов отмечаются диориты и прослои перидотитов. При этом, в каждой зоне отмечается слоистость более высокого порядка. Наиболее распространенными породами массива являются порфириовидные биотит-роговообманковые габбро с короткопризматическими вкрапленниками роговой обманки размером в первые сантиметры (до 5 см по данным [1]).

В процессе ревизионных работ авторами было установлено участие в строении Киинского массива рассланцованных кварцевых диоритов (обр. 308/1, 52°0'48.4" с. ш., 115°46'55.6" в. д.) с U-Pb SIMS возрастом 412 ± 3 млн лет (СКВО – 0.29, вероятность конкордантности 0.59, $n = 15$), развитых на правобережье руч. Шара Хундуй вдоль субмеридионального разлома. Кроме этого, в строении собственного габброидного массива было установлено участие двух фаз внедрения. Первая

фаза представлена мелко-среднезернистыми биотит-роговообманковыми меланократовыми габброноритами, развитыми в южной части массива и слагающими ксенолиты размером в первые метры в магматических брекчиях на контакте с порфировидными среднезернистыми биотит-роговообманковыми габбро.

Для меланогабброноритов первой фазы получена U-Pb SIMS методом датировка в 192.4 ± 1.4 млн лет, СКВО – 0.62, вероятность конкордантности 0.43, $n = 24$ (обр. 311-2, $51^\circ 58' 48.6''$ с. ш., $115^\circ 43' 43''$ в. д.). Для габбро второй фазы изотопный возраст (U-Pb SIMS метод) составляет 190.7 ± 1.1 млн лет, СКВО – 0.14, вероятность конкордантности 0.71, $n = 16$ (обр. 311-1, $51^\circ 58' 48.6''$ с. ш., $115^\circ 43' 43''$ в. д.).

Раннеюрские габброиды с ксеноблоками раннедевонских кварцевых диоритов приурочены к северной части Нижнеингодинского гранитоидного массива, для пород которого тематическими работами и ГДП-200/2 установлены раннеюрские датировки. На территории листа М-50-II (обр. 1250, $51^\circ 51' 02.4''$ с. ш., $115^\circ 16' 12.5''$ в. д.) по дискордии для гранитов получена датировка в 184 ± 2.3 млн лет, СКВО – 0.96, $n = 7$) [2]. Для гранитов массива (обр. СА-15-30) при проведении научно-исследовательских работ также получен конкордантный U-Pb SIMS возраст в 186 ± 3 млн лет, (СКВО = 0.0054, вероятность конкордантности равна 0.94, $n = 8$) [3].

Раннедевонские кварцевые диориты являются низкощелочными, метаглиноземистыми, умереннокалиевыми, магнезиальными породами изветсковой серии. Они характеризуются плоским слабодифференцированным распределением РЗЭ, с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N = 5.7$, слабовыраженной европиевой аномалией $(Eu/Eu^* = 0.77)$. По содержанию элементов-примесей кварцевые диориты характеризуются обогащенностью крупноионными литофилами Rb, Ba, K, Th, U на уровне базальтов OIB, по содержаниям остальных элементов находясь на уровне базальтов E-MORB (Ta, Nb, LREE, Sr) и ниже, при этом отмечаются минимумы Ta, P, Ti, что характерно для субдукционных образований. В кварцевых диоритах $\varepsilon_{Nd}(T) = -3.5$, $T_{DM}^2 = 1.5$ млрд лет. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70793$. Изотопные и геохимические данные позволяют предполагать формирование раннедевонских кварцевых диоритов при плавлении рифейских метабазит-тоналитовых источников, при некотором вкладе корового материала в условиях активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана на ранних этапах его формирования.

Габброиды первой и второй фаз Кинского массива являются породами нормальной щелочности. Биотитовые меланогаббронориты относятся к весьма низкотитанистым ($TiO_2 - 0.41\%$), низкоглиноземистым ($Al_2O_3 - 10.3\%$) породам из известково-щелочной серии, а по соотношению $SiO_2 - K_2O$ они относятся к породам шошонитовой серии, с высоким содержанием $K_2O - 3.22\%$. Породы отличаются также высокими содержаниями $MgO - 16.83\%$. Меланогаббронориты характеризуются плоским слабодифференцированным распределением РЗЭ, с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N = 7.4$, наличием слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией $(Eu/Eu^* = 0.89)$. По содержанию элементов-примесей меланогаббронориты характеризуются обогащенностью по отношению к базальтам N-MORB крупноионными литофилами Rb, Ba, K, Th, U на уровне базальтов OIB, по содержаниям остальных элементов находясь на уровне базальтов E-MORB и выше. Для пород отмечаются минимумы Th, Ta, Sr, P, Ti, высокие концентрации Rb, Cr, Ni, низкие Sr (таблица). В меланогабброноритах $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.4$, $T_{DM} = 1.0$ млрд лет. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.709495.

Габброиды 2 фазы относятся к весьма низкотитанистым ($\text{TiO}_2 - 0.16-0.9\%$), низко- и высокоглиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 15.5-21.3\%$), породам преимущественно умереннокалиевой серии. Габброиды характеризуются плоским слабодифференцированным распределением РЗЭ, с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $(\text{La/Yb})_N = 3.3-5.7$, отсутствием или наличием слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0.70-1.02$). По содержанию элементов-примесей среднезернистые габброиды 2 фазы (за исключением лейкогаббро) характеризуются близостью к меланократовым габброноритам 1 фазы с обогащенностью по отношению к базальтам N-MORB крупноионными литофилами Rb, Ba, K, Th, U на уровне базальтов OIB, по содержаниям остальных элементов находясь на уровне базальтов E-MORB и выше. Для пород отмечаются минимумы Ta, Nb, P, Ti, максимум Sr. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габброидах второй фазы близки. В габброидах значения варьируют от 0.70456 до 0.70755, отражая, вероятно различную контаминированность коровым материалом. Особняком находятся мелкозернистые высокоглиноземистые лейкогаббро, развитые в восточной части Киинского массива, которые характеризуются наиболее низкими содержания REE, при слабо выраженной положительной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 1.14$), высоких содержаниях Rb, Ba, K, по содержаниям Sr приближаясь к базальтам OIB, при наиболее низких содержаниях Th, Nb, Nd, P, Zr, Ti, HREE. Для габброидов второй фазы фиксируются широкие вариации в значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +2.0$ до -4.1 . Одностадийный модельный возраст пород T_{DM} также варьирует в широких пределах от 1.0 до 3.2 млрд лет, при этом наиболее высокие значения установлены для лейкогаббро. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габброидах, в целом, корово-мантийные – от 0.7046 до 0.7075.

Существенные различия в петрографических и петрогеохимических особенностей меланогабброноритов и габброидов позволяют предполагать их принадлежность к различным комплексам. Петрогеохимические особенности габбро второй фазы и лейкогаббро, наряду с различиями одностадийного модельного возраста, возможно, обусловлены принадлежностью к разным фазам внедрения. Если изотопный возраст лейкогаббро в западной части массива в 159 ± 1.7 млн лет является достоверным (значения каких-либо критериев достоверности полученной датировки отсутствуют), то лейкогаббро следует рассматривать в качестве самостоятельного позднечуковского комплекса. Вопрос требует доизучения.

Анализ диаграммы Nb/Y-Zr/Y [4], показывает, что фигуративные точки составов габброидов Киинского массива располагаются преимущественно в области базальтов океанических плато (за исключением обр. 311/1, располагающегося в поле базальтов субдукционных обстановок), что указывает на их формирование из обогащенного плюмового источника. Такие особенности габброидов объясняются действием мантийного плюма, существовавшего на рассматриваемой территории в мезозойское время при формировании Западно-Забайкальской рифтовой области.

Эволюция мантийного источника при формировании раннеюрских габброидов Киинского массива связана, вероятнее всего, с процессом плюм-литосферного взаимодействия в тыловой части активной континентальной окраины с перекрытым мантийным плюмом.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Олёкминская. Лист N-50-XXXII (Вершино-Дарасунский). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / С.А. Козлов, С.А. Новченко, Ф.И. Еникеев; Минприроды России, Роснедра, Забайкалнедра, ОАО «Читагеол-съемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-50-II (Первомайский). Объяснительная записка // Богач Г.И., Рутштейн И.Г., Еникеев Ф.И. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.
- [3] Дриль С.И., Носкова Ю.В., Ковач В.П. и др, Гранит-лейкогранитная серия пород олёкминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и Sm-Nd изотопная систематика пород // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Т. 32. С. 32–41. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.32.32>
- [4] Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

**ДЖАРГАЛАНТУЙСКИЙ ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ-ПАНТЕЛЛЕРИТОВЫЙ
КОМПЛЕКС НАРЫМСКОЙ И ВЕРХНЕ-НАРЫМСКОЙ
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВЕРХНЕАМУРСКОГО
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА: СОСТАВ,
ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА**

В.Е. Стриха^{1,2}, Н.А. Гольцин¹, Ю.Ю. Юрченко¹, А.Н. Поляков¹

¹ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vasilyy_strikha@vsegei.ru*

² *Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия*

На территории Западного Забайкалья развиты осадочно-вулканогенные образования джаргалантуйского трахиандезибазальт-пантеллеритового комплекса, с субвулканическими образованиями которого генетически связывают формирование золото-сурьмяного, вольфрамового и уранового оруденения, а сами осадочно-вулканогенные породы рассматриваются в качестве благоприятной среды для размещения золоторудного, уранового, вольфрамового, бериллиевого и полиметаллического оруденения (материалы ГДП-200/2). Образования комплекса участвуют в строении Нарымской и Верхне-Нарымской вулcano-тектонических структур, в пределах которых вулканиды джаргалантуйской свиты налегают на все более ранние образования и перекрывается нижним мелом. Туфогенно-вулканогенные отложения свиты слагают нижнюю и верхнюю подсвиты и имеют гомодромное строение. Нижняя подсвита преимущественно лавами и кластолавами трахиандезибазальтоов, андезибазальтов, трахиандезитов. Общая мощность подсвиты на площади около 560 м. Верхняя подсвита согласно залегает на отложениях нижней подсвиты. Она сложена туфогенно-вулканическими образованиями умеренно-кислого состава. Общая мощность разреза около 450 м.

Для трахиандезибазальтов Верхне-Нарымской вулcano-тектонической структуры (обр. 315/1, 51°38'15.9" с. ш., 113°35'10.8" в. д.) установлена U-Pb SIMS датировка в 160.2 ± 2.8 млн лет, СКВО – 1.2, вероятность конкордантности 0.27, $n = 5$. Для спекшихся туфов кислого состава (обр. 316/2, 51°37'27" с. ш., 113° 32'29.7" в. д.) получена U-Pb SIMS датировка в 162.8 ± 2.0 млн лет, СКВО – 0.024, вероятность конкордантности 0.88, $n = 20$. Изотопный U-Pb SIMS возраст пантеллеритов (обр. 316/3, 51°37'27" с. ш., 113°32'29.7" в. д.) составляет 163.6 ± 1.4 млн лет, СКВО – 0.78, вероятность конкордантности 0.38, $n = 10$.

Для пантеллеритов Нарымской вулcano-тектонической структуры (обр. 319/1, 51°32'52.1" с. ш., 113°29'11.5" в. д.) U-Pb SIMS методом получена датировка – 161.9 ± 1.6 млн лет, СКВО – 0.51, вероятность конкордантности 0.47, $n = 10$. Оценка возраста вулканогенных образований джаргалантуйского трахиандезит-трахириолитового вулканического составляет 157–165 млн лет. Это позволяет оценивать их возраст как средне-позднеюрский, что полностью соответствует геологическим

данным. Вулканиды комплекса залегают на размытой поверхности гранитоидов ранне-среднеюрского кыринского комплекса и прорываются лейкогранитами харалгинского комплекса поздней юры.

В составе комплекса Нарымской и Верхне-Нарымской вулcano-тектонических структур преобладают породы среднего и кислого состава умеренной щелочности, при резко подчиненном развитии средних пород нормальной щелочности и щелочных. В группе средних пород преобладают трахиандезибаазальты, реже развиты трахиандезиты, андезибаазальты и андезиты. В группе кислых пород наиболее распространены трахидациты и трахириодациты, в меньшей мере – пантеллериты.

Трахиандезибаазальты и андезибаазальты по химическому составу преимущественно низкотитанистые (менее 1.5 % TiO_2), низкоглиноземистые (менее 17 % Al_2O_3), высококалиевые породы. По соотношению $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [1] они являются, преимущественно, железистыми породами, а по соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ [1] относятся к известково-щелочной серии. По содержанию элементов-примесей трахиандезибаазальты и андезибаазальты в целом близки к базальтам OIB, отличаясь от них более высокими содержаниями крупноионных литофилов – Rb, Ba, K, радиоактивных элементов – U, Th, легких РЗЭ, низкими – Ta, Nb, Sr, P, Ti с образованием на спайдер-диаграмме отчетливо выраженных минимумов этих элементов. Породы характеризуются также дифференцированным распределением REE, с преобладанием с преобладанием LREE над HREE, отношение $(\text{La/Yb})_n = 17.9-18.5$, при отсутствии или наличии слабой европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.62-0.87$.

По химическому составу породы салической группы – трахидациты, трахириодациты и пантеллериты варьируют по глиноземистости. Среди них преобладают метаглиноземистые и перглиноземистые разности, менее развиты перщелочные породы. По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ они относятся к высоко-калиевой, реже шонитовой сериям. По соотношению $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [1] это преимущественно железистые, в меньшей мере магнезиальные породы. По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ [1] кислые породы относятся, в основном, к известково-щелочной, реже к щелочной сериям.

По содержанию большинства элементов-примесей кислые породы характеризуются близкими содержаниями с андезибаазальтоидами, отличаясь от них более высокими содержаниями Rb, Th, U, K, REE, и более низкими Sr, P, Ti, с отчетливо выраженными минимумами Ta, Nb, Sr, P, Ti на мультипликационных диаграммах. Значения $(\text{La/Yb})_n$ в кислых породах составляет 13.5–20.1, характерно наличие в различной степени выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.80-0.43$.

В трахиандезибаазальтах и андезибаазальтах фиксируются положительные и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, варьирующие от 0.2 до – 0.2, значения ϵ_{Sr} составляют 11.7–14.9. Для пантереллитов значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -1.6-1.1$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) = 17.0-32.9$. По изотопным характеристикам породы комплекса сопоставимы с образованиями рифейской изотопной провинции Центральной Азии – $\text{T}_{\text{DM}} = 0.9-1.1$ млрд лет. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в группе средних пород составляет 0.7051–0.7054. В пантеллеритах установлены более высокие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055-0.7066$.

Полученная в результате геохронологических исследований U-Pb SIMS методом оценка возраста пород джаргалантуйского комплекса в 157–165 млн лет, что соответствует границе средней и поздней юры позволяет уточнить его возраст, ко-

торый ранее по геохронологическим (K-Ar, Rb-Sr методы) и геологическим данным в практике геологосъемочных работ принимался позднеюрским. По составу и изотопному возрасту джаргалантуйская свита коррелируется с ичетуйской свитой. При проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 для пород свиты Rb-Sr методом получена датировка 158 ± 8 Ma (M-49), а для пантереллитов, развитых в западной части Верхне-Илькинской впадины, установлен изотопный возраст пород U-Pb SIMS методом в 163.5 ± 1.3 млн лет, СКВО – 0.025, вероятность конкордантности – 0.87, $n = 15$ (неопубликованные материалы ГДП-200/2 листа M-49-II).

Обогащение базальтоидов джаргалантуйского комплекса Rb и K, относительно легких РЗЭ и высоkozарядных элементов, таких как Nb и Ta, которое проявлено на спайдердиаграммах, нормированных по примитивной мантии, наряду с их низкой титанистостью и магнезиальностью, свидетельствует об их субдукционной природе. На субдукционную природу трахиандешибазальтоидов и андешибазальтов указывает также положение фигуративных точек на диаграммах Nb/Y- Zr/Y [2]. Анализ диаграмм показывает, что фигуративные точки трахиандешибазальтов и андешибазальтов располагаются в поле базальтов островных дуг, имеющих деплетированный мантийный источник.

Пантеллериты характеризуются прежде всего высокой железнитостью и высокими содержаниями высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Y) в сочетании с низкими концентрациями Ba, Sr, P, Ti, что определяет их резкие минимумы на спайдердиаграммах. На диаграмме $(K_2O+Na_2O)/CaO - Zr + Nb + Ce + Y$ [3] породы кислой группы располагаются в поле гранитов А-типа. По соотношению Y/Nb (>1.2) породы комплекса относятся к подтипу A_2 [4], исходные расплавы для которых имеют мантийно-коровое происхождение, с различным соотношением мантийных и коровых источников. Согласно диаграмме $Al_2O_3/(FeO + MgO) - CaO/(MgO + FeO)$ [5] породы среднего состава джаргалантуйского комплекса могут быть образованы расплавами, продуктами парциального плавления метаграувакков и амфиболитов, кислого – преимущественно метапелитов.

На дискриминационных диаграммах Rb – (Y + Nb), Ta – Yb, Nb – Y [6], пантеллериты и их туфы располагаются вблизи границы пород вулканических дуг и внутриплитных образований, попадая преимущественно в поле пород вулканических дуг.

Полученные данные свидетельствуют о формировании пород джаргалантуйского комплекса в условиях внутриконтинентального рифтогенеза в тыловой зоне среднеюрской активной окраины Сибирского палеоконтинента, при косой субдукции океанической плиты под континентальную окраину андийского типа [7] за счет рифейских мантийных деплетированных и существенно коровых источников метапелитового и метаграуваккового состава.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00, от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01, от 10.01.2023 г. № 049-00017-23-1

- [1] Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., et al. A geochemical classification of granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
- [2] Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

- [3] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
- [4] Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.
- [5] Altherr R., Holl A., Hegner E et al. High potassium, calc – alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 2000. 50 (1–3), p. 51–73.
- [6] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- [7] Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41 (12), с. 1655–1669.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ДИНОЗАВРОВОЙ ФАУНЫ ШЕСТАКОВО, КУЗБАСС

И.В. Таловина, С.А. Павлова, П.Г. Сабуров, Е.Т. Сабитовский

*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Россия,
Санкт-Петербург, Россия, sofira2908@gmail.com*

Палеонтологические изыскания проводятся повсеместно уже в течение долгого времени и географически представлены достаточно широко. Тем не менее до сих пор нет точной оценки и определения геохимических аномалий в пробах с участков, содержащих костные остатки, а так же нет однозначного ответа на вопрос о связи состава вмещающих пород с условиями захоронения и особенностей сохранности представителей палеофауны.

Основной целью исследования является установление геохимических критериев, по которым можно диагностировать костеносные горизонты и прогнозировать новые местонахождения ископаемых позвоночных в пределах илекской свиты.

В основу исследования легла коллекция из 70 образцов терригенных пород илекской свиты, отобранных в 2022 г., в местонахождениях Шестаково-1 (Большой и Малый яр) и Шестаково-3. Изучаемые отложения, сформировавшиеся в динамичных условиях дельтового и аллювиального осадконакопления [1], характеризуются линзовидной и косослойчатой текстурой, наличием эрозионных поверхностей и интракластов [1].

Илекская свита, вмещающая остатки представителей динозавровой фауны, обнажается по небольшим притокам р. Чулым (Большой Илек) вблизи хребта Арга, бассейна верхнего течения р. Тяжин и среднего течения р. Кия (Шестаковский комплекс) [2]. Согласно Стратиграфической схеме Кузнецкого бассейна по данным [3] илекская свита имеет хорошую выдержанность по минеральному составу и характеризуется условным латеральным разделением на три подсвиты: нижне-, средне-, верхнеилекскую. Мощность свиты составляет около 500 м, а мощность слоев, содержащих динозавровую фауну – первые десятки метров, протяженность слоев – меньше метра.

Шестаково-1, одно из главных обнажений илекской свиты, расположено недалеко от села Шестаково Чебулинского района Кемеровской области, на правом берегу реки Кия. Отложения, наблюдаемые в разрезе, представляют собой три цикла аллювиально-пойменно-озерного осадконакопления, начиная с гравийных конгломератов и крупнозернистых поперечнослоистых песчаников и заканчивая алевритами и аргиллитами. В каждом цикле обнаружены остатки ископаемых позвоночных, приуроченные к единичным небольшим линзами и прослоям конгломератов и песчаников [4].

Шестаково 3 приурочено к искусственному обрыву дороги, расположенному в двух километрах к юго-востоку от села Шестаково. Разрез этого местонахождения

у подошвы представлен мелкозернистыми и среднезернистыми зеленовато-серыми песчаниками, а к кровле происходит постепенная смена неравномерными слоями и линзами зеленовато-коричневых алевролитов [5].

Для выявления химического состава отобранных проб применялись методы рентген-флуоресцентного анализа (РФА) для определения содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , Cr_2O_3 , TiO_2 , NiO , CoO , CaO , Na_2O , ИК-спектроскопии для определения содержания общей серы, ICP-MS для определения содержаний PЗЭ, As, Hg, Be, V, Cr, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U, Y, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Sb, Te, Bi (Центральная лаборатория Института им. А.П. Карпинского)

Полученные данные обрабатывались методами многомерной статистики, корреляционного, факторного и кластерного анализов. Были рассчитаны ряд лито-геохимических индексов и индикаторов. В результате установлено, что для илекской свиты шестаковского комплекса местонахождений характерны заметные колебания содержания редких элементов таких как Ni, Zn, Sr, Mo, Sb, Ba, Bi, и многообразие вариаций их сочетаний. Максимальные концентрации бария и тяжёлых металлов (Sr, Zr, V, Zn, Cr) приурочены к красновато-коричневым аргиллитам и отдельным прослоям песков, достигая 400, 333, 226, 83, 72 и 63 ppm соответственно. Повышенные значения связаны с сорбцией элементов тонкодисперсной фракцией в восстановительных условиях. Полученные путем расчетов коэффициенты отношений концентраций химических элементов илекской толщи по отношению к кларкам в земной коре (по А.П. Виноградову, 1962) демонстрируют низкие значения, в том числе ниже единицы, что может указывать на их относительную геохимическую нестабильность, однако в шоколадно-коричневых аргиллитах, содержащих большие скопления костных фоссилий, для Sb, Cd, Zn значения возрастают.

Был проведен раздельный для коричневых и голубых прослоев корреляционный, факторный, кластерный анализы, с помощью которых были определены статистически значимые элементные ассоциации, различающие два типа пород и условия их формирования.

Факторный анализ показал два значимых фактора, отражающих степень зрелости и отдаленность источника сноса. Фактор № 1 характеризует процессы выветривания, где положительные значения соответствуют инфильтрационным концентрациям элементов, а отрицательные – остаточным концентрациям. Фактор № 2 отражает процессы течения, где положительные значения соответствуют костным остаткам, отрицательные – их уменьшению. В коричневых прослоях фиксируются благоприятные условия для захоронения палеофауны. Спокойная гидродинамика позволяла костным остаткам накапливаться. В голубых прослоях, напротив, преобладают высокоэнергетические условия (отрицательный фактор 2), при которых костные остатки не сохраняются. Это может свидетельствовать о формировании голубых прослоев в более открытых или динамичных обстановках, где фауна либо не обитала, либо была разрушена при осадконакоплении.

Кластерный анализ позволил получить представление об ассоциациях элементов, часть которых подкрепляет зависимости, выявленные при помощи факторного анализа. Группа элементов Al_2O_3 - K_2O -Rb-MgO-Cs отражает процесс выветривания глинистых минералов, что подтверждается фактором №1. Рудная ассоциация Co-Ni свидетельствует о выносе сульфидов, связь Zr-Ga-Ta указывает на содержание устойчивых минералов монацита и циркона. Пара MnO-CaO указывает на развитие карбонатных прожилков, предположительно, доломита, а P_2O_5 - Fe_2O_3 демонстриру-

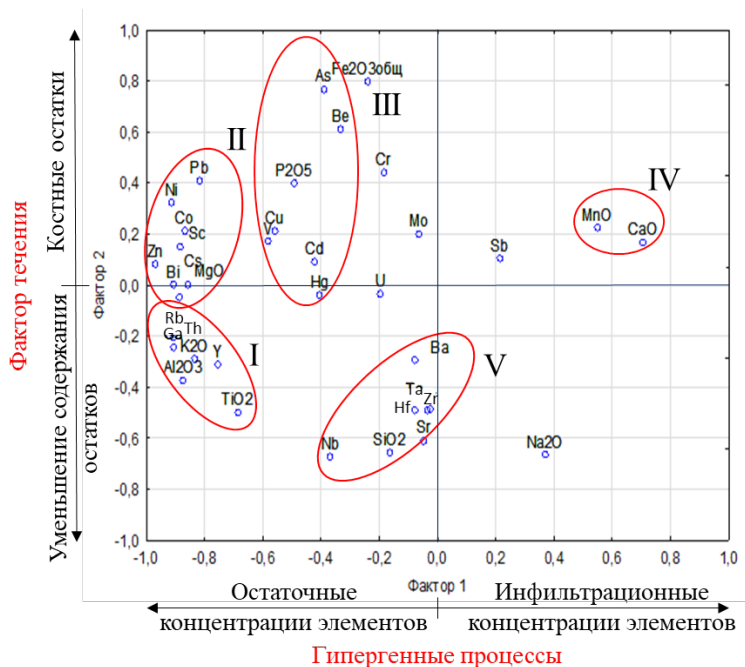


Рис. 1. График факторного анализа. Фактор 1 и фактор 2

ет содержание костных остатков, длительно пребывающих в окислительных условиях, что согласуется с положительными значениями фактора № 2. Установлена взаимосвязь между фосфором и токсичными элементами Be, As, а связь Fe-Cr-Be-As указывает на вулканогенное влияние.

По петрогенным элементам рассчитали литолого-геохимические индикаторы, которые позволяют реконструировать обстановку осадконакопления свиты и оценить степень зрелости терригенного материала, климатические условия в областях размыва и окислительно-восстановительную обстановку в бассейне седиментации. Наиболее информативными оказались гидролизатный, фемический модули и сумма натриевого и калиевого модулей, которые помогли разделить пробы по климатическому признаку, количеству и составу компонентов.

По результатам проделанной работы в костеносных отложениях были выявлены индикаторные ассоциации элементов CaO, P₂O₅, Sr, U, отражающие накопление остатков палеофауны внутри иллекской свиты, а также повышенные концентрации Sb, Cd, Zn (в 2–5 раз выше фона) в шоколадно-коричневых аргиллитах.

Таким образом, исследование литолого-геохимических индикаторов обстановок формирования местонахождений ископаемых является актуальной проблемой в рамках уточнения развития представлений об условиях захоронения представителей динозавровой фауны в раннемеловых отложениях. В данной работе предлагаются критерии, с применением которых в дальнейшем можно идентифицировать новые местонахождения палеофауны в пределах иллекской свиты.

Работа выполнена в рамках госзадания FSRW-2024-0008 «Исследование термодинамических процессов Земли с позиции генезиса углеводородов на больших глубинах».

- [1] Лещинский С.В. Большой Илек – стратотип илекской свиты нижнего мела и новое местонахождение динозавровой и мамонтовой фаун юго-востока Западной Сибири / С.В. Лещинский, А.В. Файнгерц, С.В. Иванцов // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 488, № 5. – С. 513–516. – DOI: 10.31857/S0869-5652488513-516. – 0,37 / 0,12 а.л.
- [2] Файнгерц А.В. Раннемеловой Чулымо-Енисейский палеобассейн: условия осадконакопления и обитания фауны позвоночных / А.В. Файнгерц, С.В. Лещинский // Среда и жизнь в геологическом прошлом: тезисы докладов Всероссийского симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения проф. Романа Федоровича Геккера. Новосибирск, 28–29 марта 2000 г. – Новосибирск, 2000. – С. 47–48. – 0,12 / 0,06 а.л.
- [3] Лавренов П.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 / Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Шигрев А.Ф. // Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 115 с. (Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Комитет природных ресурсов по Кемеровской области, ФГУГП «Запсибгеолъёмка»).
- [4] Аверьянов А.О. Зубы теропод из нижнемеловой илекской свиты Западной Сибири, Россия / Аверьянов А.О., Иванцов С.В., Скучас П.П. // Труды Зоологического института РАН. – 2019. – Т. 323, № 2. – С. 65–84. – DOI: 10.31610/trudyzin/2019.323.2.65.
- [5] Аверьянов А.О., Лопатин А.В. Динозавры России: обзор местонахождений // Вестник Российской академии наук. – 2023. – Т. 93, № 4. – С. 342–354. – DOI: 10.31857/S0869587323040023.

**РЕКОНСТРУКЦИИ ЭРОДИРОВАННЫХ ПОКРОВНО-НАДВИГОВЫХ
СТРУКТУР ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ МЕТОДОМ
НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-ВИТИМСКОГО (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)
И КАЛБА-НАРЫМСКОГО (КАЗАХСТАН)
ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ**

А.В. Травин^{1,2}, М.М. Буслов¹, Ю.А. Бишаев¹, А.Ю. Утенков², Е.П. Конрад²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия., travin@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

При проведении палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций в складчатых областях с покровно-надвиговым строением в случаях значительной степени их эродированности, когда не сохранились хрупко-пластические структурные парагенезисы верхних и средних частей разреза, использование традиционных методов приводит к существенным ошибкам. В подобной ситуации, которая характерна, в том числе, и для структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), ценная информация может быть получена с помощью термохронологических реконструкций пород метаморфических и магматических комплексов, соответствующих корневым частям покровно-надвиговых структур.

Суть термохронологического подхода состоит в использовании набора геохронологических методов, характеризующихся различными температурами закрытия (T_c) изотопных систем: U/Pb по циркону ($T_c \sim 900^\circ\text{C}$), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу ($T_c \sim 550^\circ\text{C}$), по биотиту, мусковиту ($T_c \sim 330^\circ\text{C}$), полевому шпату/плагиоклазу ($T_c \sim 250^\circ\text{C}$), трековое датирование по апатиту ($T_c \sim 110^\circ\text{C}$). Важным достоинством подхода является возможность определения возраста, этапности формирования и глубин эрозионного среза изучаемых геологических объектов, что позволяет использовать его для количественного моделирования геодинамики формирования орогенов, аккреционно-коллизионных зон, покровно-надвиговых и сдвиговых структур, выявления взаимосвязей формирования орогенов и осадочных бассейнов, палеотектонических и палеогеографических реконструкций [1–6].

Нами проведено изучение термической истории крупнейших Ангаро-Витимского [1, 2] (Забайкалье, Россия) и Калба-Нарымского [3] (Восточный Казахстан) гранитоидных батолитов (рис. 1), формирование которых (конец карбона – ранняя пермь) связано с коллизионными событиями на окраине Сибирского кратона. Принципиальными являются наблюдаемые отличия в среднетемпературной истории двух батолитов, а именно – фиксируемая разница между возрастом формирования гранитных массивов (U/Pb, циркон) и закрытием изотопной K/Ar системы в биотите и полевом шпате (рис. 1). Фиксируется значительный разрыв между возрастом образования гранитных массивов и закрытием изотопной K/Ar системы в биотите (десятки-сотни миллионов лет) в термической истории гранитов Ангаро-Витимского батолита (АВБ). Численное моделирование остывания гранитных массивов, образовавшихся на глубине 15–11 км, показало, что для объяснения наблюдаемой

разницы достаточно предположение об эрозионном механизме денудации, без привлечения тектонических механизмов подъема. После периода тектонической стабильности в гранитах АВБ наблюдается закрытие изотопной системы полевого шпата в средней юре–раннем мелу (170–140 млн лет, рис. 1). Этот период соответствует проявлению Монголо-Охотской орогении. Таким образом, поднятие пород АВБ с глубин формирования 15–11 км до глубин 4–3 км связано с интенсивным горообразованием в Забайкалье и тектонической денудацией значительной мощности земной коры (до 10 км), которая речными потоками переносилась в мезозойские осадочные бассейны северной Евразии. Формирование мезозойского орогена в Забайкалье может быть связано с интенсивным покровно-надвиговым структурообразованием, дальний эффект от которого проявился в надвиговых деформациях южной окраины Сибирской платформы и сдвигово-надвиговых деформациях Алтае-Саянской складчатой области, Монголии и Восточного Казахстана [4]. На конечном этапе формирования покровно-надвиговой структуры Забайкалья при максимальных высотах горообразования до 8–6 км произошло формирование многочисленных комплексов метаморфического ядра, связанных с коллапсом Монголо-Охотского орогена [5–8 и другие].

Фиксируемая разница между возрастом формирования гранитных массивов (U/Pb, циркон) и закрытием изотопной K/Ar системы в биотите для Калба-Нарымского батолита находится в узком интервале – от 0 до 12 млн лет. Более того, после биотита последовательное закрытие изотопной системы полевого шпата и апатита произошло относительно быстро – менее, чем за 60 млн лет (рис. 1). Это означает, что подъем гранитов с глубины их формирования (10–15 км) и, соответственно, эрозия значительной части (~ 10 км горных пород) Алтайского орогена завершились до начала раннего триаса. Наблюдаемый характер термической истории согласуется с представлениями о том, что в позднем карбоне–ранней перми (312–289 млн лет) на общем фоне СВ-ЮЗ сжатия Алтайская коллизионная система формировалась как пологая покровно-надвиговая структура, в которую внедрились горячие габбро-

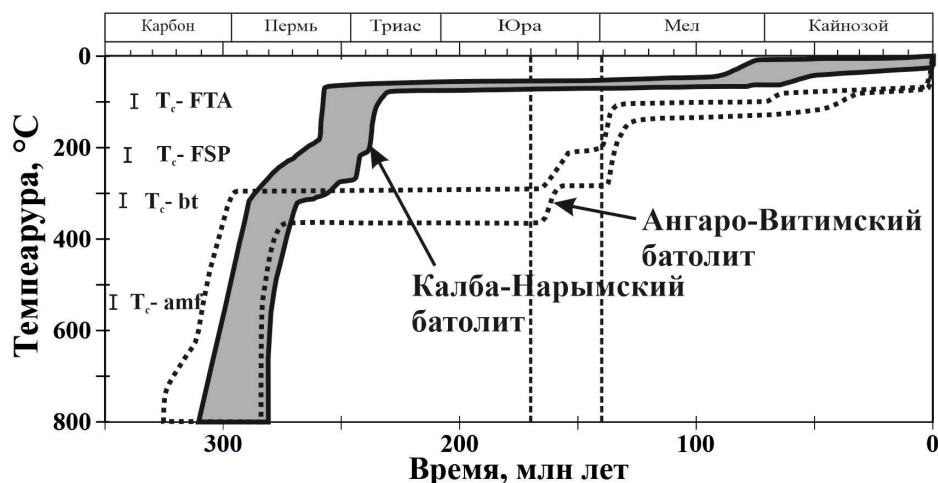


Рис. 1. Сводные кривые термической эволюции для гранитоидов Ангара-Витимского (Забайкалье) и Калба-Нарымского (Восточный Казахстан) батолитов. Слева на диаграмме показаны интервалы значений температуры закрытия различных минералов.

иды Прииртышского комплекса [3]. Плавление утолщенной разогретой коры привело к образованию раннепермского Калба-Нарымского батолита (297–284 млн лет) и последующей денудации орогена до раннего триаса (279–229 млн лет).

Исследование проводилось за счет государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018).

- [1] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита как летопись эволюции Монголо-Охотского орогена. Доклады наук о Земле, 2022, т. 507, с. 396–399.
- [2] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Михеев Е.И. Тектоно-термическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое – кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика, 2023, т. 64 (9), с. 1303–1317.
- [3] Travin A.V., Buslov M.M., Murzintsev N.G., Korobkin V.V., Kotler P.D., Khromykh S.V., Zindobriy V.D. Thermochronology of the Kalba-Narym granitoid batholith and the Irtysh shear zone (Altai Accretion-Collision System): Geodynamic Implications // Minerals, 2025, v. 15, № 3, 23 p.
- [4] Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Травин А.В. Взаимосвязи формирования Западно-Сибирского бассейна и горного обрамления в мезозое: U/Pb датирование детритовых цирконов осадочного выполнения и термохронология порднаний // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2025. Т. 2. № 2. С. 164–170.
- [5] Buslov M.M., Travin A.V., Bishaev Yu.A., Sklyarov E.V. Tectonothermal Evolution of the Zagan Metamorphic Core Complex in Transbaikalia as a Result of the Cretaceous – Paleocene Mongol-Okhotsk post-collisional orogen destruction Geodynamics & Tectonophysics, 2023, v.14 (4). DOI: 10.5800/GT-2023-14-4-0708.
- [6] Buslov M.M., Kulikova A.V., Sklyarov E.V., Travin A.V. Mesozoic Tectonothermal Evolution of the Zagan Metamorphic Core Complex in Western Transbaikalia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and FTA Dating // Lithosphere, 2024, Special 14: lithosphere_2023_306.
- [7] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E., 2008. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia. Journal of the Geological Society 165 (1), 405–421.
- [8] Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. Metamorphic core complex of the Transbaikalia: Review // Geodynamics & Tectonophysics, 2011. V. 2 (2). P. 5–125.

**ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КЕРНА**

**В.Л. Трушко, М.Д. Ильинов, Д.Н. Петров, Д.А. Карманский,
А.А. Селихов, М.М. Сантгалев**

*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
Санкт-Петербург, Россия*

Разработан подход к определению количественных значений главных напряжений в массиве горных пород по результатам лабораторных исследований физико-механических свойств керна разведочных скважин. В основу подхода положено использование эффектов «памяти» горных пород о ранее действующих механических нагружениях. Для реализации подхода из полноразмерного керна выбуриваются по семи направлениям относительно оси керна образцы цилиндрической формы с соотношением диаметра к высоте равным 2. Выбуренные образцы испытывают в условиях мульти стадийного нагружения при одноосном и объемном сжатии с регистрацией продольных и поперечных деформаций, а также акустической эмиссии. По полученным в результате испытаний диаграммам «напряжения – деформации» определяют характерные точки перегибов, соответствующие предыдущему напряженному состоянию в массиве горных пород. Используя математический аппарат и ориентацию кернового материала, определяются величины главных напряжений и направления их действия. Для повышения точности результатов лабораторных исследований дополнительно проводится численное моделирование.

Работа выполнена в рамках исследований термодинамических процессов Земли с позиции генезиса углеводородов на больших глубинах – FSRW-2024-0008.

**ВЛИЯНИЕ КАНАДСКОЙ И СИБИРСКОЙ
МИРОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА ПЕРЕМЕЩЕНИЕ
СЕВЕРНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЮСА**

Д.А. Уколов, Н.Н. Семаков

*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
Новосибирск, Россия, d.ukolov@g.nsu.ru, semakov@igm.nsc.ru*

Изучение движения магнитных полюсов представляет не только фундаментальный, но и практический интерес. При изучении особенностей перемещения полюса могут быть использованы как современные значения склонения и наклонения, так и более древние прямые магнитные наблюдения, когда измерялось только значение магнитного склонения [1].

Определение положения северного истинного магнитного полюса затруднено «растянутостью» области его блуждания между Канадским Арктическим архипелагом и севером Сибири. Увеличение интенсивности Сибирской магнитной аномалии и уменьшение интенсивности Канадской за последние столетия являются проявлением наблюдаемого в северных полярных магнитных обсерваториях перемещения магнитного полюса к берегам Сибири. Скорость этого перемещения, по среднегодовым данным, возросла примерно в полтора раза с 10 до 15 км/год за последние полвека [2].

- [1] Семаков Н.Н., Ковалев А.А., Павлов А.Ф., Федотова О.И. Куда бежит магнитный полюс? // Наука из первых рук, 2016, № 2(68), с. 96–107.
- [2] Newitt L.R., Barton C.E. The position of the North Magnetic Pole on 1994 // J. Geomag. Geoelectr, 1996, 48, p. 221–232.

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ГОРЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

А.В. Фатеев^{1,2}, А.А. Еманов^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, Е.В. Шевкунова¹

¹ Новосибирск, Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра
Единой геофизической службы РАН, Новосибирск, Россия, fateev@gs.nsc.ru

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

Рост темпов добычи твердых полезных ископаемых при разработке Горловского угольного месторождения в Новосибирской области в последнее десятилетие привел к существенному усилению сейсмической активности. С 2013 г. в данном районе начали фиксироваться сейсмические события, не являющиеся промышленными взрывами и имеющие признаки [1] техногенной сейсмичности. 9 января 2019 г. на Горловском месторождении произошло Колыванское землетрясение с магнитудой $M_L = 4.3$, которое оказало ощутимое воздействие (до 5 баллов) на населенные пункты, включая г. Новосибирск [2]. Следует отметить, что данное землетрясение, очевидно имеющее в своем генезисе как техногенную составляющую, так и обусловленное наличием в данном районе природных тектонических напряжений [3], из всех известных землетрясений в Новосибирской области уступило по силе только Бердскому землетрясению 16 марта 1882 г. с магнитудой $M = 5.7$. Колыванское землетрясение стало первым в ряду техногенных землетрясений с магнитудой, превышающей $M_L = 4$ (рис. 1).

Впоследствии техногенные сейсмические события в районе Горловского месторождения стали регулярным явлением [4, 5]: они фиксируются в среднем раз в полгода-год и достигают магнитуды $M_L = 4.5$ и более (рис. 2). Особый интерес вызывает вопрос влияния столь масштабного сейсмического процесса на крупные инженерные сооружения, расположенные на расстоянии 35–40 км от Горловского месторождения, такие как строящийся источник синхротронного излучения ЦКП Сибирский кольцевой источник фотонов (СКИФ) [6] и Новосибирская ГЭС [7]. Также актуален вопрос вклада техногенной составляющей в сейсмическую опасность региона в сравнении с вкладом сейсмичности исключительно природного происхождения.

В докладе представлены результаты наблюдения за техногенным сейсмическим процессом при разработке Горловского месторождения с помощью локальной сети сейсмических станций в исследуемом районе при поддержке станций региональной сети АСФ ФИЦ ЕГС РАН. Для оценки параметров гипоцентров техногенных землетрясений использована рассчитанная по данным продольных преломленных волн, зарегистрированных системой наблюдения ОГТ непосредственно в районе Горловского месторождения, четырехслойная скоростная модель среды [8]. Выполнена инструментальная оценка степени влияния сейсмических событий как на территорию ведения горных работ, так и на близлежащие ответственные инженерные объекты: Новосибирскую ГЭС и площадку строительства ЦКП «СКИФ».

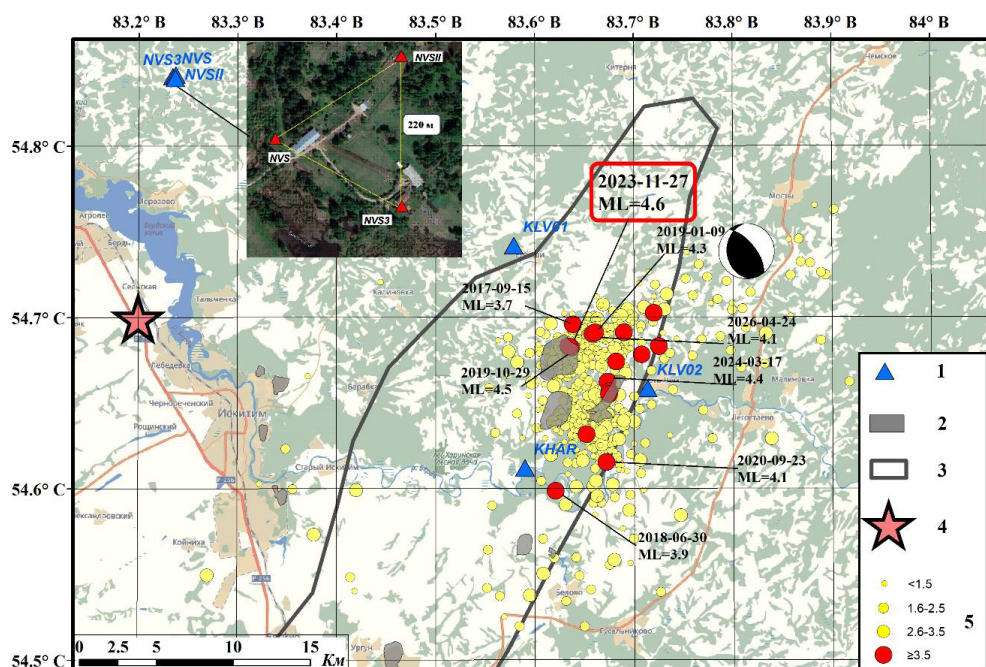


Рис. 1. Эпицентры землетрясений в районе Горловской впадины. 1 – сейсмологические станции; 2 – угледобывающие разрезы; 3 – границы Горловского угленосного бассейна; 4 – эпицентр Бердского землетрясения 16.03.1882 г., $M = 5.7$; 5 – эпицентры современных землетрясений, ML .

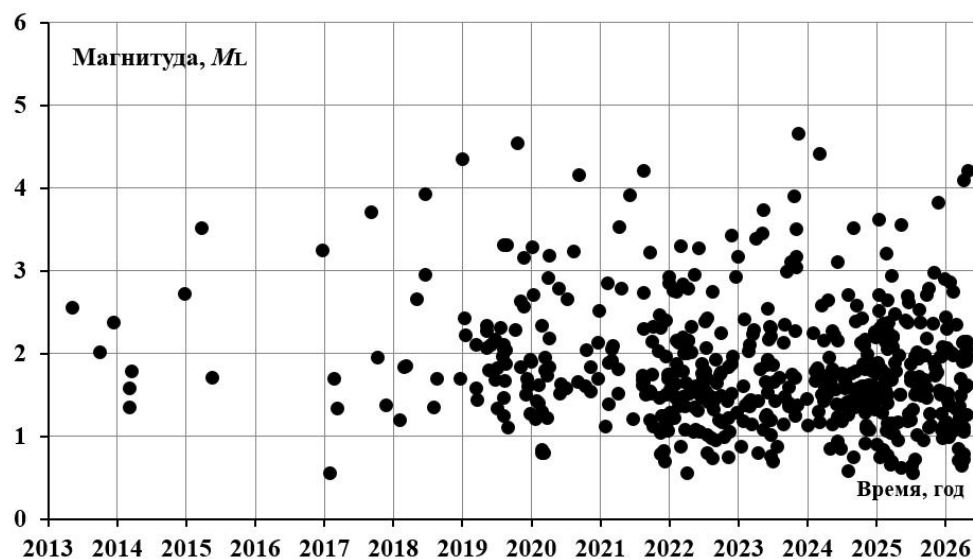


Рис. 2. Диаграмма сейсмического процесса в районе Горловской угольной впадины за период 2013–2026 гг.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира», а также проекта № 2026-0050 «Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей».

- [1] Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. – М.: ИДГ РАН, 2015, 364 с.
- [2] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Павленко О.В., Фатеев А.В., Куприш О.В., Подкорытова В.Г. Колыванское землетрясение 09.01.2019 г. с $M_L = 4.3$ и особенности наведенной сейсмичности в условиях Горловского угольного бассейна // Вопросы инженерной сейсмологии, 2019, Т. 46, № 4, с. 29–45. – doi:10.21455/VIS2019.4-2. – EDN: ZKVXYE.
- [3] Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Будков А.М., Иванченко Г.Н., Локтев Г.Н. Воздействие горных работ разрезов Горловского бассейна на очаги землетрясений значительной магнитуды // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2021, № 4, с. 11–23. – EDN: ZUBBZN.
- [4] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Техногенная сейсмическая активизация в районе Горловского угольного бассейна // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук, 2021, Т. 8, № 1, с. 207–210. – DOI: 10.15372/FPVGN2021080132. – EDN: HOUDJN.
- [5] Неведрова Н.Н., Шалагинов А.Е., Шапаренко И.О., Санчаа А.М., Мариненко А.В. Строение и мониторинг в зоне сейсмической активизации Горловской впадины Алтае-Саянской складчатой области по данным электротомографии // Russian Journal of Earth Sciences, 2024, Т. 24, ES5003. – DOI: 10.2205/2024es000947 – EDN: JTUSOL.
- [6] Еманов А.А., Еманов А.Ф., Левичев Е.Б., Соловьев В.М., Чуркин И.Н., Корабельщиков Д.Г., Синяткин С.В., Янкайтис В.В., Пиминов П.А., Бах А.А., Баранов Г.Н., Фатеев А.В., Карюкина К.Ю., Полянский П.О., Дураченко А.В., Сережников Н.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Шевкунова Е.В., Антонов И.А., Ершов Р.А. Изучение сейсмических воздействий на площадку строительства ЦКП «СКИФ» // Вопросы инженерной сейсмологии, 2022, Т. 49, № 3, с. 5–38. – EDN: FHOLZR.
- [7] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Полянский П.О., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Ершов Р.А., Бах А.А., Сережников Н.А. Сейсмические воздействия на плотину Новосибирской ГЭС // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук, 2023, Т. 10, № 3, с. 50–55. – EDN: ACVQGO.
- [8] Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С. Динамическая обработка преломлённых волн по материалам ОГТ в Горловском угольном бассейне // Геофизические исследования, 2025, Т. 26, № 1, с. 39–66. – EDN: BHEWON.

ДОЮРСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Ю.Ф. Филиппов

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
Новосибирск, Россия, PhilippovYF@ipgg.sbras.ru*

Фундамент Западно-Сибирской плиты (ЗСП) на большей части ее территории представлен орогенно-складчатыми сооружениями разного возраста консолидации, среди которых по геолого-геофизическим фиксируются древние блоки с умеренно складчатым верхнедокембрийско-палеозойским осадочным чехлом. В отличие от складчатых и метаморфизованных комплексов, имеющих ограниченный потенциал в нефтегазоносном отношении (за исключением зон нефтегазоносности на контакте с мезозойскими отложениями), древние блоки (микроконтиненты, срединные массивы) могут представлять больший интерес с точки зрения наличия в них собственных доюрских залежей углеводородов. При этом степень их изученности к настоящему времени явно недостаточна для надежных оценок нефтегазоносного потенциала, что обуславливает значительный разброс мнений специалистов на этот счет.

Одним из наиболее перспективных и изученных в последнее время подобных объектов считаются доюрские комплексы фундамента плиты в ее восточной части. В левобережной части Енисея под мезозойским чехлом развиты субплатформенные верхнедокембрийско-нижнепалеозойские осадочные комплексы, залегающие на архейско-протерозойском (добайкальском) основании и образующие Предъенисейский осадочный бассейн [1, 2]. В тектоническом отношении этот блок интерпретируется в качестве Касско-Туруханского микроконтинента, аккретировавшего вместе с островодужными комплексами к складчатым структурам западного фланга Сибирского кратона в эдиакарии [2, 3], в пределах которого в венде и раннем палеозое формировались аналогичные платформенные комплексы преимущественно в условиях эпиконтинентального эвапоритового осадочного бассейна.

Другой древний блок выделяется по новым геофизическим данным в пределах Гыдана и прилегающих территорий. Границы блока в настоящее время точно определить затруднительно, вероятно, он охватывает значительную территорию на северо-востоке плиты. Единичными скважинами вскрыты и охарактеризованы только верхние (от ордовика и моложе) фрагменты разреза, который по сейсмогеологическим данным представлен рифейскими, венд-палеозойскими и триасовыми осадочными комплексами общей мощностью до 10–13 км. В верхних частях разреза отмечены проявления траппового магматизма. На большей части блока доюрские комплексы умеренно дислоцированы и характеризуются небольшими градиентами мощностей. Такое, в целом, спокойное залегание осложнено пологими складками преимущественно северо-восточного простирания и дизъюнктивными

нарушениями разных генераций, сформированных в периоды тектонической активизации, главным образом, в позднекаменноугольное и позднетриасово-раннеюрское время.

Для понимания тектонической природы блока, среди прочего, важно знать его взаимоотношение со структурами Сибирской платформы (СП), что в настоящее время можно сделать лишь на ограниченных локациях, в частности, на северо-западном фланге СП. По геолого-геофизическим данным, в отличие от Предъенисейского блока, здесь не фиксируется выраженной шовной зоны (сутуры), и отсутствуют следы палеоокеанических (офиолитовых) комплексов. Это может косвенно говорить о наличии здесь краевых блоков самого Сибирского кратона, а не их террейновой природе. Формирование рифейско-нижекаменноугольного комплекса, вероятно, происходило в условиях пассивной континентальной окраины, а среднекаменноугольно-пермский этаж представляет собой фрагмент форландового бассейна, образованного при коллизии Карского микроконтинента и постколлизии орогенеза [4].

На субширотных композитных сейсмических разрезах, пересекающих лево – и правобережные территории Енисея (рис. 1), фиксируются зоны поднятия блоков фундамента по разломам взбросо-надвигового характера, сопровождающиеся складчатостью юго-восточной vergentности. Обращает на себя внимание различное соотношение этих поднятых блоков с разновозрастными перекрывающими осадочными толщами. В восточной части разреза (правобережье р. Енисей) фиксируется предвендское несогласие, характерное для западных районов СП, где умеренно складчатые и частично денудированные комплексы рифея перекрыты полого залегающими вендскими и более молодыми раннепалеозойскими отложениями. Непосредственно в районе р. Енисей и прилегающей левобережной части на предъюрской поверхности обнажаются наиболее древние фрагменты рифейских отложений, а перекрывающие венд-палеозойские толщи полностью размыты. При этом юрско-меловые толщи чехла ЗСП плащеобразно перекрывают дислоцированный рифей, никак не наследуя его структуру. Еще западнее, в центральной части разреза фиксируется другой, контрастный и достаточно узкий (не более 30–40 км) выступ с характерной для существенно дислоцированных структур хаотичной волновой

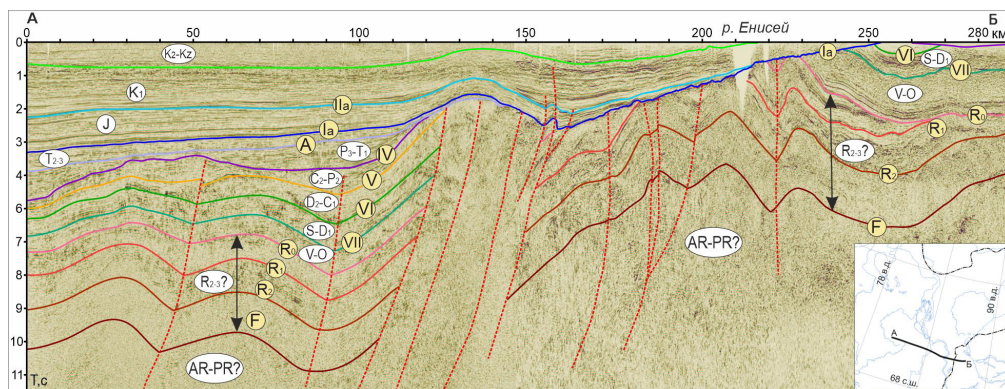


Рис. 1. Временной сейсмогеологический разрез по профилю АБ.

картиной. Непосредственно над этим выступом фиксируется амплитудное воздымание юрских и меловых толщ с денудацией значительной части последних, что резко отличает его от восточного и говорит о существенно более молодом (поздний мел – кайнозой) возрасте формирования поднятия.

Эти структурные особенности, выявленные на сейсмических разрезах, позволяют сделать вывод о несоответствии линейной зоны на картах гравитационных и магнитных аномалий в левобережной части Енисея на широте г. Дудинка (и ее продолжении в юго-западной части Енисей-Хатангского прогиба) выделяемой Худосейской грабен-рифтовой структуре пермско-триасового возраста. Вместо «троговой» структуры растяжения, на сейсмических разрезах, пересекающих эту зону, отчетливо фиксируется узкая антиклинальная зона выхода на предъюрскую поверхность древних (рифейских?) дислоцированных толщ, осложненная разломами взбросо-надвигового характера.

В левобережной части Енисея от устья Подкаменной Тунгуски до упомянутых профилей на широте г. Дудинки кондиционные сейсмические материалы, характеризующие строение доюрских комплексов, практически отсутствуют. Тем не менее есть другие надежные свидетельства распространения на этих территориях под юрско-меловым чехлом ЗСП древних комплексов. Так, в скв. Медвежья-316 (западнее Игарки) под юрскими отложениями вскрыты метаморфизованные углеродистые сланцы, возраст которых составляет более 2,1 млрд лет [5]. Аналогичный возраст (2 млрд лет) получен по некоторым цирконам (SHRIMP-II) из гранитоидов, вскрытых на Тыньярской площади на востоке Ханты-Мансийского округа [6]. Колонковыми скважинами на Костровской и Ермаковской площадях (в 100 км южнее скв. Медвежья-316) вскрыты метаморфизованные сланцы и мраморы, относимые к протерозою [5, 7].

Остается до конца неясным генезис вышеописанных линейных дислокаций и древних выступов – они по своему положению оказываются внутрикратонными. В случае же альтернативной, террейновой природы Гыданского блока необходимо найти свидетельства коллизионных или аккреционных процессов и, соответственно, наличие шовной зоны (сутуры) между Сибирским кратоном и блоком. Отнести к таковым зафиксированную на сейсмических разрезах и совпадающую с положительными гравимагнитными аномалиями узкую линейную зону пока проблематично.

Предполагаемый субплатформенный тектонический режим и палеогеографические условия перикратонных осадочных бассейнов являются положительным фактором для предварительной оценки потенциала этих комплексов. Несмотря на погруженность перспективных в нефтегазоносном отношении доюрских уровней на значительные глубины, полученные данные свидетельствуют о наличии ряда участков, где они могут находиться в благоприятных с точки зрения реализации нефтегенерационного потенциала, сохранности УВ и доступности для бурения. В частности, к таким объектам можно отнести северную и северо-восточную части Гыдана, в пределах которых доюрские осадочные комплексы относительно слабо переработаны постседиментационными тектоническими процессами.

Работа выполнена по государственному заданию ИНГГ СО РАН (FWZZ-2026-0044).

- [1] Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Каштанов В.А., Конторович А.А., Петров В.Н., Хоменко А.В. Предьенисейская нефтегазоносная провинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, № 5–6, с. 9–23.
- [2] Филиппов Ю.Ф. Предьенисейский осадочный бассейн: сейсмогеологическая модель и геодинамическая эволюция) // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 3–4, с. 455–471.
- [3] Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника, 2020, т. 54, № 1, с. 62–78.
- [4] Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica // Tectonophysics, 2005, № 398, p. 225–243.
- [5] Кринин В.А. Западная граница Сибирской платформы и перспективы нефтегазоносности ее окраины // Геология нефти и газа, 2024, № 5, с. 67–88.
- [6] Иванов К.С. Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., В.В. Хиллер, Родионов Н.В., Лепихина О.П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тыньярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 10, с. 1304–1321.
- [7] Старосельцев В.С. Западно-Сибирский бассейн – возможный источник битумов Туруханского горста // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2016, № 3(27), с. 24–30.

**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ –
КРИТЕРИИ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ФОРМИРОВАНИИ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

А.А. Хуурак, А.В. Котляров, О.В. Киселева, В.Н. Королюк

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, kotlyarov@igm.nsc.ru*

Офиолиты западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в пределах Горного Алтая и Салаира, наряду с фрагментами палеоокеанических поднятий, входят в состав аккреционных комплексов венд-кембрийской вулканической дуги [1–4]. Офиолитовая ассоциация пород Аламбайско-Каимской зоны представляет собой фрагменты литосферной мантии Салаирского сегмента островодужной системы. Для верхних частей офиолитового разреза Аламбайской меланжевой зоны Салаира в последнее время получены обширные геологические, геохимические и геохронологические данные по вулканогенным образованиям и габброидам, на основании которых проведена оценка палеогеодинамических условий их формирования [4]. Офиолиты южного сегмента островной дуги в качестве структурных элементов входят в состав Курайского аккреционного клина на юго-востоке Горного Алтая и детально рассматривались в многочисленных публикациях [5–7 и др.]. В качестве самостоятельных офиолитовых комплексов здесь выделяются два типа базит-ультрабазитовых ассоциаций: Чаган-Узунский гипербазитовый массив и бонинитсодержащие Курайские офиолиты. Чаган-Узунский массив расположен на левобережье р. Чуя вблизи пос. Чаган-Узун. В его составе выделяются пластины ультрабазитов, окруженные меланжем с блоками габброидов и метаморфических пород, включая эклогиты высоких давлений. Геохимические данные свидетельствуют о принадлежности ультрабазитов массива к абиссальным (океаническим) перидотитам. Курайские офиолиты располагаются вдоль южного склона Курайского хребта; в их составе преобладают эффузивно-осадочные и дайковые серии. Присутствуют бонинитовые породы, которые слагают преимущественно дайки, а также лавы и, реже, силлы. Совместно эти два комплекса образуют фактически единую офиолитовую ассоциацию Горного Алтая [5, 7].

Учитывая, что на современном эрозионном срезе исследуемые офиолитовые ассоциации представлены тектонически разобщенными фрагментами, одним из критериев сравнительного анализа могут выступать составы сохранившихся первичных минералов. Накопленный в этом направлении опыт исследования офиолитов АССО показывает, что для реконструкции палеогеодинамических обстановок достаточно информативными являются акцессорные хромшпинелиды ультраосновных пород [7].

Химический состав хромитов из ультрабазитов Салаира анализировался в полированных шашках и шлифах в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО

РАН в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS) электронно-зондовым методом на приборе JEOL JXA-8230 (аналитик В.Н. Королук), а также с помощью сканирующей электронной микроскопии на приборе MIRA 3 LMU. В дополнение к этим данным использованы анализы из работ [6–8].

Составы хромшпинелидов из бонинитовых серий Курайских офиолитов хорошо соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана. Для них характерны высокие значения хромистости, что отличает их от хромитов из ультраосновных пород реститового и расслоенного комплексов. Хромшпинелиды из гарцбургитов Чаган-Узунского массива относятся преимущественно к хромпикотитам. На графике в координатах хромистости и магнезиальности преобладают значения $\text{Cr\#}$ в интервале 33–46 %, что свидетельствует о формировании гарцбургитов Чаган-Узунского массива в условиях срединно-океанического хребта. В то же время часть точек образует узкий тренд с повышением содержаний хромистости до 90 %, направленный в область хромитов из бонинитов. Такие химические особенности хромитов могут отражать воздействие на ультрабазиты бонинитовых расплавов, участвовавших в формировании Курайских офиолитов и согласуется с выводами в работе [8]. Это предположение также не противоречит данным полученным по составам редких элементов в гарцбургитах Чаган-Узунского массива, которые обнаруживают U-образные спектры распределения РЗЭ, аналогичные по форме графикам для бонинитов из примитивных островных дуг типа Идзу-Бонинской [7]. Хромшпинелиды из серпентинизированных ультрабазитов Салаира (Верхне-Аламбайский и Тогул-Сунгайский массивы), включая хромиты из речных отложений этого района, на классификационной диаграмме Н.В. Павлова относятся главным образом к алюмохромитам; часть данных с умеренной глиноземистостью располагается в поле хромпикотитов. На диаграмме $\text{Cr\#} - \text{Mg\#}$ хромшпинелиды образуют единый тренд с величинами $\text{Cr\#}$ в интервале 60–90 %, частично перекрывающий данные по хромшпинелидам из ультраосновных пород Чаган-Узунского массива, и размещаются преимущественно в полях перидотитов фундамента островных дуг и, отчасти, бонинитовых серий.

Широкое развитие раннекембрийских офиолитов в пределах Салаира и Горного Алтая на западе АССО согласуется с тектоническими моделями, предполагающими заложение в раннем кембрии единой субдукционной зоны и Алтае-Кузнецкой островодужной системы. Эксгумация фрагментов океанической коры в аккреционную призму, в свою очередь, явилась результатом столкновения вулканической дуги с палеосимаунтами [2–4]. Воздействие бонинитовых расплавов на ультрабазиты Салаирского сегмента островной дуги на ранних стадиях субдукции фиксируется составами хромшпинелидов, типичными для бонинитовых серий.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN- 2026-0018).

- [1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сюань Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35 (7–8). С. 8–28.

- [2] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
- [3] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.
- [4] Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Фидлер М.А., Бехтерев Н.А. Состав, геологическое строение и модель формирования субдукционного меланжа Аламбайской меланжевой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 10. С. 1231–1256.
- [5] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
- [6] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.
- [7] Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области / Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2024. 309 с.
- [8] Chen M., Zheng J., Dai H.-K., Xiong Q., Sun M., Buslov M.M., Zhou X., Liu J. Boninitic melt percolation makes depleted mantle wedges rich in silica // Geology. 2023. V. 51. № 8. P. 791–795.

А-ТИПА ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА

А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина

Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
Улан-Удэ, Россия, tsygan@ginst.ru

Гранитоиды А-типа, как особый тип пород среднего – кислого состава (от монцитов и сиенитов до лейкогранитов), были выделены значительно позже других типов гранитоидов «алфавитной» классификации. Не смотря на узкий диапазон классификационных критериев: сухие, щелочные, железистые, образующиеся в анорогенной геотектонической обстановке, к этому типу вполне обоснованно стали относить гранитоиды широкого спектра составов, текстурно-структурных характеристик (в частности, граниты рапакиви) и геотектонических условий формирования, охватывающих диапазон от орогенов и островных дуг до континентальных рифтов. В результате сложилась парадоксальная ситуация, заключающаяся в том, что с одной стороны, вполне понятно, что такое А-граниты, с точки зрения их классификации и отличия от других типов гранитоидов, с другой, нет ясности в вопросах условий образования, определяющих их отличительные черты.

Нами начаты исследования, направленные на верификацию моделей формирования А-гранитов, завершающих, или существенно оторванных во времени от крупных эпизодов известково-щелочного гранитоидного магматизма, обладающих тем не менее заметными чертами сходства и различия.

В западной части Селенгино-Станового кратонного террейна изучены Молоковский и Кукинский щелочно-гранитоидные плутоны, расположенные в правобережье р. Ингоды южнее г. Чита. Молоковский массив имеет изометричную форму выхода на дневную поверхность, занимает площадь около 300 км², сложен порфировидными (Kfs) биотитовыми лейкогранитами с неравномерным распределением кварца, что обуславливает вариации состава от гранитов до кварцевых сиенитов. Гранитоиды массива прорывают кристаллические сланцы и гнейсы застепинской толщи раннего протерозоя (?) и перекрываются юрскими андезибазальтами, андезитами и риолитами бырцинской свиты поздней юры. Конкордантное значение изотопного возраста циркона (U-Pb, LA-ICP-MS) из кварцевого сиенита составляет 160.3 ± 1.1 млн лет, MSWD = 0.46; из биотитового гранита – 156.6 ± 0.7 млн лет, MSWD = 1.03.

Кукинский массив, площадью около 380 км², располагается юго-западнее Молоковского, также в правобережье р. Ингоды и занимает сходное геологическое положение. Сложен массив в основном амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, в подчиненном количестве развиты щелочно-полевошпатовые сиениты с варьирующим содержанием кварца. Изотопный U-Pb возраст (LA-ICP-MS), определенный по зернам циркона из двух проб биотитовых гранитов, составляет 160 млн лет.

Харитоновский массив, сложенный щелочными гранитами, щелочно-полевошпатовыми и кварцевыми сиенитами, является петротипическим для позднетриасового щелочно-гранитоидного магматизма Забайкалья, продукты которого объединяются в поздне-куналейский (мало-куналейский) интрузивный комплекс. Массив располагается в правобережье р. Селенги в районе впадения в нее р. Хилок, сложен щелочными гранитами, кварцевыми и щелочно-полевошпатовыми сиенитами, образующими самостоятельные интрузивные фазы. Плутонические породы пересекаются минглинг-дайками. U-Pb возраст (LA-ICP-MS, циркон) щелочно-полевошпатовых сиенитов составляет 227.6 ± 2.2 млн лет, MSWD = 0.57.

Брянский щелочно-гранитоидный плутон, типоморфный для ранне-куналейского щелочно-гранитоидного комплекса, является одним из крупнейших в Забайкалье. В междуречье Уда – Хилок (хр. Цаган-Дабан) он занимает площадь около 1600 км². Плутон имеет сложное строение: в его составе выделяется две последовательные интрузивные серии, щелочно-полевошпатовая и щелочная, каждая из которых включает сиенитовую и гранитную интрузивные фазы [1]. Изотопный возраст щелочно-полевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов одинаков в пределах ошибки и составляет 278–277 млн лет [1].

Различия в структурно-тектоническом положении, геологическом строении и времени формирования находят отражение в «сдвиге» изотопных характеристики пород в сторону увеличения доли ювенильного компонента во времени. В позднепермском (280 млн лет) Брянском массиве $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) \approx -3.3 \div -2.2$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) \approx 1350\text{--}1250$ млн лет; в триасовом (230 млн лет) Харитоновском плутоне $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) \approx -2.9 \div 0.1$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) \approx 1270\text{--}1000$ млн лет [2]; в юрских (160 млн лет) Кукинском и Молоковском массивах $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) \approx -1.0 \div 1.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) \approx 1380\text{--}850$ млн лет. Причины этого изотопного «сдвига» могут быть разными, но вряд ли они связаны с типом коры, поскольку большим вкладом ювенильного компонента характеризуются гранитоиды, приуроченные к докембрийскому кратонному террейну.

Внутриплитный характер щелочно-гранитоидного магматизма Забайкалья не вызывает особых сомнений. Вместе с тем остается неясным столь длительный период формирования гранитоидов А-типа в Забайкалье. Начавшись примерно 295–300 млн лет назад, на этапе формирования Ангара-Витимского батолита (АВБ), А-типа гранитоидный магматизм с перерывами продолжался до середины мела (Первомайский шток в Юго-Западном Забайкалье, 123 млн лет [3]), т.е. более 170 млн лет. Очевидно, что интенсивность магматизма в течение этого времени была разной, что нашло отражение в выделении трех его этапов (295–270, 230–190 и 150–120 млн лет [4]). Возрастные ограничения этих этапов в свете новых данных требуют как минимум корректировки, однако более важным представляется тот факт, что столь длительная магматическая активность не могла быть связана с каким-то одним геодинамическим «сценарием» (субдукцией, плюмом, деламинацией). Следует подчеркнуть: плутонических образований, в том числе гранитоидов, моложе примерно 120 млн лет в Забайкалье не известно. Однако начиная примерно со 160 млн лет назад магматическая деятельность в регионе сконцентрировалась в многочисленных грабенах, где происходили излияния лав повышенной щелочности – от щелочных и субщелочных базальтов, тефритов и фонолитов, до комендитов и пантеллеритов. На основании детального изучения вулканогенного выполнения грабенов Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области с поздней юры по олигоцен включительно выделено 10 сближенных этапов вулка-

нической деятельности [5], в течение которых происходило постепенное сокращение доли салических пород вплоть до их полного исчезновения.

Таким образом, Западное Забайкалье с конца карбона и по олигоцен включительно было ареной практически не прекращающегося магматизма, эволюционировавшего от исключительно корового гранитоидного (баргузинский комплекс АВБ) [6], до чисто мантийного (кайнозойские базальтоиды) [5]. Столь длительная магматическая активность, возможно, связана с тем, что южное складчатое обрамление Сибирского кратона (Забайкалье, Северная Монголия) в течение всего этого времени находилась в области горячего поля мантии, испытывая при этом вращательное движение, что косвенно подтверждается возрастными соотношениями и расположением крупнейших в Центральной Азии гранитоидных батолитов (Ангаро-Витимского, Хангайского и Хэнтей-Даурского) [7].

Можно предположить, что одним из факторов, определявших вариации изотопного состава разновозрастных гранитоидов, является разная степень инкорпорирования изотопно гетерогенного мантийного материала в процесс гранитообразования. Кроме того, режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли, изменения условий эволюции мафических (мантийных) магм, их взаимодействие с континентальной корой и салическими расплавами, образующимися при ее плавлении, обусловлены, в том числе, возможностью проникновения мантийных магм в нижнюю и среднюю кору в область генерации А-типа гранитоидных расплавов. Проницаемость коры зависит, в первую очередь, от ее реологического состояния и характера (сжатие–растяжение) доминирующих напряжений, т.е. контролируется геодинамической обстановкой. В Западном Забайкалье, как и во многих других регионах, щелочно-гранитоидный магматизм завершает крупные магматические циклы, в течение которых абсолютно доминируют известково-щелочные гранитоиды нормальной или повышенной калиевой щелочности [8]. Это дает основание полагать, что формирование исходных расплавов гранитоидов А-типа происходит за счет плавления коровых реститов, гехимически «гомогенизированных» на этапе известково-щелочной магмогенерации. Возможно именно этим объясняется сходство петро-геохимических параметров разобщенных в пространстве и времени А-гранитов, завершающих становление крупных гранитоидных провинций.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 26-17-00119.

- [1] Litvinovsky B.A., Jahn B.-M., Zandvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichow M.K., Titov A.V. (2002). Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.*, 2002, v. 189 (1–2), p. 105–133.
- [2] Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V., Coble M.A., Burmakina G.N. Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data // *Lithos*, 2021, v. 390, p. 106098.
- [3] Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W., Bryansky N.V., Khubanov V. B., Yudin D.S. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia) // *Minerals*, 2019, 9, 572.

- [4] Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zandievich A.N., Reichow M.K. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*, 2009, v. 113 (3–4), p. 521–539.
- [5] Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V. The evolution of volcanism in the Tugnu-Khilok sector of the Western Transbaikalia rift area in the Late Mesozoic and Cenozoic // *Journal of Volcanology and Seismology*, 2007, 1 (4), p. 213–236.
- [6] Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский гранитоидный батолит: новые геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные по циркону, петрогенетические следствия // *Геология и геофизика*, 2026, т. 67 (1), с. 175–204.
- [7] Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*, 2013, т. 21 (2), с. 115–142.
- [8] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eriShlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*, 2011, v. 125 (3–4), p. 845–874.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ

О.О. Шевалдышева¹, М.К. Кабан^{1,2}, Р.В. Сидоров¹, М. Тезауро^{3,4},
А.А. Соловьев^{1,5}, А.Д. Гвишиани^{1,5}

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия, o.shevaldysheva@gcras.ru

² GFZ Helmholtz Centre for Geosciences, Потсдам, Германия

³ Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste, Триест, Италия,

⁴ Department of Earth Sciences, Utrecht University, Утрехт, Нидерланды

⁵ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Температурная, плотностная и вещественная структура литосферы и верхней мантии определяет характер геодинамических процессов и во многом контролирует проявление глубинных неоднородностей в геофизических полях. Для Северо-Восточной Евразии, где сочетаются древние кратоны, молодые складчатые области и активная тихоокеанская окраина, принципиально важно разделять температурный вклад и вклад состава в плотностные аномалии, поскольку их эффекты нередко взаимно компенсируются. В работе выполнена оценка температурных, плотностных и вещественных неоднородностей верхней мантии региона на основе совместной интерпретации данных сейсмической томографии, гравитационного поля, вертикальных градиентов силы тяжести и остаточной топографии.

В качестве исходных данных использованы глобальная сейсмотомографическая модель SL2013sv [1], глобальная модель гравитационного поля EIGEN-6с4 [2] и вертикальный градиент силы тяжести на высоте 225 км по данным миссии GOCE [3]. Все данные приведены к единой сетке $1^\circ \times 1^\circ$. Комплексный подход опирается на сопоставление сейсмических и гравиметрических данных: вариации скоростей позволяют оценить температурные особенности мантии, а совместный анализ остаточного гравитационного поля, вертикальных градиентов и топографии – восстановить распределение плотности и отделить термический вклад от влияния состава [4, 5]. Такой подход особенно важен для кратонных областей, где пониженные температуры часто сопровождаются деплетированностью мантии и потому не приводят к столь высоким плотностям, как можно было бы ожидать при однородном составе.

В результате комплексной интерпретации гравитационного поля, остаточной топографии и сейсмотомографических данных для Северо-Восточной Евразии установлено, что плотностные неоднородности литосферы и верхней мантии определяются совместным влиянием температуры и состава, причем во многих случаях эти факторы взаимно компенсируются. Для древних платформенных областей и кратонных доменов характерны пониженные температуры, однако ожидаемые положительные плотностные аномалии, ослабляются за счет деплетированного состава мантии. Напротив, в северо-восточной части Баренцева моря выделяется

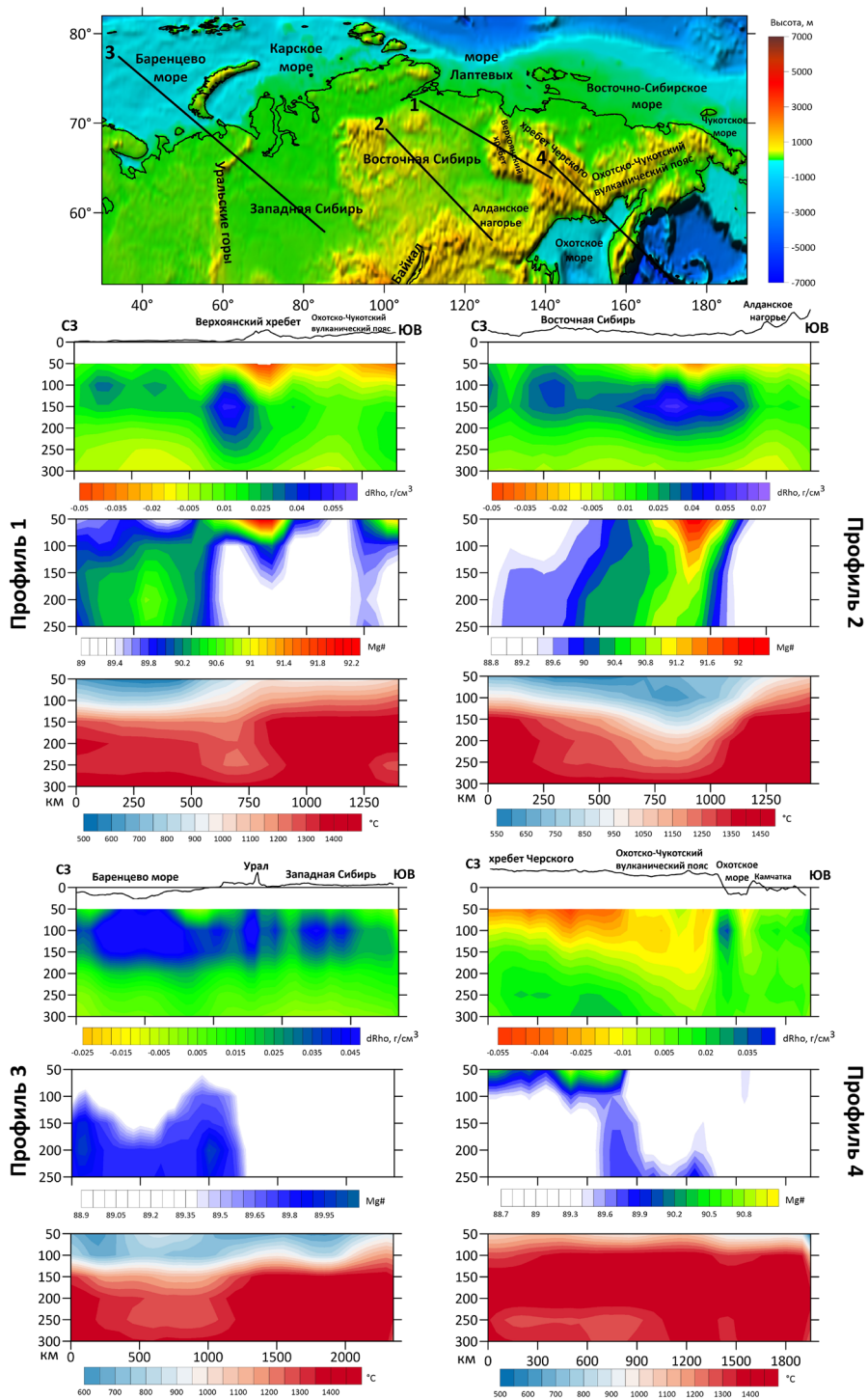


Рис. 1. Разрезы через основные структуры исследуемого региона, отражающие плотностные ($d\rho$, в $г/см^3$), вещественные ($Mg\#$) и температурные (в $^{\circ}C$) вариации в верхней мантии.

устойчивая положительная плотностная аномалия, сочетающаяся с относительно низкими температурами и слабо деплетированным, более фертильным составом мантии, что может указывать на сохранение здесь холодного и химически мало переработанного литосферного блока. В районе Урала положительные плотностные аномалии, по-видимому, связаны преимущественно не с температурным фактором, а с вещественной неоднородностью мантии и могут отражать остатки мафического материала, унаследованные от палеозойских субдукционно-коллизийных процессов. Для восточной окраины Евразии, включая Охотско-Чукотский вулканический пояс и Камчатку, напротив, характерны признаки субдукционной геодинамической обстановки, где распределение плотности и состава контролируется взаимодействием мантийного клина и погружающейся плиты.

Разрезы (рис. 1) подтверждают латеральную неоднородность верхней мантии региона. Под Восточной Сибирью пониженные температуры сочетаются с повышенной деплетированностью. В районе Баренцева моря выделяется плотная и сравнительно холодная верхняя мантия, тогда как в районе Урала положительная плотностная аномалия, вероятно, связана преимущественно с вещественным фактором. Разрезы через Верхоянский хребет, Охотско-Чукотский вулканический пояс, Охотское море и Камчатку показывают более контрастные латеральные изменения плотности и состава, соответствующие переходу от платформенных областей к активной окраине с проявлением процессов субдукции.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 21-77-30010-П).

- [1] Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophysical Journal International*, 2013, v. 194, p. 417–449.
- [2] Förste C., Bruinsma S., Abrikosov O. et al. EIGEN-6C4 – The latest combined global gravity field model including GOCE and LAGEOS // *GFZ Data Services*, 2014.
- [3] Bouman J., Ebbing J., Fuchs M., Sebera J., Lieb V., Szwillus W., Haagmans R., Novak P. Satellite gravity gradient grids for geophysics // *Scientific Reports*, 2016, v. 6, article 21050.
- [4] Kaban M.K., Tesauro M., Mooney W.D., Cloetingh S.A.P.L. Density, temperature, and composition of the North American lithosphere – New insights from a joint analysis of seismic, gravity, and mineral physics data. Part 1. Density structure of the crust and upper mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2014, v. 15, p. 4781–4807.
- [5] Tesauro M., Kaban M.K., Mooney W.D., Cloetingh S.A.P.L. Density, temperature, and composition of the North American lithosphere – New insights from a joint analysis of seismic, gravity, and mineral physics data. Part 2. Thermal and compositional model of the upper mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2014, v. 15.

ВЕБ-ОРИЕНТИРОВАННАЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ДЛЯ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ ЛУНЫ

О.О. Шевалдышева¹, А.А. Соловьев^{1, 2}

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия, o.shevaldysheva@gcras.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

В последние годы объем открытых пространственных данных о Луне существенно увеличился благодаря орбитальным и посадочным миссиям, а также развитию международных архивов. Однако значительная часть таких материалов по-прежнему распределена по разным репозиториям, которые, как правило, ориентированы на отдельные миссии или конкретные типы наблюдений. Это затрудняет совместное использование данных, их сопоставление и первичный анализ, особенно при необходимости одновременной работы с изображениями, цифровыми моделями рельефа, геологическими картами и геофизическими полями.

В работе представлен геопортал «Комплексная база данных о Луне», предназначенный для объединения разнородных открытых наборов данных в единой среде визуализации и первичной обработки [1, 2]. Разработка геопортала была обусловлена как практическими задачами поиска, стандартизации и сопоставления лунных данных, так и общей потребностью в специализированном ресурсе, ориентированном не на отдельную миссию, а на комплексное использование материалов различного происхождения. В отличие от сервисов, ориентированных на конкретные миссии, разработанное решение обеспечивает совместное отображение растровых и векторных слоев, базовые измерения и выполнение ряда операций обработки непосредственно в веб-браузере.

Формирование базы данных включало сбор материалов из открытых международных источников, а также подключение собственных производных продуктов авторов, связанных с исследованиями гравитационного поля и внутреннего строения Луны. Основными поставщиками данных стали NASA Planetary Data System [3], USGS Astrogeology Science Center [4], JAXA DARTS [5], распространяющий топографические и спектральные данные миссии Kaguya/SELENE. Кроме того, использовались и другие открытые ресурсы, например, [6]. В состав геопортала включены цифровые модели рельефа, спутниковые снимки, геологические и структурные карты, спектральные и геохимические данные, гравитационные и магнитные поля, а также производные характеристики строения Луны.

Архитектура геопортала построена по клиент-серверному принципу на основе Flask [7] и OpenLayers [8]. Клиентская часть обеспечивает управление слоями, просмотр координат и атрибутивной информации, измерение расстояний и площадей, а также печать карты. На серверной стороне реализованы базовые операции геообработки, включая обрезку растров по маске и пользовательскому контуру, построение изолиний и получение характеристик растра. Результаты обработки автоматически

добавляются на карту и могут быть выгружены пользователем для дальнейшего анализа во внешних геоинформационных и специализированных научных программах.

Текущая версия геопортала включает 43 позиции дерева слоев, соответствующие 65 отдельным растровым и векторным слоям. Для каждого слоя приводятся метаданные, включающие сведения об источнике, типе данных, пространственном разрешении при его наличии и ссылке на первичный ресурс. Тем самым, геопортал выполняет не только функцию визуализации, но и функцию навигации по лунным данным, упрощая их поиск, сопоставление и выбор для дальнейших исследований.

Разработанная система представляет собой специализированный инструмент для интегрированного доступа к разнородным данным о Луне и их первичного анализа. Ее преимуществами являются единая картографическая основа, использование открытого программного стека, явная привязка слоев к исходным источникам и наличие встроенных инструментов геообработки. Дальнейшее развитие геопортала связано с расширением каталога, совершенствованием аналитических функций и развитием средств представления данных в полярных областях Луны.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

- [1] Soloviev A., Shevaldysheva O., Nikolova Y. Web-Oriented software system for integrated access and preliminary analysis of lunar geospatial data // Earth Science Informatics, 2026, v. 19, article 39.
- [2] Комплексный геопортал лунных данных [Электронный ресурс] / Геофизический центр РАН, 2025. URL: <https://luna-gis.gcras.ru/>
- [3] Planetary Data System (PDS). NASA planetary data system [Электронный ресурс]. 2025. URL: <https://pds.nasa.gov/>
- [4] USGS Astrogeology Science Center. United States Geological Survey, Astrogeology Science Center [Электронный ресурс]. 2025. URL: <https://astrogeology.usgs.gov>
- [5] JAXA Science Data Archive (DARTS). SELENE (Kaguya) project data [Электронный ресурс]. 2025. URL: <https://darts.isas.jaxa.jp/planet/project/selene/>
- [6] Day B., Law E. Moon Trek: an interactive web portal for current and future lunar missions // EPSC Abstracts, 2017, v. 11, EPSC2017-100.
- [7] Flask documentation [Электронный ресурс] / Pallets Projects, 2025. URL: <https://flask.palletsprojects.com>
- [8] OpenLayers documentation [Электронный ресурс] / OpenLayers Contributors, 2025. URL: <https://openlayers.org>

**МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД НАГРУЖЕНИЕМ
ОБРАЗЦОВ НЕПРАВИЛЬНОЙ ФОРМЫ
СФЕРИЧЕСКИМИ ИНДЕНТОРАМИ**

А.Н. Шоков, В.А. Коршунов, А.А. Павлович

*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
Санкт-Петербург, Россия, Shokov_AN@pers.spmi.ru*

Сложность и разнообразие геомеханических процессов, протекающих в породных массивах, обуславливает использование при инженерных расчетах многочисленных механических характеристик пород. Традиционный подход к их оценке включает моделирование деформирования и разрушения породного массива при лабораторных испытаниях образцов. При возникновении проблем, связанных с отбором проб и изготовлением необходимого количества образцов, Международным научным обществом допускается наряду с прямыми методами испытаний образцов применять косвенные методы испытаний и расчетные методы при условии удовлетворения требований доступности испытаний, надежности и информативности результатов [1].

Отмеченным требованиям отвечает разработанный в Санкт-Петербургском горном университете императрицы Екатерины II усовершенствованный метод нагружения образца сосредоточенной нагрузкой сферических инденторов. Дополнение упрощенного способа испытаний измерением сжимающих напряжений позволило моделировать в образце сложный механизм деформирования и разрушения породы в условиях неоднородного напряженного состояния, сочетающий локальные разрушения породы путем отрыва и среза с квазипластическим деформированием разрушенной породы под инденторами. За техническую простоту и доступность метод был выбран в качестве базового испытания при экспресс-методе построения паспорта прочности горной породы. В качестве функциональных характеристик, определяющих разрушение горной породы в образце, были приняты растягивающая и сжимающая составляющие предельных напряжений при локальном разрушении срезом.

Установлена взаимосвязь функциональных характеристик в образце со значениями параметров паспорта прочности породы, на основании которой выделены интервалы нормальных напряжений, соответствующих устойчивым видам разрушения отрывом, срезом и квазипластической деформации. Предложена кусочно-линейная аппроксимация огибающей предельных кругов напряжений на диаграмме прочности в координатах Мора. На диаграмме Мора огибающая предельных кругов напряжений породы аппроксимируется набором связанных отрезков – прямолинейными отрезками, соответствующими устойчивым видам разрушения, и дугами окружностей предельных кругов напряжений, для которых вид разрушения носит вероятностный характер. Для каждого из интервалов нормальных напряжений, со-

ответствующих устойчивым видам разрушения, предложен критерий прочности, выраженный через функциональные характеристики породы [2].

Метод построения паспорта прочности по данным усовершенствованных испытаний инденторами соответствует классическому подходу к обобщению вида огибающей к предельным кругам напряжений, использованному в ГОСТ 21153.8. При этом область применения метода сферических инденторов распространяется также на слабые хрупкие породы прочностью на растяжение менее 0,5 МПа, а отклонение экспериментальных данных составляет около 5 %.

Разработана методика определения деформационных характеристик ненарушенных горных пород при одноосном сжатии (модулей деформации и упругости, коэффициента Пуассона) по данным измерения суммарной деформации вдавливания сферических инденторов при ступенчатом сжатии и разгрузке с учетом функциональных характеристик образца породы. Среднее отклонение результатов составляет 8 % [3].

Представлены результаты исследований, направленных на разработку методики комплексного исследования применительно к оценке сопротивления сдвигу вдоль поверхностей ослабления различной структуры по данным испытаний образцов ненарушенной породы сферическими инденторами.

Результаты сопоставления экспериментальных и расчетных данных свидетельствуют о том, что комплексная методика исследования механических свойств нагружением сферическими инденторами применима также для оценки остаточной сдвиговой прочности вдоль поверхностей характерных породных структур – разрушенной при объемном сжатии породы, сомкнутых трещин различной шероховатости, породной смеси, а также для определения показателей длительной прочности при одноосном и объемном сжатии ненарушенной породы.

Разработан единый подход к оценке сопротивления сдвигу по поверхностям ослабления различной структуры, который реализует переход от данных испытаний малогабаритных образцов сферическими инденторами к показателям паспортов остаточной сдвиговой прочности [4]. Данные сферических испытаний дополняются данными о хрупкости, структуре и специфических особенностях моделируемых процессов. Получены эмпирические зависимости, связывающие параметры остаточной прочности при сдвиге с функциональными характеристиками ненарушенной породы с учетом уровня нормальных напряжений и особенностей поверхностей структурного ослабления, а для породных смесей – дополнительно с учетом эффективной площади поверхностей сдвига, общей доли конкретных пород в смеси и относительной насыпной плотности пород смеси в интервале низких нормальных напряжений до 2,5 МПа.

Разработаны ускоренный метод определения предела длительной прочности при одноосном сжатии, основанный на измерении предельного сжимающего напряжения на границе зон разрушенной породы вблизи контактов со сферическими инденторами, и расчетный метод определения показателей длительной прочности при объемном сжатии (длительных сцепления и углов внутреннего трения), основанный на подобию структурных изменений при кратковременном и длительном режимах нагружения в различных напряженных состояниях [5]. Среднее отклонение расчетных значений от экспериментальных данных, полученных методом объемного сжатия – около 5 %.

С целью повышения представительности испытаний в отношении процессов деформирования и разрушения, типичных для породных массивов, а также надежности определения параметров прочности характерных породных структур массива предлагается дополнять прямые испытания образцов доступными и информативными испытаниями образцов неправильной формы сферическими инденторами.

Работа выполнена в рамках исследований термодинамических процессов Земли с позиции генезиса углеводородов на больших глубинах – FSRW-2024-0008.

- [1] Карташов Ю.М., Матвеев Б.В., Михеев Г.В., Фадеев А.Б. Прочность и деформируемость горных пород. М.: Недра, 1979. 269 с.
- [2] Коршунов В.А., Петров Д.Н., Ястребова К.Н. Расчетный метод построения паспорта прочности горной породы по результатам испытаний образцов сферическими инденторами // Инновационные направления в проектировании горнодобывающих предприятий: геомеханическое обеспечение проектирования и сопровождения горных работ: Сборник научных трудов. VIII Международная научно-практическая конференция / Санкт-Петербургский горный университет. СПб, 2017, с. 256–265.
- [3] Ильинов М.Д., Коршунов В.А., Поспехов Г.Б., Шоков А.Н. Комплексные экспериментальные исследования механических свойств горных пород: проблемы и пути их решения // Горный журнал, 2023, № 5, с. 11–18.
- [4] Коршунов В.А., Павлович А.А., Бажуков А.А. Оценка сдвиговой прочности горных пород по трещинам на основе результатов испытаний образцов сферическими инденторами // Записки Горного института, 2023, Т. 262, с. 606–618.
- [5] Петраков Д.Г., Коршунов В.А., Шоков А.Н., Карманский Д.А. Определение длительной прочности при сжатии горных пород нагружением образцов сферическими инденторами // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2025, № 11–1, с. 38–56.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИАНИТА ИЗ МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ПАРАГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС) И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.В. Юрченко, О.Л. Галанкина, Ю.В. Плоткина, Ш.К. Балтыбаев

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
yurchenko-nastya@yandex.ru*

Кианит в глинозёмистых гнейсах является ключевым минералом-индикатором высокобарического метаморфизма. Однако при достижении температур анатексиса также возможно его образование, но это явление остаётся недостаточно изученным. В то же время, кианит может быть петрологически весьма информативным, особенно при детальном изучении его внутренней структуры и геохимических свойств [1–3].

Чупинская парагнейсовая толща Беломорского подвижного пояса (БПП) представляет уникальную возможность изучения кианита, сформированного на разных стадиях метаморфизма, сопровождаемого анатексисом. В настоящей работе методами петрографии, катодolumинесценции (CL) и масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) исследованы морфологические и геохимические особенности кианита из мигматизированных гнейсов чупинской толщи БПП.

Образцы кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи отобраны в районе пос. Чула (Республика Карелия). Эта толща расположена в осевой части архей-протерозойского БПП, ограниченного Карельским и Кольским кратонами [4, 5], и сложена преимущественно кианитсодержащими гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями амфиболовых сланцев и телами амфиболитов [4].

Мигматиты чупинской толщи связаны с протерозойским и архейским этапами высокоградного метаморфизма [6]. Породы характеризуются полосчатой и сланцеватой текстурами, обусловленными мигматизацией и рассланцеванием. Меланосома сложена гранатом ($\text{Alm}_{58-74}\text{Prp}_{14-32}\text{Sps}_{1-8}\text{Grs}_{6-12}$), биотитом ($\text{Mg\# } 0.52\text{--}0.70$, TiO_2 до 4 мас.%), кианитом, плагиоклазом ($\text{An } 24\text{--}48$) и кварцем, иногда встречается турмалин, калиевый полевой шпат найден только как включение в гранате. Мушкетер встречается как во включениях в гранате, так и как поздний минерал по кианиту и биотиту. Лейкосома представлена преимущественно кварцем и плагиоклазом ($\text{An } 20\text{--}30$) с примесью мелкого граната, по составу отвечающего краям граната из меланосомы, биотита и редкого кианита. Акцессорные минералы представлены рутилом, монацитом, турмалином, апатитом, сульфидами (пиротином, халькопиритом) и цирконом. Встречаются деформированные синхронно с вмещающими чупинскими гнейсами крупные жилы кварц-плагиоклазового состава, которые содержат тёмные «домены» мощностью до 3 см с парагенезисом кианит+гранат+биотит. По содержанию главных элементов минералы в тёмных доменах жилы полностью идентичны минералам из меланосомы гнейсов.

CL-изображения зерен кианита получены на SEM TESCAN VEGA 3 (панхроматический детектор, ИГГД РАН). На основе этих данных и петрографии выделено три типа кианита (рис. 1). Тип 1 (Ку-1) – осцилляторная и полосчатая зональность в центре зерна, параллельная граням роста. Интерпретируется нами как ранний субсолидусный метаморфический рост. Тип 2 (Ку-2) – узкие, слаболюминесцирующие или иногда градиентные в CL каймы между Ку-1 и Ку-3, часто выклинивающиеся. Тип 3 (Ку-3) – каймы вокруг Ку-1 и Ку-2, более светлые в CL. Встречается в лейкосоме как самостоятельные зерна и как каймы у зерен из меланосомы. Их рост, предположительно, связан с присутствием анатектического расплава. Тип 4 (Ку-4) – крупные зёрна в меланократовых доменах лейкократовых жил полностью нелюминесцирующие в CL.

Содержания редких элементов измерены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (пятно 15–20 мкм, погрешность 10–20%, порог 5–10 ppb, (ЯФ ФТИ РАН, г. Ярославль). Всего проанализировано 62 точки в 7 образцах, которые представляют разные типы кианита. Концентрации элементов в кианите варьируют (ppm): P (~ 11–255), Mg (~ 19–198), Ti (~ 14–96), V (~ 1–263), Cr (~ 1–890), Fe (11275–16530), Na (6.5 – 307), K (5–193), Zr (~ 0–1.22), Mn (160–228), Ge (~ 3.15–8.5), Ca (~ 15–588), Zn (31–1033), B (1.5–217) и Sc (~ 0.08–6.8).

Установлено, что в CL тёмные участки обеднены большинством измеренных элементов, включая Cr (Ку-2); а светлые каймы (Ку-3) обогащены Cr. Известно, что Fe выступает гасителем, а Cr – активатором CL [2]. Корреляция интенсивности CL с абсолютным содержанием Fe отсутствует. Несмотря на высокое Fe (11275–16530 ppm), наблюдается яркая CL. Мы считаем, что контрастность CL определяется отношением Fe/Cr: при Fe/Cr = 15–30 наблюдается яркая CL, при Fe/Cr > 45 – более тёмная.

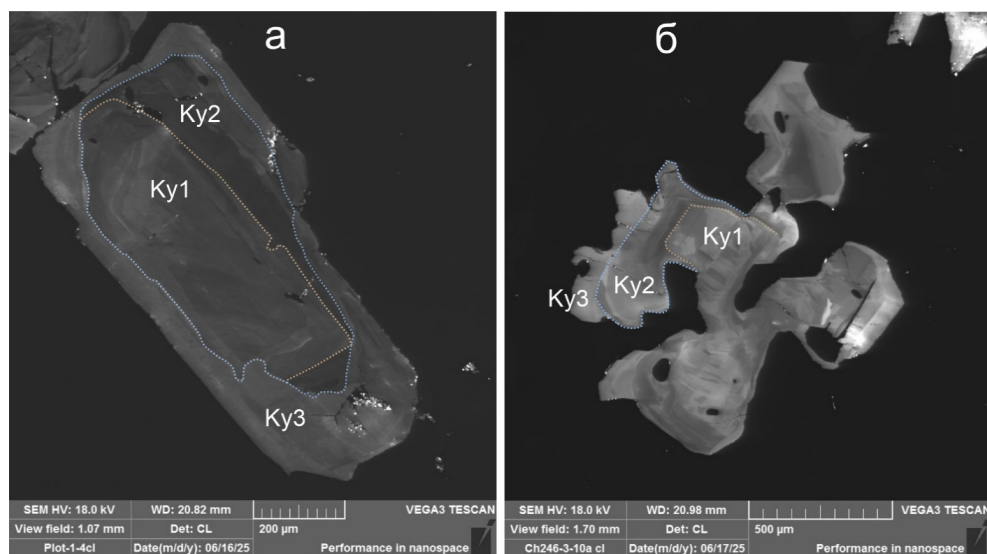


Рис. 1. CL-изображения кианита чупинских гнейсов:

а – кианит из меланосомы; б – кианит из лейкосомы.

Наиболее низкие содержания элементов получены в образце из меланократового домена жилы (Ку-4), этот кианит полностью нелюминесцирующий в CL. Здесь очень низкие концентрации Cr (1–6 ppm) и V (2–65 ppm), а также снижены во много раз по сравнению с гнейсами: P – 43–158 ppm (до 2 раз), Ti – до 20–40 ppm (до 2–3 раз меньше), Zr – до 0.05–0.21 ppm (до 2–3 раз меньше). Отношение Cr/V в кианите падает с >1.5 в гнейсах до 0.5–1.4 в Ку-4, что сопоставимо с локальными темными зонами (Ку-2). Fe остаётся высоким в кианите из жилы (13000–16500 ppm). Наблюдается снижение содержания всех измеренных элементов от центра к краю зерна, за исключением V, Ti, B, которые незначительно увеличиваются к краю. Содержания Cr и V в кианите, биотите и гранате из доменов жилы в десятки раз ниже, чем в гнейсах, тогда как спектр и абсолютные содержания REE в гранате из доменов практически не отличаются от таковых в гранате из вмещающих гнейсов.

Идентичность составов по главным элементам, экстремальное обеднение Ку-4 и граната из доменов жилы по Cr и V, а также полное сохранение REE-спектра граната позволяют предположить, что малые элементы поступали в растущие кианит и гранат при разложении других фаз в процессе прогрессивного метаморфизма, а Ку-4 из жилы и ассоциирующий с ним гранат росли в условиях, изолированных от источника этих элементов. Рост Ку-3, напротив, происходил в присутствии расплава, образовавшегося при дегидратационном плавлении слюд, главных концентраторов этих элементов в гнейсах, что привело к его обогащению Cr и V.

В моделях [1] и [3] обеднённый кианит (тёмный в CL) интерпретируется как результат растворения–осаждения с участием расплава или кристаллизации из остаточного расплава. Наши данные для Ку-4 (крупные зёрна в доменах жилы) указывают на иной механизм: обеднение связано не с процессами перекристаллизации, а с изначально низкими концентрациями Cr и V в расплаве самой жилы. Для слаболюминесцирующих зон (Ку-2) применение моделей [1, 3] остаются возможными.

Термодинамические расчёты с использованием программы Perplex_X [7] для составов чупинских гнейсов [6] показали, что кианит и гранитный расплав могут сосуществовать при $T = 800\text{--}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P > 8$ кбар. В этих условиях устойчивыми фазами наряду с кианитом и расплавом являются гранат, кварц, биотит и полевые шпаты, хотя они и занимают меньшие РТ-поля. Биотит в изученных образцах устойчив в присутствии кианита и расплава при температурах незначительно выше $800\text{ }^{\circ}\text{C}$, что согласуется с его присутствием в лейкоosome и меланosome.

Выводы

1) В породах чупинской толщи выделены четыре типа кианита: субсолидусный (тип 1), темные каймы неясного генезиса (тип 2), образованный в присутствии расплава (тип 3) и обеднённый из лейкократовых жил (тип 4).

2) Геохимические особенности кианита определяются локальной геохимией среды, в которой они кристаллизуются или подвергаются перекристаллизации.

3) Изучение геохимических особенностей и внутреннего строения кианита открывает новые перспективы для полноценного анализа метаморфического минералообразования, в том числе с участием расплава, появившегося при частичном плавлении пород.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 25-27-00117.

- [1] Blereau E., Piazzolo S., Trimby P., Skrzypek E. Kyanite microstructural and microchemical characteristics reveal differences in growth, deformation and chemical modification: A case study from the Paleoproterozoic suture zone of South Harris, NW Scotland // *Lithos*, 2024, v. 484–485, 107748.
- [2] Muller A., Kearsley A., Spratt J., Seltmann R. Petrological and geochemical implications of cathodoluminescence and trace element chemistry in kyanite // *Lithos*, 2015, v. 234–235, p. 158–176.
- [3] Nerone S., Groppo C., Ágreda-López M., Petrelli M., Rolfo F. Multi-stage growth of kyanite in migmatites interpreted by integrating forward thermodynamic modelling and trace element signature // *Journal of Metamorphic geology*, 2025, v. 43(4), p. 315–339.
- [4] Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005, 711 с.
- [5] Balagansky V.V., Raevsky A.B., Mudruk S.V. Structure of the Belomorian Belt, northern Fennoscandian Shield // *Geotectonics*, 2015, v. 49 (5), p. 379–396.
- [6] Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Мыскова Т.А. Высокоглиноземистые гнейсы чупинской толщи Беломорского подвижного пояса: условия метаморфизма, парциальное плавление и возраст мигматитов // *Записки Горного института*, 2026, т. 277, с. 26–44.
- [7] Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*, 1990, v. 290, p. 666–718.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Азимов П.Я. РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И РТ-ИСТОРИЯ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)	12
Акматов Д.Ж., Татаринов В.Н. СОВРЕМЕННОЕ НАПРЯЖЁННОЕ СОСТОЯНИЕ И КИНЕМАТИКА РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ КАВКАЗА ПО ДАННЫМ ТРЕХМЕРНОГО ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	16
Арапов В.В., Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. ОЧАГОВАЯ ОБЛАСТЬ ТУВИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2011–2012 Г., РАЗВИТИЕ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА, ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН.	19
Бабенко И.А., Бишаев Ю.А., Кузнецов А.В. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ФТОРАПАТИТА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ХОЛМОВ ЛАРСЕМАНИ И ЕГО РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА	24
Базылев Б.А., Леднева Г.В. АССОЦИИ С ЖЕДРИТОМ И САПФИРИНОМ В МЕТАТРОКТОЛИТАХ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЧУКОТКА)	28
Балтыбаев Ш.К. ИНДЕНТОРНАЯ РОЛЬ СВЕКОФЕННИД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)	31
Бишаев Ю.А. АССИМЕТРИЯ ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОРОД БЕРЕГОВЫХ ОБНАЖЕНИЙ БАЙКАЛА ДЛЯ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АППАТИТА	35
Большухин А.А., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р. ДЕФОРМАЦИИ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ДЕНУДАЦИОННОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ КИСЛОВОДСКА КАК ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ	38
Бондаренко П.Н., Шеховцова А.В. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ПЛЫВУННЫХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ЕСТЕСТВЕННОГО И НАРУШЕННОГО СЛОЖЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ПРОСТОГО СДВИГА	40
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	44

Буслов М.М. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ: ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПЛЮМ-ТЕКТОНИКА	48
Буслов М.М. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	53
Буслов М.М., Терлеев А.А., Токарев Д.А. ГРАНИЦА ВЕНДА-КЕМБРИЯ В КАРБОНАТНОЙ «ШАПКЕ» БАРАТАЛЬСКОГО ПАЛЕОКЕАНИЧЕСКОГО ОСТРОВА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ	55
Бушенкова Н.А., Есин Е.И., Василевский А.Н., Ступина Т.А. ПРОЯВЛЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ГРАНИЦ РАЙОНА ХОККАЙДО И СЕВЕРНОГО ХОНСЮ В ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ И ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ	62
Ведерников И.Л. ГИПОТЕТИЧЕСКИЕ ШИРОТНЫЕ МАНТИЙНЫЕ ПОЯСА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ: АНАЛИЗ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ СЛЕДОВ	66
Вревский А.Б. ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ НЕОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)	69
Гравиров В.В. РАСПРЕДЕЛЕННОЕ АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ (DAS) И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОФИЗИКЕ	73
Гравиров В.В., Лиходеев Д.В. ТЕМПЕРАТУРНАЯ АНТЕННА ПРЕЦИЗИОННОГО МОНИТОРИНГА ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРНОГО МАССИВА ОКОЛО ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ	74
Грохотов Е.И., Волкова В.К., Арсентьева О.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ И СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ	75
Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З., Хуторской М.Д. ГЛУБИНА ИЗОТЕРМЫ КЮРИ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ; КОРОВЫЕ И МАНТИЙНЫЕ ТЕПЛОВЫЕ АНОМАЛИИ	79
Докукин П.А., Кафтан В.И. НЕОЖИДАННАЯ ДЕФОРМАЦИЯ РАСТЯЖЕНИЯ ПЕРЕД КАМЧАТСКИМ МЕГАЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ РЕГИОНА С УЧЕТОМ ИДЕЙ АКАДЕМИКА ДОБРЕЦОВА	82
Дылевский К.О., Фролова Ю.В. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИСЧЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	86

Егоров А.С. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ, ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА В РАМКАХ ЗОНАЛЬНО-БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ.	89
Еманов А.Ф., Еманов А.А., Гладышев Е.А., Фатеев А.В., Полянский П.О., Шевкунова Е.В., Арапов В.В., Васильева Т.В., Подлипская Л.А. НОВЫЕ ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА	93
Еманов А.А., Ешкунова И.Ф., Еманов А.Ф., Гладышев Е.А. ОЧЕРКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИХУБСУГУЛЬЯ И ХАНГАЯ ПО ДАННЫМ ВРЕМЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ И АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ С АЛГОРИТМАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА	97
Зеркаль О.В. РАЗВИТИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ОПОЛЗНЕЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОНАХ ОЩУТИМЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.	100
Зиновьев С.В., Семенов А.Н., Полянский О.П., Попов Н.В., Ножкин А.Д. ДВУХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЗМА В ПОСОЛЬНО- КУЗЕЕВСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА. . .	104
Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Котляров А.В. АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ – ДИСКУССИЯ О ПРИРОДЕ ДИОПСИДОВЫХ БАЗАЛЬТОВ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ	108
Казанцев А.А., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р. ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ ПО СТРУКТУРНО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	111
Корекина М.А., Савичев А.Н., Жабоедов А.П., Игуменцев К.В. МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА	114
Коробкин В.В., Малик Д.С. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗШАКОЛЬ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)	116
Коробкин В.В., Ныгманова А.С., Манило Ю.О. РАЗЛОМНО-СДВИГОВАЯ ТЕКТНИКА И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОРОГЕНИЯ ЮЖНО-ТОРГАЙСКОГО БАССЕЙНА	119
Королева О.В., Прокопьев А.В. РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ КУРАНАХСКОГО И БАРАИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА	122

Леднева Г.В., Сколотнев С.Г., Ерофеева К.Г., Окина О.И. ПРОЦЕССЫ КОРОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (КРУПНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКИ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОВ ВКРАПЛЕННИКОВ ИЗ РАННЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ . .	125
Маневич А.И., Татаринов В.Н. К ОЦЕНКЕ ОПАСНОСТИ РАЗЛОМОВ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ЗОН В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ ПГЗРО НИЖНЕ-КАНСКОГО МАССИВА	127
Махлаев В.Д., Андрюшин Д.С., Зеркаль О.В. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПРИРАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ В ПРИВЕРШИННОЙ ЧАСТИ Г. СИНЮХА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)	131
Маякин А.Т., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ВЗАИМОСВЯЗЬ СОВРЕМЕННОЙ КОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ	135
Мельник Е.А., Суворов В.Д., Стефанов Ю.П. СТРУКТУРНО-СКОРОСТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ И ИХ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ	138
Мыскова Т.А., Филиппов Н.Б., Львов П.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, ВОЗРАСТЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА МЕТАБАЗИТОВ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА КЕЙВСКОГО ТЕРРЕЙНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА . .	142
Назаров Л.А., Назарова Л.А. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МАССОПЕРЕНОСА В НАПРЯЖЕННОМ РЕГУЛЯРНО- БЛОЧНОМ ПОРОДНОМ МАССИВЕ С КОНТРАСТНЫМИ ФИЛЬТРАЦИОННЫМИ СВОЙСТВАМИ.	145
Ныгманова А.С., Коробкин В.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)	149
Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Солошенко Н.Г. U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ УМЕРЕННОКАЛИЕВЫХ ГРАНИТО- ГНЕЙСОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВА	153
Полянский П.О., Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Гладышев Е.А., Шевкунова Е.В., Сережников Н.А. ВАРИАЦИИ АКТИВНОСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА САЯНО-ШУШЕНСКУЮ ГЭС . . .	155

Пономарев О.Б., Никулин И.И. СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ СУБДУКЦИИ ВОЛГО-УРАЛИИ И САРМАТИИ КАК ИСТОЧНИК РАССОЛОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	159
Правикова Н.В., Китагава Х., Калинина Е., Сакагучи К., Тевелев А.В. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ КАК ИНДИКАТОР КОРОВОГО КОМПОНЕНТА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА.	161
Ризванова Н.Г., Конышев А.А., Сергеева Н.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И U-Pb (ID-TIMS) ВОЗРАСТ КОЛУМБИТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОГРАНИЧНОЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)	164
Савко К.А., Цыбуляев С.В., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ УДАЛЕННОГО МИХАЙЛОВСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЗАДУГОВОГО БАСЕЙНА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ, КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛОГОЙ СУБДУКЦИИ	167
Сальная Н.В., Иосифиди А.Г. АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ДЕВОНУ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ СЛОЖНОЙ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ	171
Симонов Д.А., Захаров В.С., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. ИЗУЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ СИХОТЭ- АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА НА ОСНОВЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА И ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ	174
Склярков Е.В., Буслов М.М., Зиндобрый В.Н. ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ УЙМОНСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	178
Соловьев А.А., Сидоров Р.В. СУБДЕКАДНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЛАВНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ	180
Стриха В.Е., Гольцин Н.А., Юрченко Ю.Ю., Поляков А.Н. ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЛИХРОННОГО КИИНСКОГО МАССИВА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	181
Стриха В.Е., Гольцин Н.А., Юрченко Ю.Ю., Поляков А.Н. ДЖАРГАЛАНТУЙСКИЙ ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ-ПАНТЕЛЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС НАРЫМСКОЙ И ВЕРХНЕ-НАРЫМСКОЙ ВУЛКАНО- ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВЕРХНЕАМУРСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА: СОСТАВ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА	185
Таловина И.В., Павлова С.А., Сабуров П.Г., Сабитовский Е.Т. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ДИНОЗАВРОВОЙ ФАУНЫ ШЕСТАКОВО, КУЗБАСС	189

Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Утенков А.Ю., Конрад Е.П. РЕКОНСТРУКЦИИ ЭРОДИРОВАННЫХ ПОКРОВНО-НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ МЕТОДОМ НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-ВИТИМСКОГО (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ) И КАЛБА- НАРЫМСКОГО (КАЗАХСТАН) ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ	193
Трушко В.Л., Ильинов М.Д., Петров Д.Н., Карманский Д.А., Селихов А.А., Саитгалиев М.М. ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КЕРНА	196
Уколов Д.А., Семаков Н.Н. ВЛИЯНИЕ КАНАДСКОЙ И СИБИРСКОЙ МИРОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА ПЕРЕМЕЩЕНИЕ СЕВЕРНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЮСА	197
Фатеев А.В., Еманов А.А., Еманов А.Ф., Шевкунова Е.В. ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ГОРЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА	198
Филиппов Ю.Ф. ДОЮРСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ	201
Хуурак А.А., Котляров А.В., Киселева О.В., Королюк В.Н. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ – КРИТЕРИИ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	205
Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. А-ТИПА ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИКА.	208
Шевалдышева О.О., Кабан М.К., Сидоров Р.В., Тезауро М., Соловьев А.А., Гвишиани А.Д. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ	212
Шевалдышева О.О., Соловьев А.А. ВЕБ-ОРИЕНТИРОВАННАЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ДЛЯ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ ЛУНЫ	215
Шоков А.Н., Коршунов В.А., Павлович А.А. МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД НАГРУЖЕНИЕМ ОБРАЗЦОВ НЕПРАВИЛЬНОЙ ФОРМЫ СФЕРИЧЕСКИМИ ИНДЕНТОРАМИ	217
Юрченко А.В., Галанкина О.Л., Плоткина Ю.В., Балтыбаев Ш.К. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИАНИТА ИЗ МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ПАРАГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС) И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	220

Научное издание

**ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ:
НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК**

**Труды Выездной секции
III МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ,
посвященной 90-летию со дня рождения
академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова
29 июня–08 июля 2026 г.
Новосибирск, п. Акташ Республика Алтай, Россия**

Подготовлено к печати Сибирским отделением РАН

*Дизайн обложки В.Ю. Антонов
Оригинал-макет Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 22.06.2026. Формат 70 × 100 1/16
Усл. печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 14,7. Тираж 25 экз. Заказ № 130

Сибирское отделение РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17
Отпечатано в Сибирском отделении РАН
630090, Новосибирск, Морской просп., 2
Тел. (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru