

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 4 • 2020 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Формирование и генезис риолитовой толщи Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ)	3
Тевелев А.В., Борисенко А.А., Ерохина М.И., Попов С.С., Кошелева И.А., Гатовский Ю.А. Признаки полихронных деформаций в микроструктурах пород Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии (Южный Урал)	13
Спиридонов Э.М., Беляков С.Н., Коротаева Н.Н., Егоров К.В., Иванова Ю.А., Наумов Д.И., Серова А.А. Меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$ и ассоциирующие минералы сульфидных руд на восточном фланге Октябрьского месторождения (Норильское рудное поле)	22
Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д., Письменный А.Н., Энна Н.Л., Ульянов А.А. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа	30
Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В., Дягилева Д.Р., Семернин М.А., Декунова Е.М., Николаева И.Ю., Бычков А.Ю. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС	45
Каюкова Е.П., Барабошкина Т.А., Филимонова Е.А. Гидрогеохимические особенности подземных вод бассейна р. Бодрак (Качинское поднятие Горного Крыма)	55
Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Выделение активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья по комплексу геолого-геоморфологических данных	64
<i>Краткие сообщения</i>	
Савенко А.В., Савенко В.С. Закономерности выщелачивания фтора из горных пород органическими кислотами	71
Свистунов В.В. Особенности рудно-метасоматической зональности участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирирового месторождения	76
Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Литолого-геохимическая характеристика граптолитовых сланцев нижнего силура (платформа Янцзы, КНР)	81
Шмурак Д.В. Определение параметра поглощения при сейсмоакустических исследованиях в скважинах для оценки распределения неоднородностей в искусственных грунтах	87
<i>История науки</i>	
Сывороткин В.Л. Итоги 25-летней работы Междисциплинарного научного семинара-конференции геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Система планета Земля»	92

CONTENTS

Koronovsky N.V., Myschenkova M.S. The formation and genesis of the rhyolite series of the Upper Chegem Highlands (the North Caucasus)	3
Tevelev A.V., Borisenko A.A., Erokhina M.I., Popov S.S., Kosheleva I.A., Gatovsky Yu.A. Signs of polichnous deformations in microstructures of carbonate rocks of the Katav-Yuryuzan zone of transpression (Southern Urals)	13
Spiridonov E.M., Belyakov S.N., Korotayeva N.N., Egorov K.V., Ivanova Yu.A., Naumov D.I., Serova A.A. Menshikovite Pd ₃ Ni ₂ As ₃ and associated minerals of sulphide ores within the Eastern flank of the Oktyabrsky deposit (Norilsk ore field)	22
Gerasimov V.Yu., Snezhko V.A., Mosar J., Pis'mennyi A.N., Enna N.L., Uliyanov A.A. Zircon isotope dating and thermochronology of the migmatites from the Gondaray metamorphic complex of the Greater Caucasus	30
Bychkova Ya.V., Starodymova D.P., Shaikhutdinova K.V., Diagileva D.R., Semernin M.A., Dekunova E.M., Nikolayeva I.Yu., Bychkov A.Yu. Particularity of chemical preparation of bottom sediment samples for multi-element ICP-MS analysis	45
Kayukova E.P., Baraboshkina T.A., Filimonova E.A. Hydrogeochemical features of the groundwater in the Bodrak river basin (Kachinskoe Uplift Mountain Crimea) ..	55
Agibalov A.O., Zaitsev V.A., Sentsov A.A. Allocation of active morphostructures of the Northern Ladoga using a complex of geological and geomorphological data	64
<i>Brief communication</i>	
Savenko A.V., Savenko V.S. Regularities of fluorine leaching from the rocks by organic acids	71
Svistunov V.V. Features of ore-metasomatic zonation of ore area Freedom of Malmyzh gold-copper porphyry deposit	76
Hao Yuexiang, Shardanova T.A., Huang Chongxing. Lithological and geochemical characteristics of graptolite schists Lower Silurian (Yangtze platform, China)	81
Shmurak D.V. <i>Q</i> -factor determination with seismoacoustics well logs for estimation of distribution of inhomogeneities in artificial grounds	87
<i>History of science</i>	
Syvorotkin V.L. The Twenty-five-year activity results of the Interdisciplinary scientific workshop-conference "Earth Planet System" at the geological faculty of the Lomonosov Moscow State University	92

УДК 551.217 (470.62/.67)

Н.В. Короновский¹, М.С. Мышенкова²**ФОРМИРОВАНИЕ И ГЕНЕЗИС РИОЛИТОВОЙ ТОЛЩИ
ВЕРХНЕЧЕГЕМСКОГО НАГОРЬЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

На основании новых материалов рассмотрено строение и происхождение огромного по мощности (до 2 км) массива кислых вулканитов, залегающего в вулканотектонической впадине в верховьях р. Чегем на Северном Кавказе. Обсуждается вопрос о лавовом, а не пирокластическом, происхождении основной части толщи в результате многократных излияний лавовых потоков, образовавших толщу кислых вулканитов без перерывов с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью в ограниченном объеме глубокой вулканотектонической впадины, формировавшейся одновременно с извержениями в позднем плиоцене. Вулканиты образовались в результате кипения силикатного расплава и выхода из жерла вулкана, что могло быть обусловлено фазовым переходом сверхкритического водного флюида.

Ключевые слова: кремнекислые вулканиты, игнимбриты, лавы, фьямме, флюидизированная магма, флюиды.

On the basis of new materials this article deals with the structure and origin of a huge (up to 2 km) thick massif of acidic volcanic rocks located in a volcanic-tectonic depression in the Upper Chegem River in the North Caucasus. Discussion on the lava's, rather than pyroclastic, origin of the main part of the rock mass as a result of repeated outpourings of lava flows, which formed the series of acidic volcanic rocks without interruptions with perfectly pronounced columnar jointing in a limited volume of a deep volcanic-tectonic depression, which was forming simultaneously with eruptions in the Late Pliocene. Volcanic rocks formed as a result of boiling silicate melt as the exit from the vent, which could be due to the nature of the phase transition of the supercritical water fluid.

Key words: acidic volcanic rocks, ignimbrite, lava, fiamme, fluidized magma, fluid.

Введение. Верхнечегемское нагорье, находящееся между долинами рек Баксан и Чегем и достигающее высоты более 3700 м, сложено огромной толщей кислых вулканитов (до 2 км), не имеющей перерывов и залегающей в глубокой вулканотектонической впадине. Эта впадина в структуре Северного Кавказа наметилась еще в позднеюрскую эпоху, когда она была частью крупной меридиональной структуры — Чегемского поперечного перегиба, связанного с серией флексуорообразных нарушений и, возможно, разломов, пересекающих субширотные зоны Северного Кавказа. Согласно результатам радиоизотопного датирования ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по санидину возраст толщи вулканитов составляет 2,83±0,02 млн лет [Lipman et al., 1993].

Несмотря на то что вулканитам Верхнечегемского нагорья посвящено много работ [Паффенгольц, 1956; Масуренков, 1957; 1961; Милановский и др., 1962; Милановский, Короновский, 1973; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973; Короновский, 1975; Короновский и др., 1982; Лятифова, 1993; Lipman et al., 1993; Gazis et al., 1995], строение

покрова, особенно его нижней части, подводящих каналов и, самое главное, возможный генезис пород толщи и их соотношение с верхнеплиоценовыми вулканитами Нижнечегемского района, образовавшимися приблизительно в то же время, вызывает постоянную дискуссию. Именно эти вопросы мы и рассмотрим.

Особенности строения Верхнечегемского нагорья заключаются в огромной мощности монолитной толщи кислых вулканитов (до 2 км) без каких-либо наблюдаемых перерывов. Во всей толще хорошо видна тонкая столбчатая отдельность, приуроченная к определенным «единицам потока» или «порциям» вулканитов, между которыми нет никаких явных перерывов, следов брекчий и прослоев пепла. Даже столбы переходят из одной «единицы потока» в другую (рис. 1), что свидетельствует о почти одновременном образовании потоков.

Вулканиты обычно характеризуются серым цветом, высокой плотностью, отсутствием следов каких-либо брекчий, но в ряде горизонтов по всему разрезу, включая самые верхние, развиты фьямме — линзовидные в разрезе (1–4 см) и чаще

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, заведующий, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: koroновsky@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; e-mail: zf12@rambler.ru



Рис. 1. Столбчатая отдельность в толще кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья

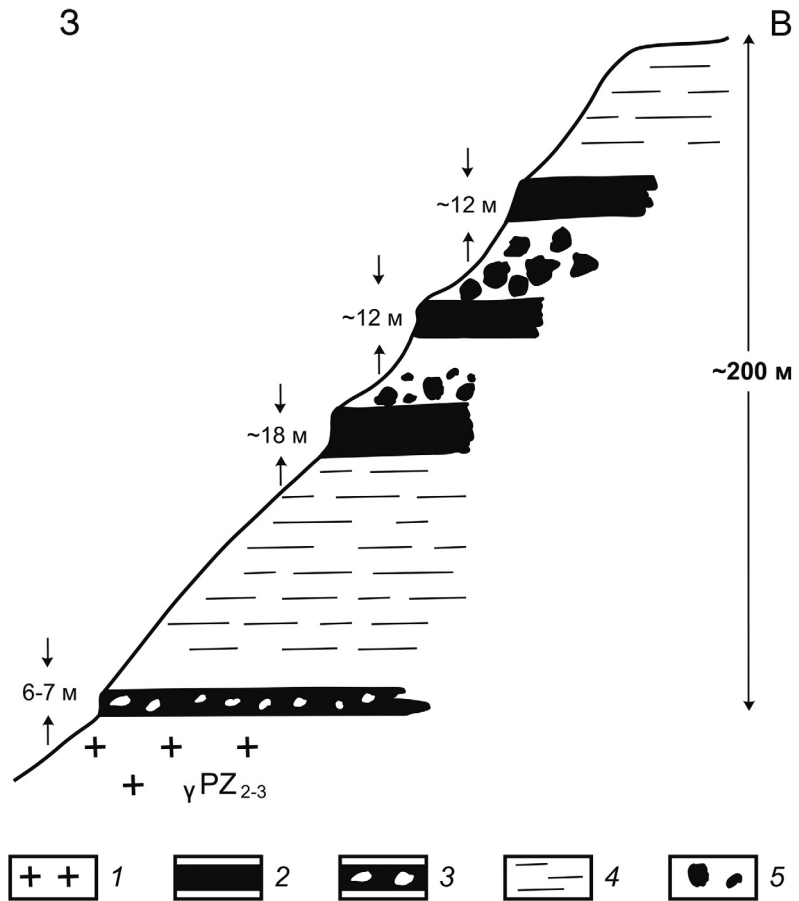
всего изометричные в плане обособления. Черные стекловатые обособления отвечают по составу дацитам, более светлые рыхлые — риолитам и риодацитам [Ляtifова, 1993]. В самой верхней части разреза плотные риодациты сменяются по резкой границе горизонтально залегающим слоем желтоватых дацитовых пемзовых туфов мощностью ~30 м с вулканическими бомбами. Выше они перекрываются мореной мощностью до 80 м с плохоокатанными и угловатыми обломками гранитов, кристаллических сланцев, верхнеюрских известняков и ниже-среднеюрских глинистых сланцев. Состав морены указывает на перенос материала из окружающих массив вулканитов близлежащих районов и наличие полупокровного оледенения. Морена перекрыта тремя потоками андезитовых лав, остатки которых слагают два горных массива — Кюген-Кая (3742,8 м) и Кум-Тюбе (3775,6 м) [Милановский и др., 1962]. Согласно данным работ [Масуренков, 1961; Газеев и др., 2006], эта морена связана с оледенением — хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Миндель, в котором выделяют две стадии наступания ледников — стадию максимального наступания Миндель-1, сопоставляемую с МИС 12 (474–427 тыс. л. н.), и стадию Миндель-2, сопоставляемую с МИС 10 (364–334 тыс. л. н.) [Van Husen, 2000; Van Husen, Reitner, 2011]. Однако в работе [Milanovsky, 2008] обосновано, что возраст чегемского оледенения не может быть моложе 2 млн лет. По мнению Е.Е. Милановского, чегемское полупокровное оледенение может соответствовать интервалу 2,8–2,5 млн лет и быть хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Бибер.

В непрерывном разрезе толщи кислых вулканитов особый интерес представляет пласт черных

смоляновидных риолитов, залегающий чаще всего (но не всегда) в основании разреза, мощность которого достигает 30–35 м. Особенность этого пласта — в подавляющем большинстве случаев очень резкие контакты как с подстилающими отложениями, так и с перекрывающими риолитами. В некоторых случаях черные сливные риолиты залегают непосредственно на субстрате, состоящем из кристаллических пород раннего палеозоя, гранитов либо верхнеюрских известняков. Местами на контактах образуются брекчии с обломками из пород субстрата, иногда окатанные, но чаще угловатые. Иногда наблюдаются следы термического воздействия вулканитов на породы субстрата, выражающиеся в мраморизации известняков, изменении цвета кристаллических сланцев и гранитов.

Подчеркнем, что смоляновидные черные риолиты в виде прослоев мощностью до 10 м появляются и в более высоких частях разреза в краевых зонах нагорья — на горах Гихи, Кору и Булунгу. Например, разрез западного склона останца толщи на г. Гихи сложен плотными светлыми тонкополосчатыми риолитами практически без фьямме, разделенными четырьмя прослоями черных сливных риолитов, в двух верхних из них присутствует шаровая отдельность (рис. 2). В нижнем прослое черных смоляновидных риолитов содержится много глыб гранитов и кристаллических сланцев размером до 0,6 м в поперечнике. Границы между черными сливными и более светлыми плотными риолитами очень резкие, без каких-либо переходов. Присутствие шаровой, сфероидальной отдельности по краям стекловатых черных риолитов в их основании или кровле отмечается также в горизонте, залегающем в основании главной толщи, что наблюдается на левом берегу р.

Рис. 2. Разрез западного склона г. Гихи на правом борту долины р. Башиль-Аузу-Су (исток р. Чегем): 1 — палеозойские граниты, 2 — черные смоляновидные риолиты, 3 — черные смоляновидные риолиты с ксенолитами гранитов и кристаллических сланцев, 4 — светлые тонкополосчатые риолиты без фьямме, 5 — серые риолиты с крупными глыбами гранитов и кристаллических сланцев



Чегем, там, где подошва толщи находится ниже всего [Короновский, 2019]. Чаще всего подобные структуры наблюдаются в лавовых потоках, а не в пирокластических, что служит еще одним аргументом в пользу лавового происхождения вулканитов.

Существуют обнажения, в которых черные смоляновидные риолиты выполняют дайки в палеозойских гранитах или образуют пласт мощностью до 10–12 м, круто залегающий на склоне речной долины и перекрытый серыми плотными риолитами, в которых присутствуют ксенолиты черных смоляновидных риолитов. Черные смоляновидные сливные риолиты прослеживаются не только в слоях толщи, но и обладают вертикальным залеганием в подводящем канале Сырын-Су [Масуренков, 1961; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973], а также в позднеплейстоценовом экструзивном массиве Башиль [Мышенкова, Короновский, 2015]. Языки черных риолитов имеют четкие контакты с вмещающими породами, местами разорваны на линзовидные включения разного размера.

Резкие, хорошо выраженные контакты пластов черных риолитов редко обладают постепенным переходом к риолитам в подошве и кровле, который осуществляется на очень небольшом расстоянии в пределах 0,5–1 м путем обильного появления небольших (1–3 см) черных стекловатых фьямме, которых на коротком расстоянии становится больше, и, наконец, они как бы сливаются с пластом черных смоляновидных риолитов. Но это

происходит чаще всего в кровле пласта черных риолитов, а не в его подошве. В ряде случаев на макроуровне в черных смоляновидных риолитах наблюдаются линзовидные включения таких же риолитов, выделяющихся блеском. Присутствие черных риолитов в дайках, прорывающих палеозойские граниты, и в подводящем канале Сырын-Су невозможно объяснить спеканием пирокластического материала под собственным весом.

Краткая петрографическая характеристика пород. Кислые вулканиты, слагающие основную часть толщи Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии, характеризуются порфировой структурой и такситовой текстурой. Вкрапленники, составляющие обычно 25–30% от общего объема породы, в риолитах низов разреза представлены (%) кварцем (13–15), санидином (5–6), плагиоклазом (5) и биотитом (2–4). Аксессуары представлены цирконом, апатитом, ортитом, рудным минералом. Крупные вкрапленники силикатных минералов часто трещиноватые, иногда раздроблены с образованием осколков, которые в некоторых случаях растащены в разные стороны на небольшое расстояние. Некоторые вкрапленники кварца и плагиоклаза резорбированы и оплавлены, пластинки биотита иногда деформированы. Вверх по разрезу происходит увеличение содержания плагиоклаза с одновременным уменьшением содержания кварца и санидина, последний полностью исчезает в середине разреза. Вкрапленники

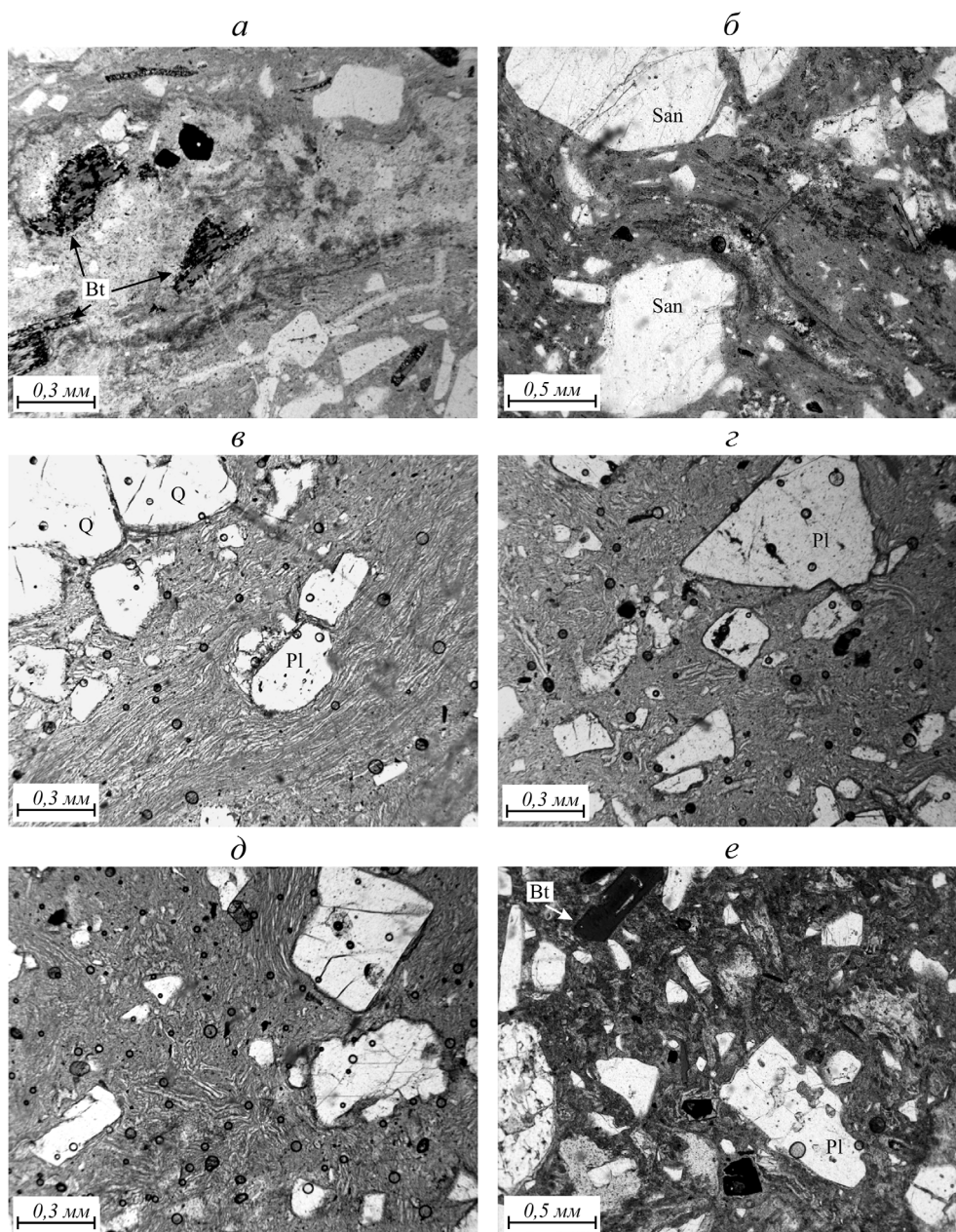


Рис. 3. Фото строения основной массы кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья: *a* — низы разреза, серые риолиты с белыми фьямме; *б* — низы разреза, розово-серые риолиты с белыми фьямме; *в-д* — основание разреза, черные смоляновидные риолиты; *е* — верхняя часть разреза, серые риодациты с темно-серыми фьямме. Объяснения см. в тексте. *Вi* — биотит, *San* — санидин, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц

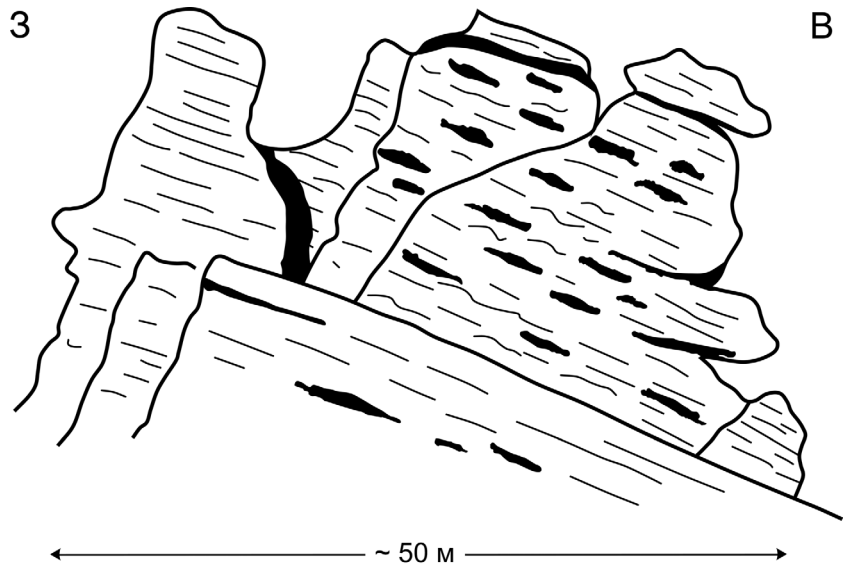
дацитов в верхней части разреза представлены (%) кварцем (5–6), плагиоклазом (15), гиперстеном (3–4), биотитом (2–3) и единичными зернами роговой обманки.

Подчеркнем, что биотит в риолитах и риодацитах, слагающих основную часть разреза толщи вулканитов, достаточно интенсивно опацизирован по объему (рис. 3, *a*). Опацизация характерна для излившихся пород и не отмечена в игнимбритах даже самой высокой степени спекания [Устиев, Джигаури, 1971]. Разности пород, содержащие светлые фьямме, характеризуются такситовой текстурой, обусловленной наличием в них участков разной структуры. Основная масса обычно светло-бурого или бурого цвета, неравномерно девитрифицирована с образованием микрофельзитового кварц-полевошпатового агрегата с примесью мелкочешуйчатого хлорита. В ней наблюдаются участки линзовидной формы разного

размера (крупные с разорванными концами — фьямме), чаще не имеющие с основной массой резких границ и характеризующиеся фельзитовой, микрозернистой или сферолитовой (рис. 3, *a–б*) структурой.

На микроскопическом уровне выявлено большое сходство черных смоляновидных риолитов с пирокластитами. Во-первых, в отличие от разностей пород, слагающих основную часть вышележащей толщи вулканитов, зерна биотита в них неопацицированы; во-вторых, в основной массе пород содержится много мелких различно ориентированных стекловатых включений неправильной формы, которые по внешнему облику похожи на пепловые частицы. Такой структурный рисунок наблюдается в трех разных взаимно перпендикулярных сечениях породы (рис. 3, *в–д*), что отличает пепловую структуру от псевдоигнимбритовой [Курчавов, 2009]. Более крупные линзовидные

Рис. 4. Западная часть Верхнечегемского нагорья в районе купола Водораздельного: верхняя толща красных риодацитов с хорошо выраженными черными стекловатыми фьямме (зарисовка Н.В. Короновского, 1971 г.)



обособления, характеризующиеся стекловатой микроструктурой и волокнистым строением, могут быть интерпретированы как сплюснутые обломки пемзы. Однако если допустить, что эта разность кислых вулканитов представляет собой сильно спекшиеся, превращенные в черные витрофиры, игнимбриты, трудно объяснить строение основной массы породы, в которой мелкие пепловые частицы при высокой степени спекания под нагрузкой вышележащей двухкилометровой толщи вулканитов разобщены и не приобрели плоскостную ориентировку.

Сходство на микроскопическом уровне с пирокластитами отмечено также для риодацитов верхней части разреза (рис. 3, е). Темно-серые фьямме в них представляют собой стекловатые обособления с перлитовой отдельностью, имеющие четкие границы с основной массой, девитрифицированной, с образованием криптокристаллического агрегата.

Фьямме и их происхождение — весьма важная проблема для кислых пород такого типа, как в Верхнечегемском нагорье, да и вообще для всех пород, называемых игнимбритами. Фьямме обычно представляют собой линзовидные в разрезе и изометричные (но не всегда) в плане в одних случаях черные стекловатые включения размером от нескольких миллиметров до 2–3 см, в других — более светлые, иногда почти белые, в разрезах сменяющие друг друга как по простиранию, так и по вертикали. Выявлены толщи мощностью до 100 м и более только со светлыми фьямме, отмечено чередование сравнительно тонких прослоев с разными фьямме, а также присутствие вулканитов вообще без фьямме или только с черными стекловатыми фьямме. Разновидности фьямме встречаются и в интрузивном залегании, где они вытянуты в вертикальном направлении. Особенно четко такие фьямме выделяются в подводящем канале Сырын-Су и в экструзии Башиль, но они присутствуют и в самой верхней части разрезов

риолитов и риодацитов, там, где они слагают так называемый Водораздельный купол (3759 м), сложенный красными риодацитами, залегающими непосредственно на палеозойских гранитах и как бы венчающими разрез, больше ничем не перекрываемый (рис. 4).

Таким образом, фьямме макроскопически характеризуются разным типом, но близкими размерами, находятся как в горизонтальном, так и в вертикальном, т.е. интрузивном залегании, приурочены к различным толщам и «единицам охлаждения» от подошвы 2-километровой толщи до самых верхних слоев, которые не испытывали нагрузки вышележащей массы вследствие ее отсутствия.

Каким же образом можно интерпретировать образование подобных разновидностей фьямме? Чаще всего их считают спекшимися или сваренными пемзовыми лапилли [Sparks et al., 1973; Brown, Andrews, 2015], которые переносятся пирокластическими потоками, а потом сдавливаются, сплющиваются и спекаются под давлением оседающей массы. Однако поскольку на Верхнем Чегеме черные стекловатые фьямме встречаются не только в вулканитах нижней части основной толщи, но и в ее верхней части, а также в интрузивных структурах, объяснить их образование спеканием пемзовых обломков довольно трудно.

В подводящем канале Сырын-Су на юге Верхнечегемского нагорья хорошо видно, как флюидалиная текстура риодацитов на глубине около 300 м вверх по каналу (рис. 5) сменяется структурой, в которой полосы бежевого цвета, увеличивая мощность, разрываются, образуя линзовидные обособления с «размочаленными» окончаниями — типичные фьямме, которые в дальнейшем распространяются потоками лав, а не пирокластическими потоками, как обычно предполагается для объяснения происхождения игнимбритов, о чем говорилось ранее [Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973]. На микроуровне полосы в флюидалиных

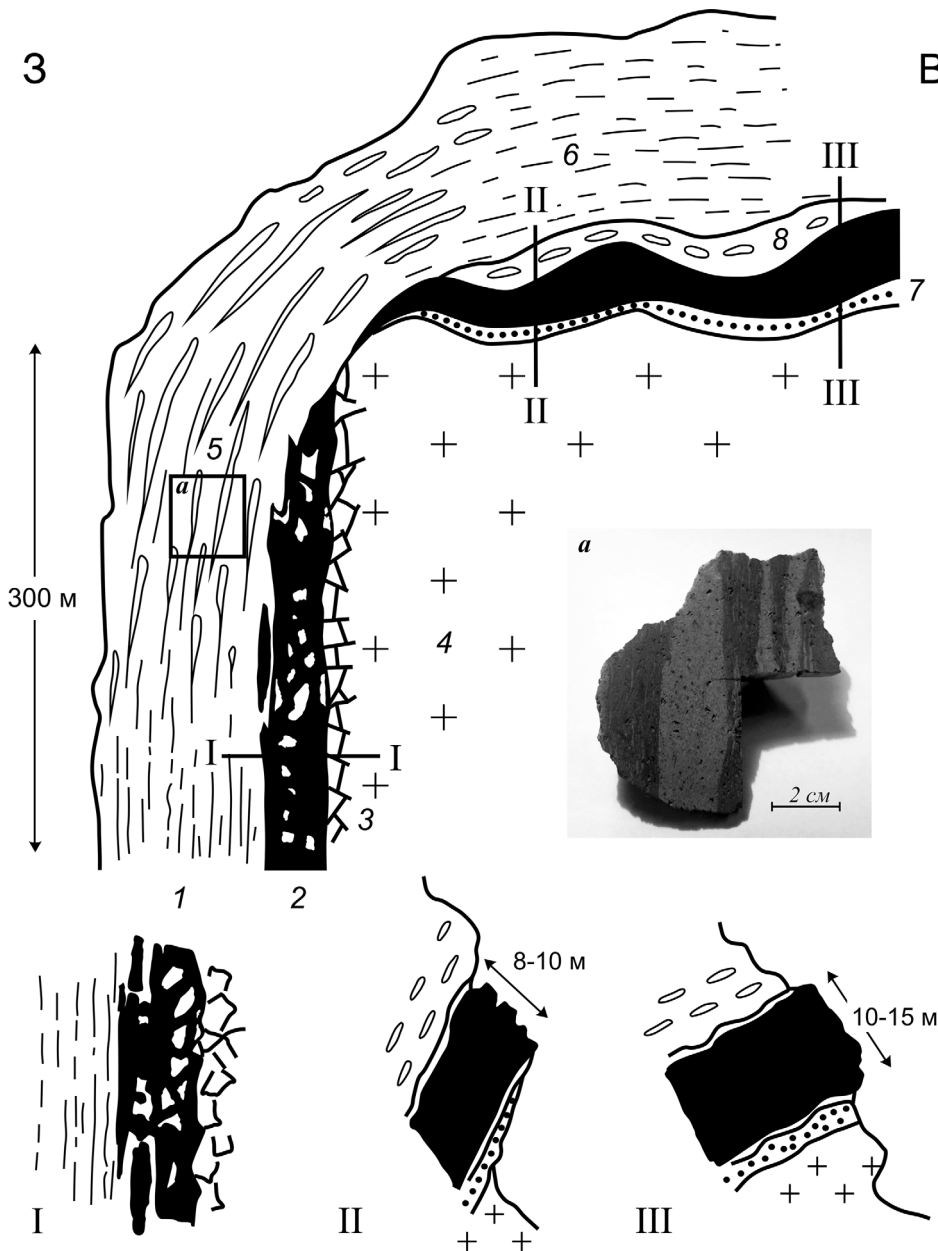


Рис. 5. Схема подводящего канала в долине р. Сырын-Су (Верхний Чегем): 1 — тонкофлюидальные риодациты; 2 — черные смоляновидные риодациты с блоками гранитов; 3 — брекчия гранитов; 4 — палеозойские граниты; 5 — бежево-сиреневые риодациты со светлыми полосами, расширяющимися вверх по каналу; 6 — светло-сиреневые риодациты без фьямме; 7 — туфы; 8 — светло-серые риодациты с белыми фьямме. Отдельные фрагменты разреза подводящего канала: I — зона контакта, II — верхняя часть канала после выхода риодацитов на горизонтальную поверхность, III — разрез по простирацию черных риодацитов. На врезке *a* — фото образца бежево-сиреневых риодацитов

риодацитах, слагающих центральную часть подводящего канала Сырын-Су, отличаются степенью пористости и раскристаллизации стекла. Бежевые полосы характеризуются вторичной сферолитовой структурой с пятнами метасферолитов; сферолиты нечетко индивидуализированы, обладают радиально-волокнистым строением и секториальным погасанием. Полосы сиреневого цвета неравномерно девитрифицированы в микрофельзитовый агрегат, в них наблюдаются тонкие бежевые линзы, отличающиеся большей раскристаллизованностью.

Исследование с помощью сканирующего электронного микроскопа показало, что в обоих случаях агрегаты, составляющие индивиды, представлены кварцем, санидином и редким рассеянным титаномагнетитом; поровое пространство частично заполнено мелкозернистым неоднородным агрегатом глинистого минерала. Поскольку химический состав обеих фаз практически одинаков, очевидно,

полосчатость риодацитов образовалась в результате ламинарного расслоения кислого расплава, обусловленного его неравномерной дегазацией.

Подводящий канал Сырын-Су, обнаженный на протяжении 0,3 км, вниз по простирацию суживается и после задернованного участка речной долины обнажается на правом ее склоне в виде дайки мощностью 5–7 м, края которой сложены черными смоляновидными риодацитами, а середина — более светлыми. Ниже по склону дайка выклинивается и далее не прослеживается. Возможно, один из бортов подводящего канала закрыт осыпью.

В черных смоляновидных риодацитах иногда можно наблюдать линзочки еще более стекловатых черных риодацитов, которые как бы свариваются одна с другой, образуя единую массу, но в других местах черные смоляновидные риодациты представляют собой однородную породу. Обращает на

себя внимание расщепление единого горизонта черных витрофиров на несколько языков, линзовидных прослоев, вздутий, которые внедряются в вышележащие риодациты, отрываясь от единого пласта. Все это свидетельствует о том, что пласт черных риодацитов был еще пластичным, когда поверх него формировались другие порции, быстро поступающие из подводных каналов. Подобное не могло бы происходить при образовании пирокластических потоков, наслаивающихся один на другой.

Таким образом, присутствие различных фьямме в толще кислых вулканитов лучше всего объясняется наличием в подводных каналах полос или струй в расплаве, которые могли затвердевать несколько раньше основной массы, поэтому при движении они разрывались с образованием характерных «размочаленных» концов. Неповсеместное распространение фьямме в толще свидетельствует о разном режиме истечения расплава из подводных каналов. В пользу подобного образования фьямме свидетельствуют их размеры — от нескольких миллиметров до 2–3 см и более, когда они образуют линзы до 20–30 см, что особенно типично для черных смоляновидных риолитов.

Не останавливаясь на структуре всей толщи вулканитов, подчеркнем, что падение «единиц» потоков или порций вулканитов везде направлено от краев к центру массива под значительными углами наклона, достигающими иногда 70°, и только в центральной части массива залегание становится горизонтальным. Это свидетельствует об одновременном с быстрым излиянием лав проседанием субстрата, что может указывать на неглубокое расположение магматического очага. Рельеф субстрата частично уже был выработан в позднем плиоцене, когда существовали долины основных рек.

Вышеописанный подводный канал в верховьях долины р. Сырын-Су в настоящее время — единственный достоверно установленный центр извержений позднеплиоценовых кислых вулканитов нагорья [Масуренков, 1961; Седенко, 1962; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973]. Вероятно, еще один подводный канал трещинного типа существовал в районе устья притока Чегема — р. Булунгу-Су, где проходит субширотный разлом, отделяющий толщу верхнеюрских пород от палеозойских кристаллических сланцев и гранитов. На наличие этого центра извержений указывают жилы черных смоляновидных риолитов, интродуцирующих светло-серые массивные риолиты низов толщи вулканитов на высоту до 30–40 м, а также обильное присутствие в породах разнообразных по составу и размеру (до 0,3–0,4 м) ксенолитов. На контакте с черными риолитами в светлых риолитах наблюдается корочка закалки, что свидетельствует об образовании жил черных риолитов в результате внедрения новой порции расплава.

Присутствие еще двух центров извержений можно предположить в северной части нагорья в долине р. Джунгу-Су, а также между горами Лакарги и Ворлан. В обоих случаях на это указывает почти вертикальная, веерообразно расходящаяся кверху ориентировка фьямме [Милановский, Короновский, 1973], а в последнем — еще и обнаруженные в вулканитах крупные обломки известняков, претерпевших высокотемпературные контактовые изменения [Газеев и др., 2006].

Обилие известняков в останцах вулканитов на правом борту р. Чегем — горах Кору, Гихи и Булунгу (рис. 6) — доказывает их распространение из предполагаемого центра в районе устья р. Булунгу-Су, а в юго-западной части основной толщи кислых вулканитов ксенолиты известняков отсутствуют. Расположение окатанных ксенолитов в виде гнезд свидетельствует в пользу того, что масса, в которой они находились, текла по поверхности, которая потом испытала проседание.

Формирование толщи кислых вулканитов. Образование огромной массы кислых вулканитов без перерывов в накоплении лучше всего объясняется извержением вскипевшего у выхода из жерла вулкана силикатного расплава, «кипение» которого было обусловлено характером фазового перехода сверхкритического водного флюида. Дело в том, что в геологии понятие «флюид» не имеет определенной характеристики, тогда как в физике под этим термином понимают фазовое сверхкритическое состояние вещества. В работе [Арсанова, 2019] показано, что растворимость воды, хотя и ограничена в силикатных расплавах, но при сверхкритическом состоянии она может смешиваться с ними в любых количествах. Также в работе Г.И. Арсановой высказано мнение о том, что вода в расплаве под кратером и на дневной поверхности, помимо растворенной в магме, может находиться в трех фазовых состояниях — сверхкритического флюида, газа и жидкости. Скорость подъема магмы во время извержений на территории Верхнечегемского нагорья могла опережать скорость фазового перехода, в результате чего некоторая часть сверхкритического водного флюида переходила в «перегретую» воду, а часть оставалась в виде флюида, снижая вязкость и увеличивая мобильность пенной массы.

Важно отметить, что флюид, возникнув выше критической точки, способен к быстрым изменениям, флуктуации, к так называемой самоорганизующейся критичности [Болл, 2008]. Вся эта подвижная, флюидизированная и диспергированная масса быстро устремляется по подводным каналам к поверхности, и этот процесс истечения идет непрерывно, пока не закончится расплав. Подчеркнем, что газ, принимающий участие в процессе флюидизации, преимущественно состоит из паров воды в надкритическом состоянии, т.е. при температуре выше +374 °С. Роль флюидов, именно

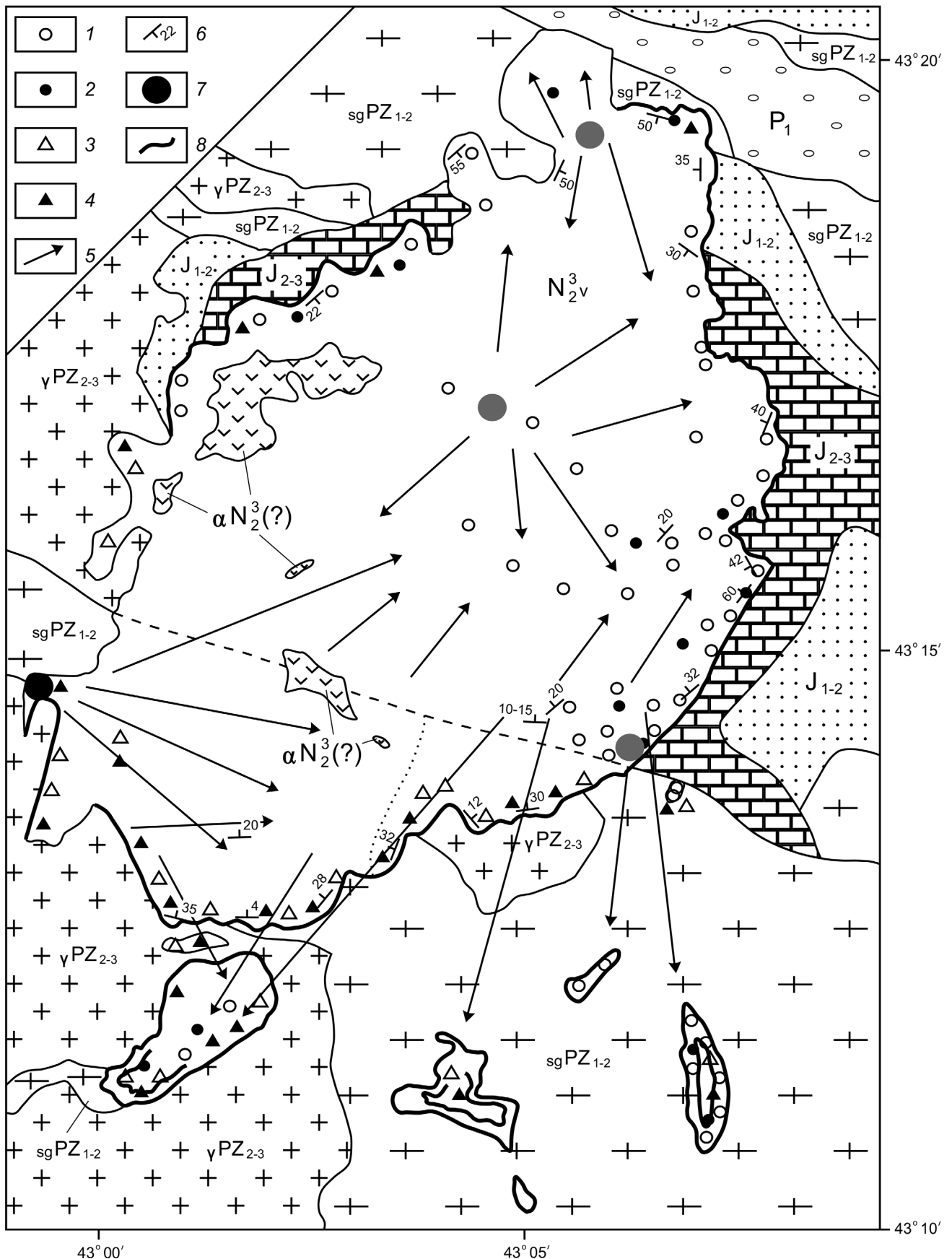


Рис. 6. Схема распределения ксенолитов в кислых вулканитах Верхнечегемского нагорья: 1 — ксенолиты известняков (J_{2-3}), 2 — ксенолиты терригенных пород (J_{1-2}), 3 — ксенолиты гранитов (γPZ_{2-3}), 4 — ксенолиты кристаллических сланцев ($sgPZ_{1-2}$), 5 — предполагаемое направление переноса вулканогенного материала, 6 — направление падения кислых вулканитов, 7 — центры извержений (черное — достоверные, серое — предполагаемые), 8 — черные смоляновидные риолиты и риодациты

флюидов, а не воды, при извержениях подробно описана в работе [Эндогенные..., 2018].

Картина непрерывного истечения высокоподвижной кислой магмы наблюдается в Верхнечегемском нагорье, в отличие от не связанного с ним огромного Нижнечегемского плато риолитовых и риодацитовых туфов, которые в некоторых местах можно отнести к спекшимся, т.е. к игнимбрикам.

Вертикальный разрез кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья, несмотря на отсутствие явных перерывов, демонстрирует около 12 различных по строению «единиц», которые в разных местах отличаются одна от другой, что указывает на разные центры извержений [Короновский, 1975; 1976]. Особенно подчеркнем разновысотное положение черных стекловатых риолитов и их фьямме, обычно считающихся максимально спекшимися игнимбриками, хотя такие же фьямме встречены в подводящих каналах и находятся в вертикальном залегании.

Можно предположить, что в формировании такого излияния кислой магмы важную роль мог играть кавитационный процесс. Известно, что в жидкости, в данном случае — расплав в смеси с флюидом, которая быстро поднимается в подводящих каналах, резко увеличивается количество газовых пузырьков за счет изменения фазового состояния флюида. При этом пузырьки схлопываются, вызывая огромное давление, происходит кавитация, которая способна разорвать, диспергировать риолитовую массу, превращая ее в пенистое состояние с очень высокой подвижностью, и вся масса течет под уклон местности. Процесс идет непрерывно, пока в очаге не иссякнет кислая магма.

Разрез кислых вулканитов нагорья однороден, они имеют низкую пористость и высокую (~2,4 г/см³) плотность, которая уменьшается только в самых верхних туфовых слоях, отделенных довольно четкой границей [Короновский, 1976]. В некоторых случаях структура основной массы пород на микроскопическом уровне схожа с пепловой

(рис. 3). Но именно такой структурный рисунок и может возникнуть после диспергирования расплава в процессе его быстрого излияния и последующего течения.

К уменьшению вязкости кислых магм при высоких *PT*-параметрах ведет добавка флюида, что на порядок снижает вязкость [Перчук, 1997; Граменицкий и др., 2000]. Во многих работах рассматривается динамика потока с высоковязкой магмой и образованием газозвеси, и в основу обычно закладывается фрагментация пузыристого расплава, чаще всего мгновенная [Слезин, Мельник, 1999].

Подчеркнем, что такой большой объем кислых вулканитов, испытавших, по-видимому, быстрое течение, должен был быть связан с несколькими подводящими каналами, имевшими достаточно большую ширину, что и наблюдается в канале Сырын-Су.

Разорванные части расплава — полосы, ленты и т.д. превращались сначала в линзы разной длины, а в дальнейшем и во фьямме, как в черные стекловатые, так и в более рыхлые серые. Вся эта диспергированная масса быстро истекла из каналов, а первые ее порции образовали смоляновидные черные риолиты, которые местами могут состоять из спаявшихся линзовидных фьямме.

Закключение. Верхнечегемский массив кислых вулканитов мощностью 2,0–2,2 км, по нашему мнению, образовался в течение очень короткого промежутка времени в результате извержения высокоподвижной флюидизированной массы, а не в результате схода пирокластических потоков. Иными словами, эти породы не относятся к игнимбрикам, т.е. к спекшимся туфам. Такое предположение можно хорошо показать на примере строения Нижнечегемского покрова, расположенного севернее, но не смыкающегося непосредственно с Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессией, а обладающего другим строением и, возможно, возрастом образования, предметом чего будет следующая статья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсанова Г.И. Роль воды в вулканизме // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 69–80.

Болл Ф. Критическая масса. Как одни явления порождают другие. М.: Гелеос, 2008. 528 с.

Газеев В.М., Задов А.Е., Гурбанов А.Г. и др. Редкие минералы Верхнечегемской кальдеры (в ксенолитах скарнированных известняков из игнимбриков) // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2006. Т. 6, № 1. С. 18–27.

Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с.

Короновский Н.В. Флюидлипариты Верхнечегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 2. С. 447–450.

Короновский Н.В. К проблеме игнимбриков // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, вып. 5. С. 106–120.

Короновский Н.В. Строение базального горизонта риолитовой толщи и его происхождение (Северный Кавказ, Верхний Чегем) // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9, № 1. С. 6–16.

Короновский Н.В., Лебедев-Зиновьев А.А. Строение дайки в долине р. Сарын-Су (Верхнечегемское вулканическое нагорье, Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 56–64.

Короновский Н.В., Попов В.С., Николаенко Ю.С. Геология кислых лав и проблема происхождения игнимбриков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1982. № 5. С. 26–35.

Курчавов А.М. Проблемы диагностики и петрогенезиса игнимбритов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 1–10.

Ляtifова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ): Автореф. канд. дисс. М., 1993. 25 с.

Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 6. С. 51–67.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд. АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ; вып. 51). 132 с.

Милановский Е.Е., Каминский Ф.В., Седенко С.М. Геологическое строение и история формирования Верхнечегемского вулканического нагорья // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. № 3. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 362–396.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.

Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Башильский вал — позднеплейстоценовая экструзия в кальдере Верхнего Чегема (Северный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 28–35.

Пафенгольц К.Н. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа, лакколлитов Пятигорья и гранитов Главного хребта // Мат-лы по геологии европейской территории СССР. Сб. ВСЕГЕИ. Л.: Госгеолтехиздат, 1956.

Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросовский образ. журн. 1997. № 6. С. 56–63.

Седенко С.М. К вопросу о происхождении эффузивов Верхне-Чегемского нагорья // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 10. Ставрополь: Ставропольское книж. изд-во, 1962. С. 76–80.

Слезин Ю.Б., Мельник О.Э. Динамика газопирокластического извержения вулкана с высоковязкой магмой // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 3–12.

Устиев Е.К., Джигаури Д.Г. Спекшиясы туфы вардзийской формации (Южная Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 3–16.

Эндогенные рудоносные брекчиевые образования. Методические рекомендации по выявлению эндогенных брекчиевых образований различных генетических типов и оценке их потенциальной рудоносности применительно к задачам Госгеолкарт. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. 104 с.

Brown R.J., Andrews G.D.M. Deposits of pyroclastic density currents. // The Encyclopedia of Volcanoes, Second Ed. Academic Press, 2015. P. 631–648.

Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A.G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurtta Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 134. P. 377–391.

Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2,8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // J. Volcanology and Geothermal Res. 1993. Vol. 57, Iss. 1–2. P. 85–124.

Milanovsky E.E. Origin and development of ideas on Pliocene and Quaternary glaciations in northern and eastern Europe, Iceland, Caucasus and Siberia // History of Geomorphology and Quaternary Geology // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2008. Vol. 301. P. 87–115.

Sparks R.S.J., Self S., Walker G.P.L. Products of ignimbrite eruptions // Geology. 1973. Vol. 1. P. 115–118.

Van Husen D. Geological processes during the Quaternary // Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft. 2000. Vol. 92. P. 135–156.

Van Husen D., Reitner J. An outline of the quaternary stratigraphy of Austria // Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Sci. J. 2011. Vol. 60. P. 366–387.

Поступила в редакцию 30.12.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 551.24+552.4 (470.5)

А.В. Тевелев¹, А.А. Борисенко², М.И. Ерохина³, С.С. Попов⁴,
И.А. Кошелева⁵, Ю.А. Гатовский⁶

ПРИЗНАКИ ПОЛИХРОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В МИКРОСТРУКТУРАХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАТАВСКО-ЮРЮЗАНСКОЙ ЗОНЫ ТРАНСПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Катав-Ивановская зона транспрессии испытала по крайней мере два этапа тектонических деформаций, а последовательность деформаций была примерно одинаковой в пределах всей зоны — от Бакало-Саткинского разлома на юге до Сулеймского на севере. Выделены три этапа формирования парагенезов. Парагенезы первого и второго этапов образовались в обстановке чистого сдвига, а парагенезы третьего этапа — в обстановке простого сдвига. В парагенезах первого этапа присутствуют стилолитовые швы (S_1), параллельные напластованию, и минеральные жилы (V_1). Парагенезы второго этапа объединяют стилолитовые швы (S_2), минеральные жилы (V_2) и межзерновой кливаж (S_2). В парагенезах третьего этапа выделены сланцеватость (S_3), милониты (S_3), катаклазиты, слюдяные пакеты (SC-текстуры) и структуры вращения порфириобластов.

Ключевые слова: структурные парагенезы, структурный анализ, микроструктуры, микростилолиты, минеральные жилы, межзерновой кливаж, SC-текстуры, Южный Урал.

The Katav-Ivanovsk transpression zone experienced at least two stages of tectonic deformations, and the sequence of deformations was approximately the same throughout the entire zone — from the Bakal-Satka fault in the south to the Suleimsky fault in the north. Three stages of the formation of parageneses were identified. The parageneses of the first and the second stages were formed in a pure shear environment, and the paragenesis of the third stage — in a simple shear environment. There are stylolites (S_1) parallel to bedding, and mineral veins (V_1) in the paragenesis of the first stage. Paragenesis of the second stage combines stylolites (S_2), mineral veins (V_2) and intergranular cleavage (S_2). In paragenesis of the third stage were distinguished schistosity (S_3), milonites (S_3), cataclasites, mica packets (SC-textures), and the rotation structures of porphyroblasts.

Key words: structural parageneses, structural analysis, microstructures, microstylolites, mineral veins, intergranular cleavage, SC-textures, South Urals.

Введение. Катавско-Юрюзанская зона правосторонней транспрессии отделяет основное поле развития рифейских комплексов Башкирской мегазоны от расположенного северо-западнее клина Западноуральской мегазоны внешней складчатости и Сулеймановской антиклинали (рис. 1).

Считается, что Катавско-Юрюзанская зона с юго-востока ограничена Бакало-Саткинским взбросо-сдвигом, а с северо-запада — Сулейнским взбросо-сдвигом [Тевелев и др., 2018] и сложена исключительно рифейскими комплексами. Вместе с тем последние исследования показывают, что

обстановка транспрессии захватывает и приразломную зону клина Западноуральской мегазоны внешней складчатости, на которую надвинут Первомайско-Айский пакет пластин, выдавленный из зоны Сулейнского взбросо-сдвига на северо-запад (рис. 1, Б). Пакет представляет собой серию чередующихся мелких чешуй, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнедевонских до франских включительно и надвинутых на битуминозные фаменские известняки зилимской серии, т.е. представляет собой параллохтон. На серию девонских пластин, в свою очередь,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* atevelev@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail:* borsanya@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail:* marie.erokhina@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* sspopovgeol@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. инженер, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* foxalbit@rambler.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, ст. науч. с.; *e-mail:* ustas62@bk.ru

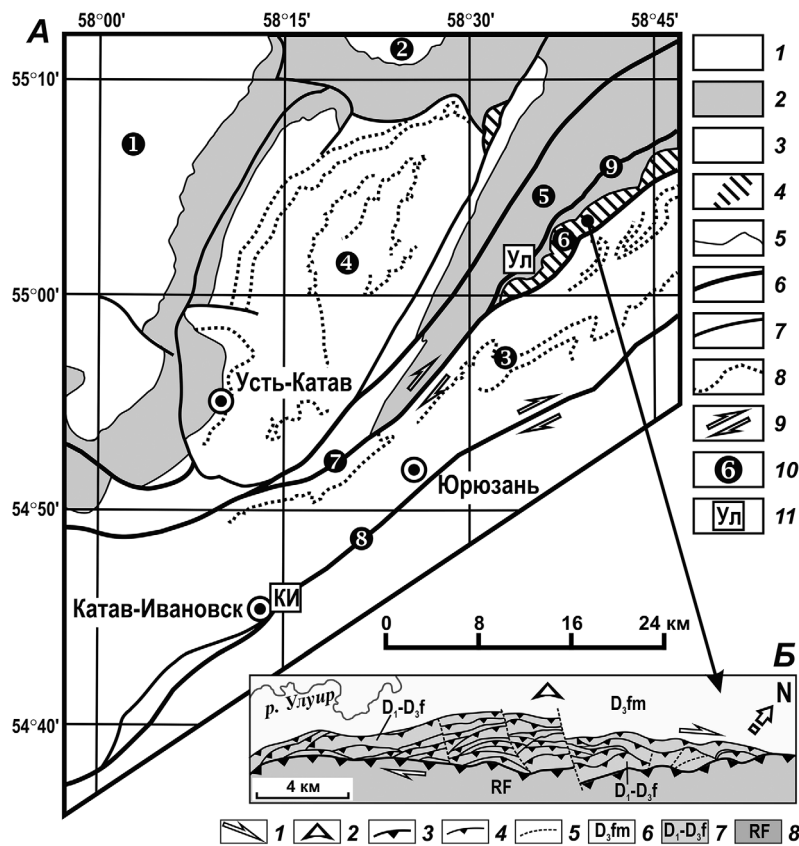


Рис. 1. Структурная схема района Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии (А): 1 — верхнепалеозойские комплексы Предуральского краевого прогиба; 2 — девонско-раннекаменноугольные комплексы чехлы Восточно-Европейской платформы и Западноуральской мегазоны внешней складчатости; 3 — рифейские комплексы Башкирской мегазоны; 4 — пакеты маломощных надвиговых пластин; 5 — стратиграфические границы; 6, 7 — разрывы: 6 — главные, 7 — второстепенные; 8 — маркирующие горизонты в рифейских комплексах Катавско-Юрюзанской зоны; 9 — правые сдвиги; 10 — номера структурных элементов: 1, 2 — впадины Предуральского краевого прогиба: 1 — Симская, 2 — Юрюзано-Сылвинская; 3 — Катавско-Юрюзанская зона; 4 — Сулеймановская антиклиналь; 5 — Западноуральская мегазона внешней складчатости; 6 — Первомайско-Айский пакет надвигов; 7–9 — правые взбросо-сдвиги: 7 — Сулейнский, 8 — Бакало-Саткинский, 9 — Улуирский; 11 — изученные объекты: Ул — Улуирский, КИ — Катав-Ивановский.

Айский участок Первомайской зоны транспрессии (по материалам геологосъемочных работ, проведенных в 1983 г. Ф.А. Пискуновым и др., с изменениями) (Б): 1 — направление смещения по генеральному сдвигу, 2 — вергентность пакета надвигов, 3 — генеральный сдвиг-надвиг, 4 — надвиги северо-западной вергентности, 5 — прочие разрывы, 6 — фаменские известняки автохтона, 7 — нижнедевонско-франские карбонатно-терригенные комплексы аллохтона, 8 — рифейские комплексы аллохтона

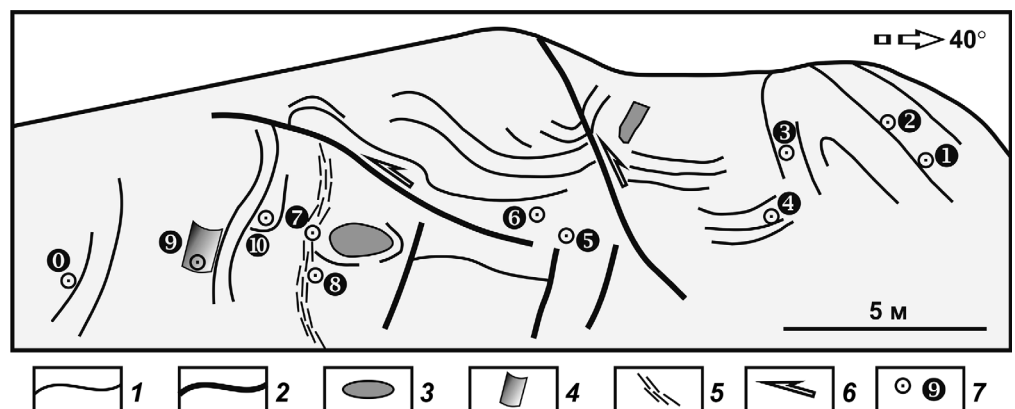
надвинуты аллохтонные пластины, сложенные верхнерифейскими отложениями. Деформационные микроструктуры Сулейнского взбросо-сдвига были изучены в известняках зилимской серии в Улуирском карьере у д. Мурсалимкино, который находится в пределах южного выклинивания Западноуральской мегазоны внешней складчатости.

В зоне Бакало-Саткинского разлома подобные структуры неизвестны. Разлом разделяет блоки, сложенные рифейскими свитами, которые наиболее интенсивно дислоцированы именно в зоне разлома (рис. 2). Деформационные микроструктуры были изучены в районе г. Катав-Ивановск, в терригенно-карбонатных породах (преимущественно в доломитах) зигазино-комаровской свиты среднего рифея.

Материалы и методы исследования. Структурные исследования проводились на трех уровнях. На макроуровне исследованы крупные складки, на мезоуровне — зеркала скольжения, структуры будинажа, системы кулисных жил. Микроструктурный анализ основан на изучении в шлифах микротекстур растяжения (минеральные жилы), микротекстур сжатия (межзерновой кливаж, стилолитовые швы) и микротекстур сдвига (порфиробласты, слюдяные пакеты). Некоторые шлифы были взяты ориентированными, но большая их часть не ориентирована.

Микротекстуры растяжения представлены минеральными жилами заполнения нескольких типов, выполненными кальцитом разной степени раскристаллизованности, часто образующими

Рис. 2. Схема деформационных элементов зигазино-комаровской свиты (объект Катав-Ивановск) [Тевелев и др., 2019б]: 1 — маркирующие пластины; 2 — разрывы; 3 — обломки известняков; 4 — фрагмент складки гофрировки с крутым шарниром, выпуклой на северо-запад; 5 — зона расланцевания; 6 — направление смещения висячих крыльев разрывов; 7 — точки замеров элементов залегания: номер — азимут и угол падения (0 — $180 \angle 65$, 1 — $140 \angle 55$, 2 — $140 \angle 60$, 3 — $80 \angle 85$, 4 — $270 \angle 30$, 5 — $190 \angle 80$, 6 — $210 \angle 80$, 7 — $235 \angle 55$, 8 — $240 \angle 70$, 9 — $205 \angle 70$, 10 — $195 \angle 85$)



1 — $140 \angle 55$, 2 — $140 \angle 60$, 3 — $80 \angle 85$, 4 — $270 \angle 30$, 5 — $190 \angle 80$, 6 — $210 \angle 80$, 7 — $235 \angle 55$, 8 — $240 \angle 70$, 9 — $205 \angle 70$, 10 — $195 \angle 85$)

густую сеть (рис. 3). Минеральные жилы замещения встречаются реже. Наиболее распространены простые незональные жилы толщиной от 5 мкм и более, однако информативные в смысле определения направления растяжения жилы имеют толщину на порядок больше — 50 мкм и более. Эти жилы выполнены мелкозернистым, слабоструктурированным кальцитом, причем степень структурированности заполнения обычно повышается с увеличением толщины жил. Вместе с тем среди относительно мощных жил встречаются и незональные разности с крупными (до 1 мм) кристаллами кальцита. Кальцит в этих жилах часто бывает вторично раздробленным, причем зоны катаклазированного кальцита образуют полосы внутри жил (рис. 4). Такого рода жилы формировались, видимо, при высокой скорости раскрытия, а впоследствии кальцит в них подвергся хрупкой деформации.

Среди зональных жил толщиной более 50 мкм выделено несколько типов. К *1-му типу* относятся жилы с мелкозернистыми зальбандами толщиной около 5 мкм, возможно, представленными кварцем, со неструктурированным заполнением, часто представленным единым протяженным кристаллом кальцита (рис. 5). Эти жилы также формировались в два приема: первоначально, вероятнее всего, они представляли собой маломощные жилы общего растрескивания, а затем быстро раскрывались и заполнялись неструктурированным материалом.

Зональные жилы *2-го типа* тоже имеют мелкозернистые зальбанды, но при этом выполнены параллельно ориентированными удлиненными кристаллами кальцита (рис. 6). Их формирование предполагает относительно медленное раскрытие, при котором кристаллы кальцита росли в направлении растяжения.

Микротекстуры сжатия представлены межзерновым кливажем и стилолитовыми швами, которые возникают за счет растворения вещества под

действием сжатия. Наиболее распространенные микротекстуры сжатия в изученных объектах — *стилолитовые швы* (рис. 7), которые наблюдались даже в песчаниках. Стилолитовые швы сложены темным глинистым или глинисто-углистым материалом, обычно они имеют фестончатую или неправильную форму, в отдельных случаях прерывисты, реже веерообразно ориентированы. Толщина стилолитовых швов 5–10 мкм (в наиболее четко выраженных — до 20 мкм), амплитуда выступов колеблется от 20 до 200 мкм, а длина волны (расстояние между гребнями) составляет около 200 мкм. При этом длина волн стилолитов в известняках приблизительно в 2 раза больше, чем в кварцито-песчаниках (около 100 мкм). Поскольку все замеры сделаны в шлифах, реальные значения амплитуды и длины волн могут несколько отличаться от приведенных. Морфология стилолитовых швов неправильная, реже фестончатая.

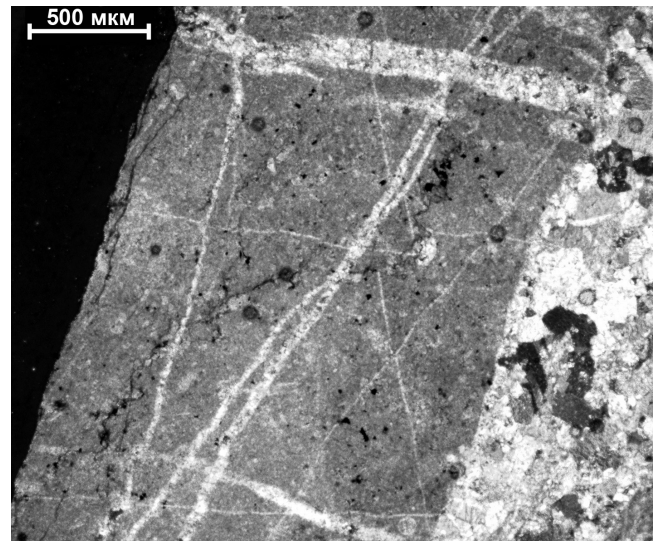


Рис. 3. Сеть минеральных жил, преимущественно незональных. Справа — фрагмент слабозональной жилы. Фото шлифов А.А. Борисенко и М.И. Ерохиной

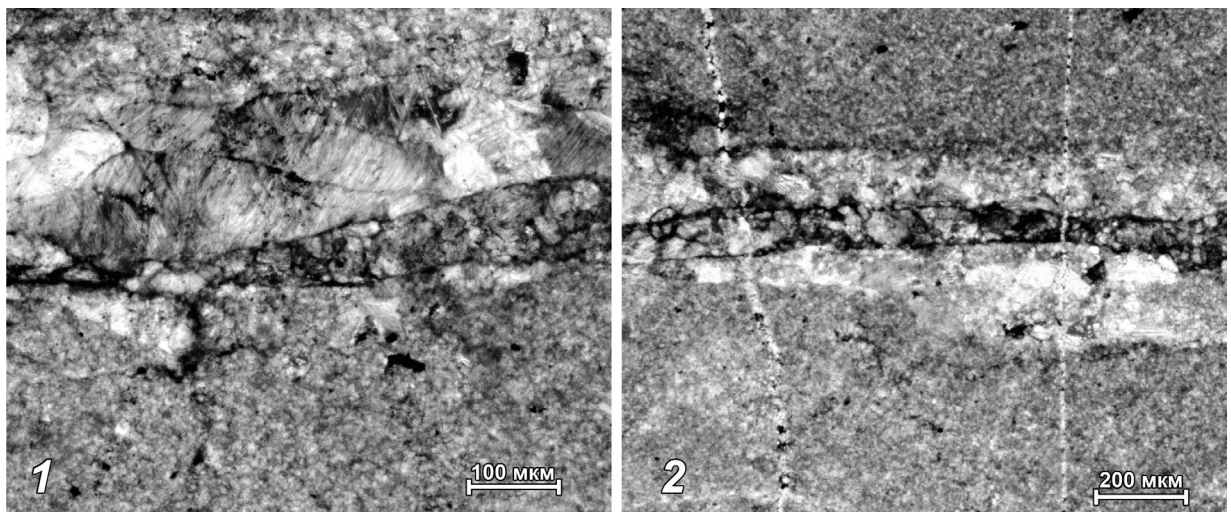


Рис. 4. Неструктурированная кальцитовая жила с зоной катаклаза толщиной 0,1 мм: 1 — зона катаклаза в зальбанде; 2 — зона катаклаза в середине жилы

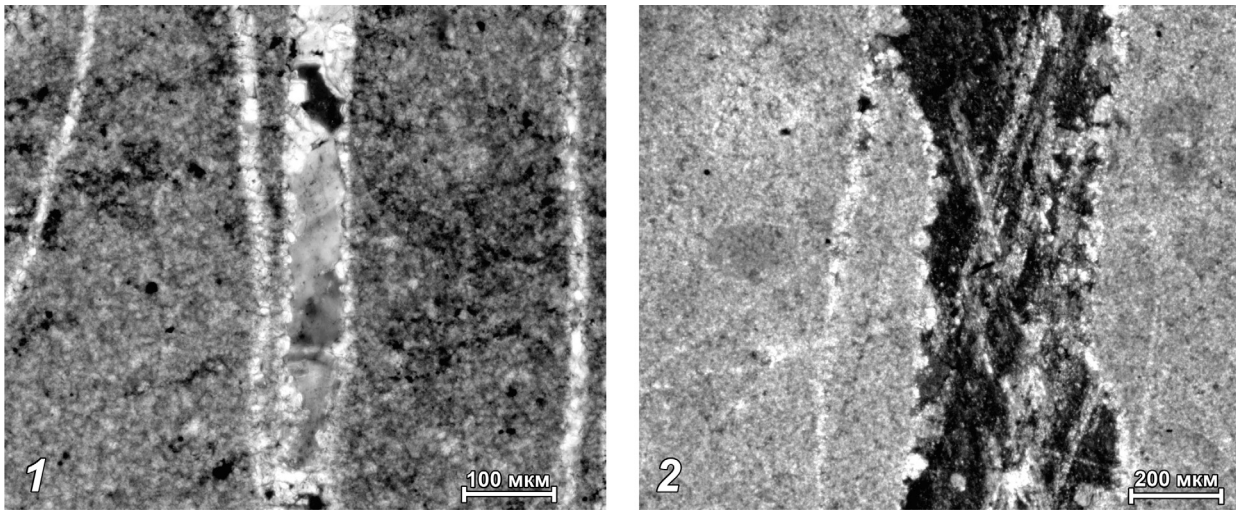


Рис. 5. Зональные кальцитовые жилы 1-го типа: 1 — с неструктурированным заполнением, 2 — выполненная единым кристаллом кальцита

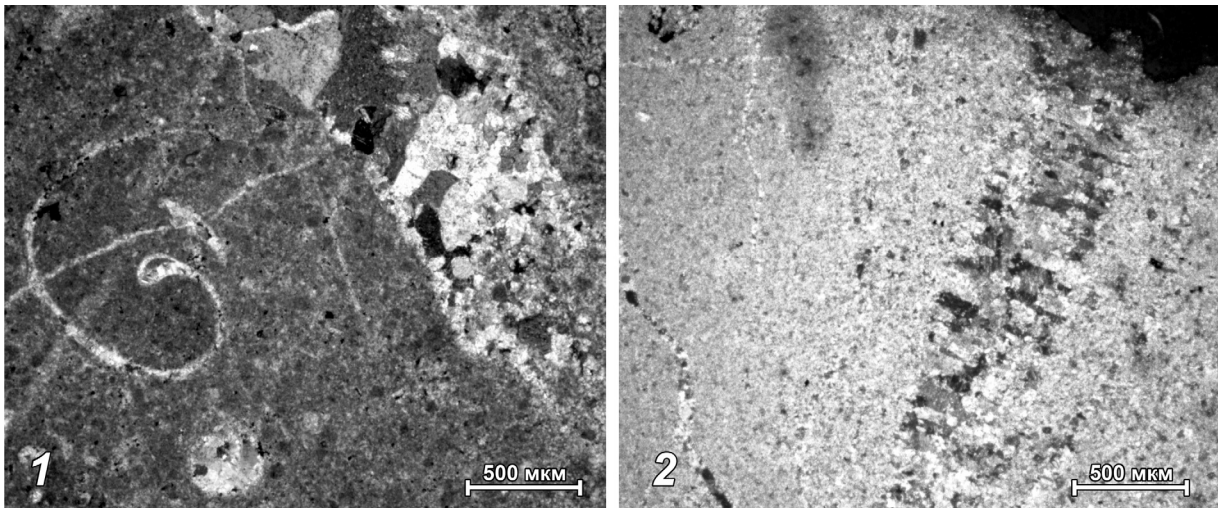


Рис. 6. Кальцитовые жилы с удлинёнными кристаллами кальцита, ориентированными в одном направлении: 1 — зональная жила заполнения, 2 — жила замещения

В некоторых из них довольно отчетливо проявлена фрактальная геометрия.

По большей части стилолитовые швы параллельны поверхностям твердого дна, т.е. возникли вследствие давления вышележащих толщ. Вместе с тем отдельные стилолитовые швы имеют иную ориентировку.

В единичных шлифах встречены участки прерывистого межзернового кливажа агрегатного типа [Кирмасов, 2011]. Обычно кливаж редкий, реже частый, шаговый, т.е. собранный в отдельные полосы частого анастомозного кливажа шириной 150–200 мкм при соотношении кливажных зон и микролитонов от 10 до 30% (рис. 8). В редком кливаже это соотношение не более 1–2%. Кливажные зоны имеют толщину 2–10 мкм и относятся к типу извилистых, волнистых, сложены глинистым материалом, вероятно, с долей оксидов железа. Переход между кливажными зонами и микролитонами резкий. В терригенных разностях зоны анастомозного кливажа обычно приурочены к

контактам относительно более крупнозернистых и мелкозернистых участков.

Результаты исследований и их обсуждение. Задачей микроструктурного анализа было выделение деформационных парагенезов и определение последовательности их формирования. В структурный парагенез объединены элементы-индикаторы чистого сдвига (удлинения–укорочения), простого сдвига (скашивания). В качестве индикаторов укорочения рассматривались микротекстуры сжатия (кливаж, стилолиты), в качестве индикаторов удлинения — текстуры растяжения (минеральные жилы), а в качестве индикаторов скашивания — микросколы, смещающие структурные элементы ранних этапов, слюдяные пакеты, структуры вращения порфиробластов, сланцеватость и т.д.

Ранний структурный парагенез чистого сдвига в изученных породах Улуирского участка состоит из трех элементов — стилолитов и ортогональных к ним минеральных жил заполнения и замещения (рис. 9). Как правило, волосяные жилы толщиной

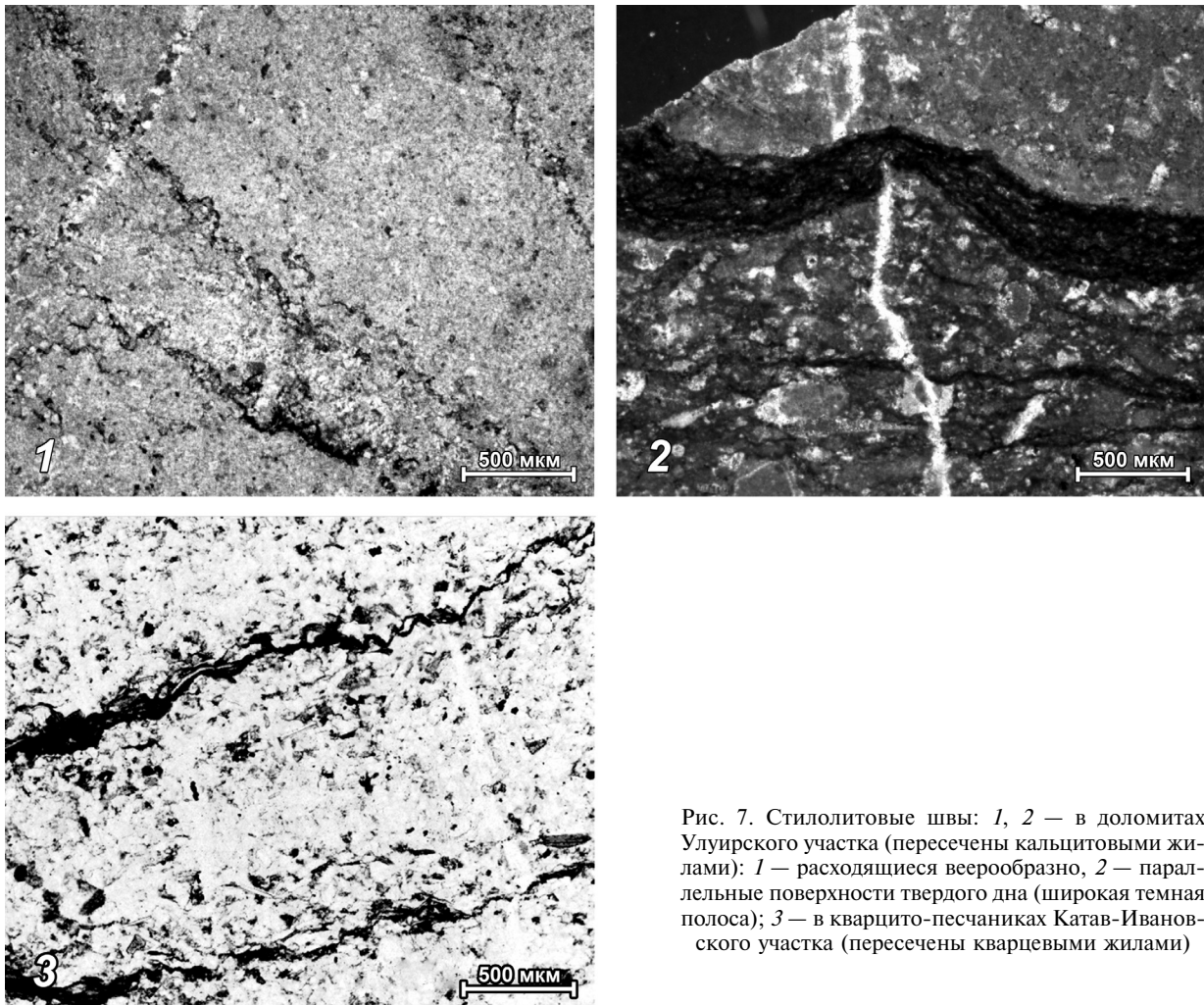


Рис. 7. Стиллитовые швы: 1, 2 — в доломитах Улуирского участка (пересечены кальцитовыми жилами): 1 — расходящиеся веерообразно, 2 — параллельные поверхности твердого дна (широкая темная полоса); 3 — в кварцито-песчаниках Катав-Ивановского участка (пересечены кварцевыми жилами)

до 10 мкм не пересекают хорошо выраженных стиллитовых швов, «застревая» в разделяемых стиллитами блоках. Более мощные жилы (40–50 мкм) практически всегда пересекают стиллитовые швы, особенно, если это зональные, синтаксиальные жилы с выраженными залбандами, т.е. жилы, отвечающие более высокой скорости деформации; то же касается и минеральных жил замещения.

Поскольку в этом парагенезе стиллитовые швы параллельны поверхностям твердого дна, их возникновение, вероятнее всего, связано диагенетическому уплотнению карбонатных пород. Ортогональные им минеральные жилы возникли уже позднее, после полной литификации, и отражают, видимо, образование контракционных трещин, возникших в том же поле напряжений — вертикального сжатия и горизонтального растяжения, которое вызвано весом вышележащих пород. Таким образом, описанный парагенез самый ранний, образованный до начала тектонических деформаций, соответствующий ему этап деформации обозначим индексом D_1 .

Поздний структурный парагенез чистого сдвига на Улуирском участке включает в себя стиллитовые швы и минеральные жилы 2-й генерации, сформированные в поле напряжений, ориенти-

рованным под углом около 60° к полю напряжений раннего парагенеза. В участках проявления позднего парагенеза ранние стиллитовые швы интенсивно деформированы, а поздние стиллитовые швы расположены круто по отношению к ним и параллельно ранним минеральным жилам (рис. 10). Деформации, соответствующие этому парагенезу, обозначим индексом D_2^Y .

Поздний структурный парагенез чистого сдвига на Катав-Ивановском участке (рис. 11) включает в себя частый межзерновой кливаж (S_2), анастомозный в зонах сгущения, и ортогональные ему кварцевые жилы (V_2) толщиной 100 мкм. Кливаж сечет почти под прямым углом стиллитовые швы раннего парагенеза (S_1). Деформации, соответствующие этому парагенезу, обозначим индексом D_2^K .

Исходя из общих соображений и сходства проявления деформаций можно с некоторой долей условности предположить, что деформации D_2^Y и D_2^K примерно одновозрастны. Это предположение косвенно подтверждается тем, что деформации простого сдвига, как будет показано далее, проявились после описанных на обоих участках. Следует, правда, учитывать, что ранее [Тевелев и др., 2018] при анализе мезоструктурных элементов Катавско-Юрюзанской зоны нами было показано,

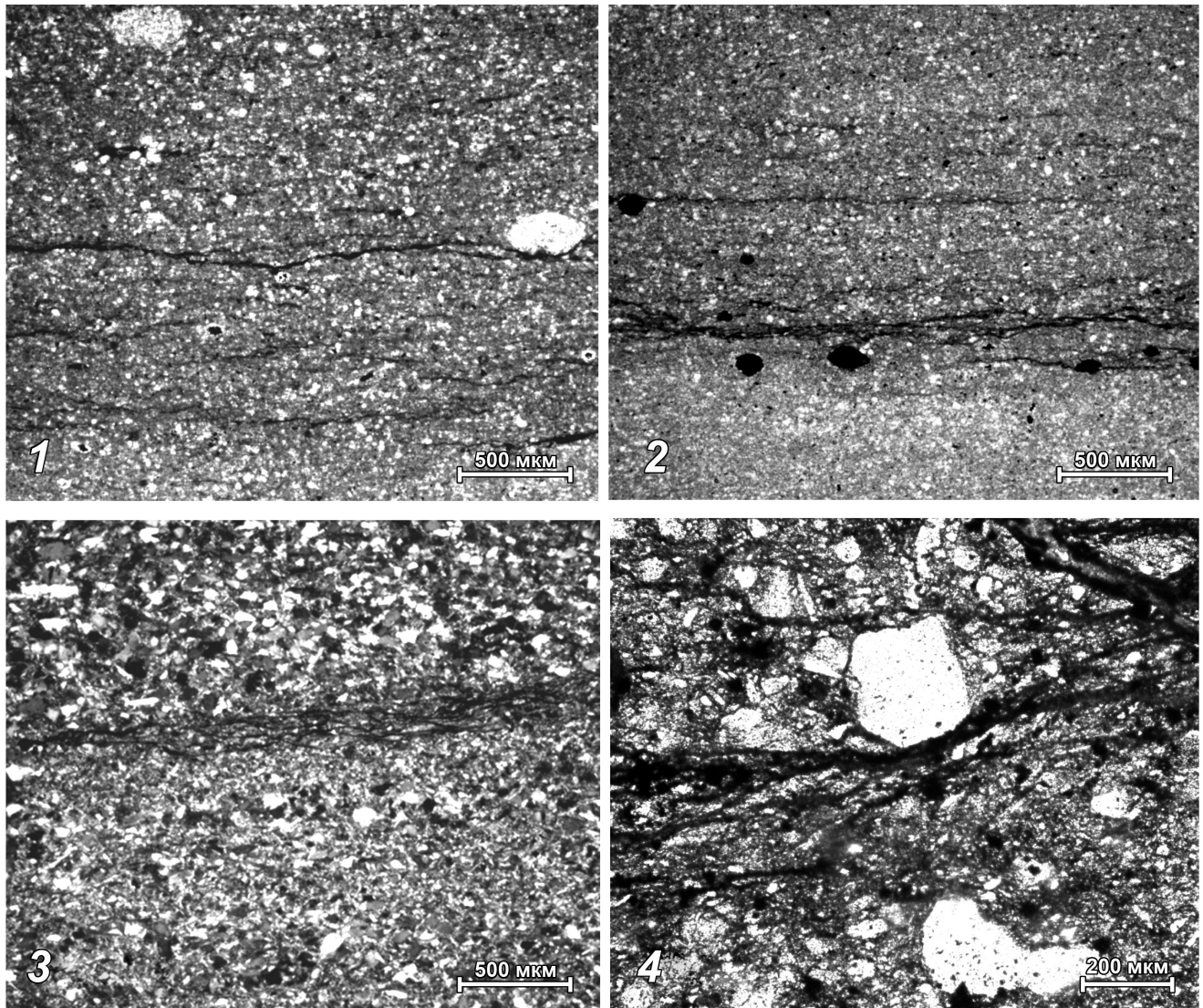


Рис. 8. Межзерновой кливаж: 1, 2 — в доломитах Улуирского участка (1 — частый, извилистый, местами анастомозный, 2 — резкий шаговый, анастомозный на участке сгущения); 3, 4 — в породах Катав-Ивановского участка (3 — дискретный, анастомозный в алевропесчаниках, 4 — грубый, ветвящийся в песчаниках)

что правосдвиговые парагенезы проявлены непосредственно в пределах локальных зон разломов, а в удаленных от граничных разломов блоках преобладали парагенезы сжатия–растяжения.

Структурные парагенезы простого сдвига на обоих участках, вероятно, наиболее поздние (D_3), поскольку составляющие их структурные элементы секут все структурные элементы парагенезов чистого сдвига. В состав структурного парагенеза в доломитах Улуирского участка входят микросколы, параллельные стилолитовым швам позднего парагенеза чистого сдвига + SC-текстуры по кальцитовым жилам раннего парагенеза + микрозоны катаклаза (рис. 12).

Соотношение с парагенезами чистого сдвига определяется несколькими факторами. Во-первых, оказываются деформированными с образованием SC-текстур кальцитовые жилы этапа D_1 , параллельные стилолитовым швам этапа D_2 . Последовательность деформаций хорошо видна на рис. 12 слева: этап D_1 — стилолиты S_1 + жилы V_1 ; этап

D_2 — стилолиты S_2 , поперечные стилолитам S_1 ; этап D_3 — деформация жил V_1 тангенциальными напряжениями, параллельными оси растяжения этапа D_2 . Те же тангенциальные напряжения могут быть реализованы в виде трещин микросколов (рис. 12, справа).

На Катав-Ивановском участке деформации D_3 выражены интенсивнее, но по-другому, чем на Улуирском участке. В структурный парагенез простого сдвига здесь входят сланцеватость, слюдяные пакеты, структуры вращения порфиробластов, милониты, катаклазиты, птигматитовые жилы (рис. 13). Сланцеватость в породах Катав-Ивановского участка проявлена локально в виде отдельных линзовидных зон. Слюдяные пакеты мощностью до 200 мкм чаще появляются по границам кварцевых жил, т. е. на контактах двух сред с существенно разной реологией. Микрозоны милонитов имеют линзовидную форму и мощность 250–300 мкм, как правило, они с обеих сторон сопровождаются зонами катаклазитов (микробрек-

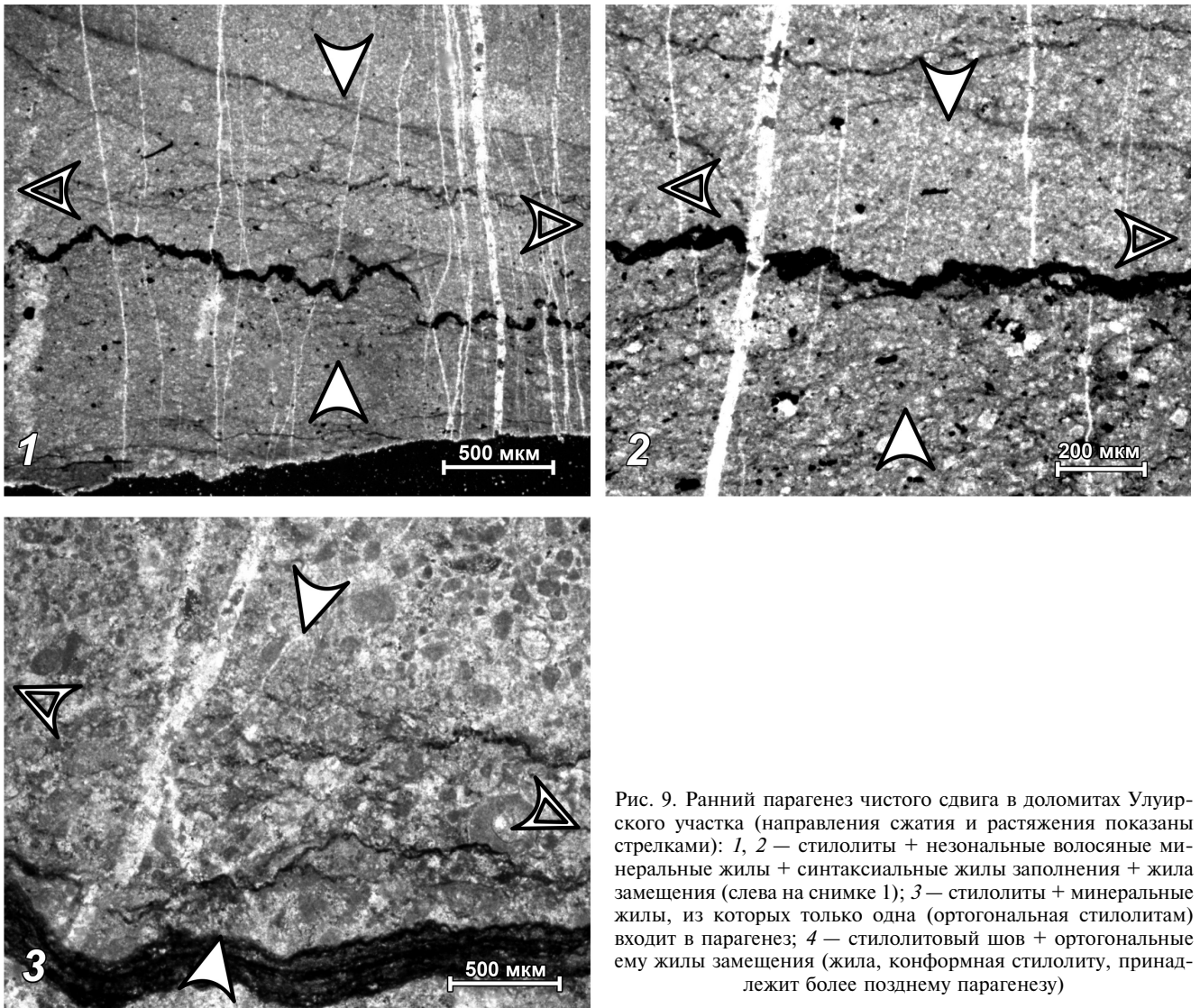


Рис. 9. Ранний парагенез чистого сдвига в доломитах Улуирского участка (направления сжатия и растяжения показаны стрелками): 1, 2 — стилолиты + незональные волосяные минеральные жилы + синтаксиальные жилы заполнения + жила замещения (слева на снимке 1); 3 — стилолиты + минеральные жилы, из которых только одна (ортогональная стилолитам) входит в парагенез; 4 — стилолитовый шов + ортогональные ему жилы замещения (жила, конформная стилолитам, принадлежит более позднему парагенезу)

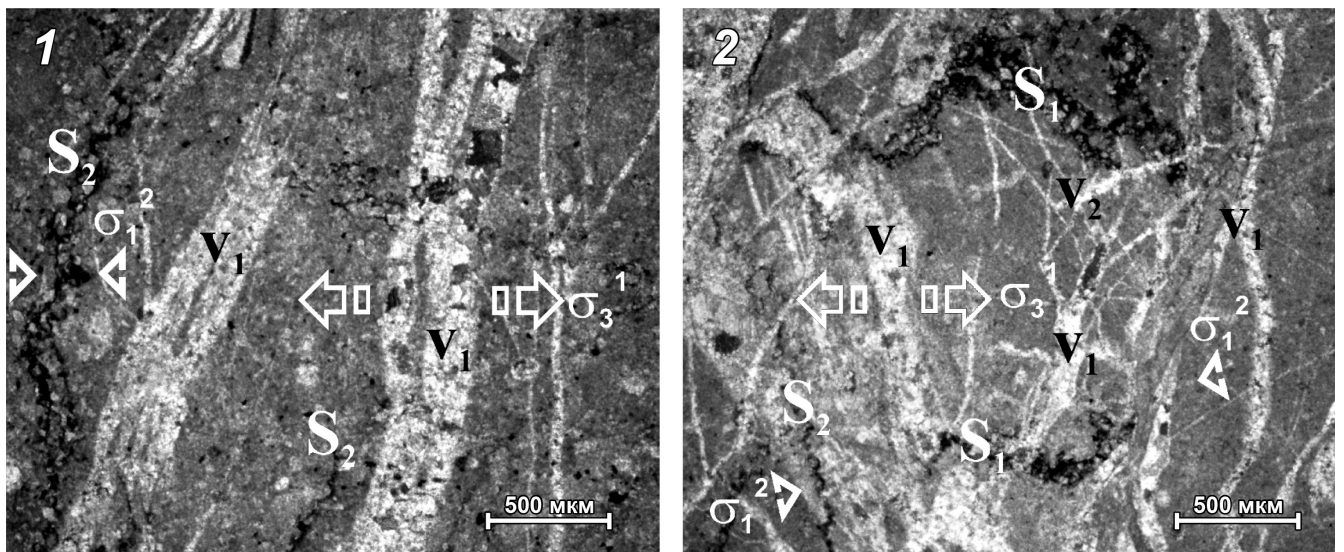


Рис. 10. Структурные элементы раннего и позднего парагенезов чистого сдвига в доломитах Улуирского участка (S_1 — стилолиты раннего парагенеза, S_2 — стилолиты позднего парагенеза, V_1 — жилы раннего парагенеза, V_2 — жилы позднего парагенеза, σ_1^2 — направление максимального напряжения (сжатие) позднего этапа, σ_3^1 — направление минимального напряжения (растяжение) раннего этапа): 1 — стилолитовый шов позднего парагенеза, почти параллельный минеральным жилам раннего парагенеза, 2 — интенсивно деформированные стилолитовые швы + минеральные жилы раннего парагенеза и недеформированные стилолитовые швы, а также минеральные жилы позднего парагенеза

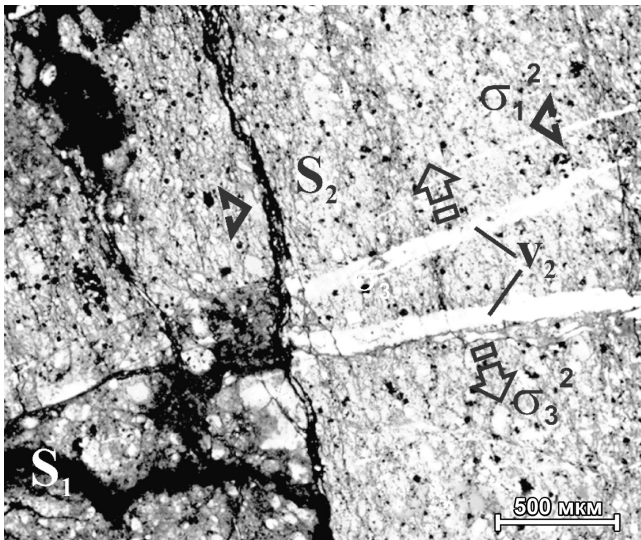


Рис. 11. Поздний структурный парагенез Катав-Ивановского участка: межзерновой кливаж частый, в зоне сгущения — анастомозный (S_2) + кварцевые жилы (V_2), ориентированные ортогонально ему. Слева внизу фрагмент стилолитового шва раннего этапа (S_1). Направление напряжений сжатия и растяжения показано так же, как на рис. 10

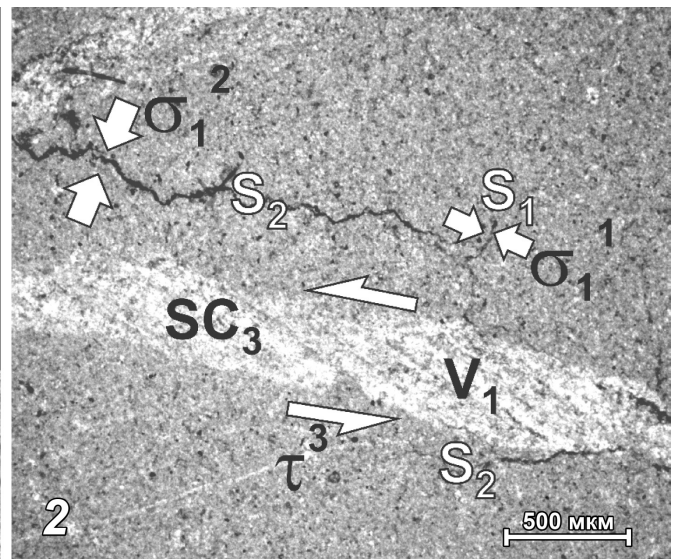
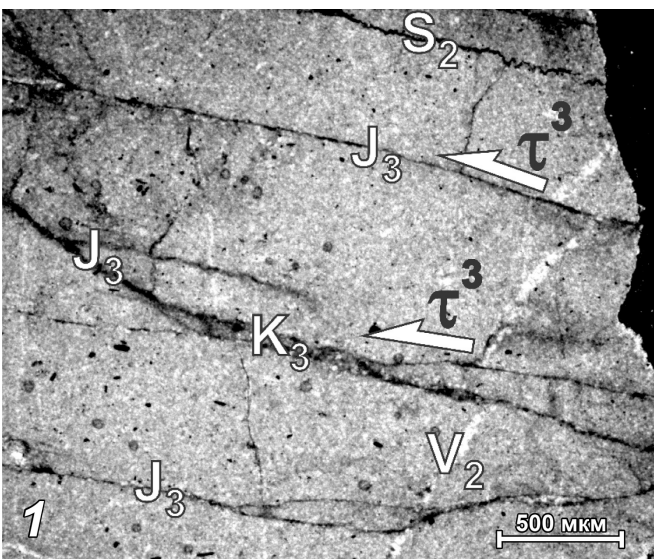


Рис. 12. Структурные элементы парагенезов чистого и простого сдвига в доломитах Улуирского участка (1, 2). Структурные элементы раннего парагенеза чистого сдвига: S_1 — стилолиты, V_1 — жилы, σ_1^1 — максимальное напряжение (сжатие); то же позднего парагенеза чистого сдвига S_2 — стилолиты, V_2 — жилы, σ_1^2 — максимальное напряжение (сжатие); парагенеза простого сдвига: J_3 — трещины скола, K_3 — микробрекчии зоны присдвигового растяжения, SC_3 — SC-текстуры, τ_3 — тангенциальные напряжения

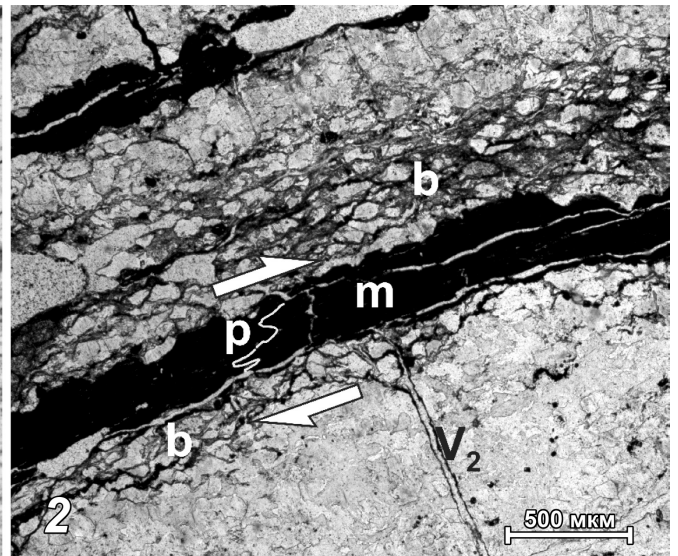
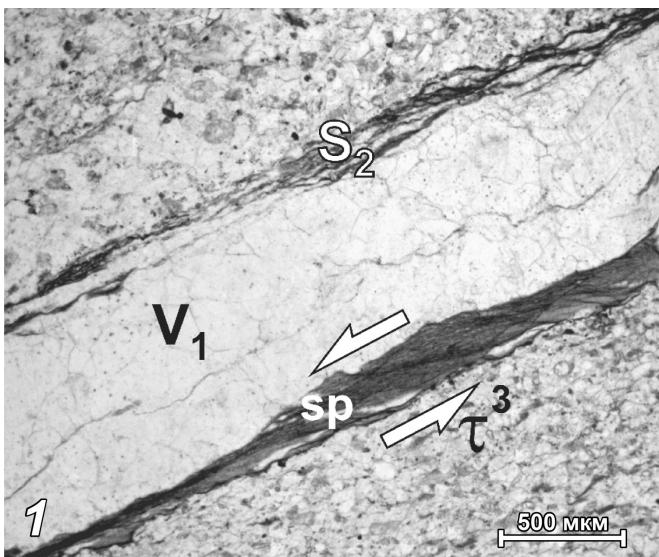


Рис. 13. Структурные элементы парагенезов чистого и простого сдвига в Катав-Ивановском участке: 1 — этап деформаций D_1 ; V_1 — синтаксиальная кварцевая жила с четким сутурным швом; 2 — этап D_2 : S_2 — кливаж; этап D_3 : sp — слюдяные пакеты, m — милониты, b — катаклазиты (микробрекчии), p — птигматитовая жила

чий). Волосяные кварцевые жилы, пересекающие микрзоны милонитов, бывают смяты в мельчайшие асимметричные птигмативные складки, осевые поверхности которых параллельны границам зон.

Заключение. Анализ микроструктурных парагенезов участков, расположенных на расстоянии около 40 км по разные стороны Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии, позволяет с большой долей уверенности сделать выводы об особенностях формирования этой зоны. Основным выводом заключается в том, что Катавско-Юрюзанская зона испытала по крайней мере два этапа тектонических деформаций, а последовательность деформаций была примерно одинаковой в пределах всей зоны — от Бакало-Саткинского разлома на юге до Сулеймского на севере. В микроструктурах зафиксированы последовательно сменяющиеся деформационные парагенезы нескольких этапов.

Первый этап деформаций (D_1) связан исключительно с формированием стилолитовых швов (S_1), параллельных напластованию, и минеральных жил (V_1) по трещинам отрыва. Скорее всего, эти микротекстуры образовались еще до проявления тектонических деформаций за счет диагенетического уплотнения карбонатных пород и за счет формирования контракционных трещин. При этом породы испытывали вертикальное сжатие и общее горизонтальное растяжение с примерно одинаковыми минимальным и средним напряжениями. Возраст деформаций D_1 — ранний фамен, это время формирования зилимской серии.

На *втором этапе* (D_2) деформации происходили также в механической обстановке чистого сдвига, но ось сжатия была ориентирована уже почти горизонтально под углом от 60 до 90° к оси

сжатия первого этапа. Непостоянство угла объясняется, видимо, незначительным вращением блоков в процессе деформаций. На этом этапе сформировались парагенезы, включающие в себя серии стилолитовых швов (S_2) и минеральных жил (V_2), часто ориентированных ортогонально аналогичным элементам первого этапа, а также межзерновой кливаж (S_2). Деформации второго этапа, скорее всего, соответствуют началу уральской коллизии в середине московского века, при незначительном влиянии сдвиговой компоненты.

Микротекстуры *третьего этапа* (D_3) деформаций наложены на микротекстуры первых этапов и формировались, скорее всего, в механической обстановке простого сдвига или транспрессии. По микроструктурным парагенезам, даже в ориентированных шлифах, не удалось установить направление тангенциальных напряжений, однако, исходя из общей ситуации следует считать эту кинематику правосдвиговой. В таких условиях возникли микроструктурные парагенезы, включающие в себя сланцеватость (S_3), милониты (S_3), катаклазиты (в узком смысле слова), слюдяные пакеты (SC-текстуры) и структуры вращения порфиروبластов. Деформации третьего этапа (D_3) связаны уже с формированием Катавско-Юрюзанской зоны правосторонней транспрессии и имеют пермский возраст. Они соответствуют стадии латерального выжимания Каратауско-Сулеймановского блока Предуральского краевого прогиба, который эта зона ограничивает с юго-востока [Тевелев и др., 2018].

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 19-55-26009\19 Чехия_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В. и др. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральского краевого прогиба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 23–32.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О. и др. Тектоническая обстановка в районе Катав-Ивановских землетрясений в сентябре 2018 года (Южный Урал) //

Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019а. № 2. С. 23–29.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Прудников И.А. и др. Макро-, мезо- и микроструктурные исследования при региональных работах на Южном Урале // Конф. «Ломоносовские чтения-2019». МГУ имени М.В. Ломоносова. Секция Геология, подсекция Региональная геология и история Земли. 2019б. URL: <https://conf.msu.ru/file/event/5604> (дата обращения: 24.02.2020).

Поступила в редакцию 03.02.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридонов¹, С.Н. Беляков², Н.Н. Коротаева³, К.В. Егоров⁴,
Ю.А. Иванова⁵, Д.И. Наумов⁶, А.А. Серова⁷

МЕНШИКОВИТ $Pd_3Ni_2As_3$ И АССОЦИИРУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ СУЛЬФИДНЫХ РУД НА ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Норильский Горно-металлургический комбинат имени А.П. Завенягина, 663310, Норильск, Гвардейская пл., 2

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Zavenyagin Norilsk Mining and Metallurgical Combine, 663310, Norilsk, Gvardeiskaya pl. 2

Существенное количество редкого арсенида палладия и никеля — меншиковита $Pd_3Ni_2As_3$ установлено на восточном фланге Октябрьского месторождения (Норильское рудное поле), у контакта сплошных и импреньационных сульфидных Co-Ni-Cu руд среди магнетит-плагиоклаз-фассаитовых скарнов. Сульфидный материал тех и других руд — агрегаты халькопирита, пентландита, пирротина, кубанита — продукты субсолидусных превращений высокотемпературных твердых растворов Iss3, Iss4 и подчиненного Mss; с вросками более позднего Se-галенита. Меншиковит в ассоциации с мертиитом-II, Ag-золотом (пробность 756–706), Au-электрумом (пробность 694–672), котульским, мончеитом, редкими алтаитом, гесситом, надреттитом, мелонитом слагает мелкие (до 30 мкм) метасоматические вроски на контакте силикатной матрицы и агрегатов сульфидов. Состав меншиковита близок к теоретическому — $(Pd_{2,98}Ru_{0,03})_{3,01}(Ni_{1,89}Fe_{0,08}Co_{0,01})_{1,98}(As_{2,94}Se_{0,04}Bi_{0,02}Sn_{0,01})_{3,01}$. Метакристаллы сперрилит срезают границы выделений меншиковита и других минералов благородных металлов и содержат их «изъеденные» включения. Эта ассоциация пневматолитовых минералов благородных металлов возникла при повышенной активности в флюидах As, Te, Sb и Bi и низкой — Sn. Меншиковит характерен для Октябрьского месторождения, руды которого наиболее богаты Pd. Другой арсенид палладия и никеля — маякит PdNiAs — относительно широко развит в месторождениях Талнахское и Норильск-1. Возможно, такое распределение арсенидов Pd и Ni — элемент зональности Норильского рудного поля.

Ключевые слова: пневматолитовая минерализация, меншиковит, мертиит-II, котульскит, мончеит, Ag-золото, Au-электрум, Se-галенит, сперрилит, фассаит, пентландит, зональность Норильского рудного поля.

Significant amount of menshikovite (rare palladium and nickel arsenide) $Pd_3Ni_2As_3$ was found on the Eastern flank of the Oktyabrsky deposit (Norilsk ore field), near the contact of solid and impregnation sulfide Co-Ni-Cu ores among magnetite-plagioclase-fassaite skarns. Sulfide material of both ores consists of chalcopyrite, pentlandite, pyrrhotite and cubanite aggregates, which are the products of subsolidus transformations of high-temperature solid solutions Iss3, Iss4 and subordinate Mss; with interpositions of later Se-galenite. Menshikovite in association with mertieite-II, silver-gold (fineness 756–706), golden-electrum (fineness 694–672), kotulskite, moncheite, rare altaite, hessite, naldrettite and melonite forms small (up to 30 microns) metasomatic growths on the contact of silicate matrix and magmatogenic sulfide aggregates. The average composition of menshikovite is close to theoretical data: $(Pd_{2,98}Ru_{0,03})_{3,01}(Ni_{1,89}Fe_{0,08}Co_{0,01})_{1,98}(As_{2,94}Se_{0,04}Bi_{0,02}Sn_{0,01})_{3,01}$. Sperrylite metacrystals cut the borders of menshikovite accretions as well as other minerals of precious metals and contain “corroded” inclusions. This association of minerals of noble metals has arisen under the increased activity of As, Te, Sb, Bi and low activity of Sn in fluids.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: ernstspiridon@gmail.com

² Норильск, Норильский ГМК, рудник Октябрьский, ст. геолог; e-mail: belyakovsn@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии и вулканологии, вед. инженер; e-mail: natakorotaeva@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, студент; e-mail: kirill747@yahoo.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, студент; e-mail: yuliaivanova5666@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, студент; e-mail: Nden97@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирант; e-mail: almashkina@mail.ru

Menshikovite is typical for Pd-rich ores of the Oktyabrsky Deposit, while mayakite PdNiAs (another palladium and nickel arsenide) is relatively widely developed in ores of the Talnakh Deposit (Mayak mine and partly Komsomolsky mine) and the Norilsk-I. Perhaps, such a distribution of palladium-nickel arsenides is an element of mineral zonality of the Norilsk ore field.

Key words: pneumatolytic mineralization, menshikovite, mertieite-II, kotulskite, moncheite, golden-electrum, Se-galenite, sperrylite, fassaite, pentlandite, zonality of the Norilsk ore field.

Введение. Норильское рудное поле — крупнейшее скопление руд Pd. При изучении магматогенных сульфидных Co-Ni-Cu руд, которые содержат метасоматические вроски минералов благородных металлов — интерметаллидов и близких к ним минералов Pd и Pt и минералов систем Au-Ag и Au-Ag-Cu (Pd, Pt), на восточном фланге месторождения Октябрьское (Талнахский рудный узел) установлено наличие редкого арсенида палладия и никеля — меньшековита.

Меньшиковит. О существенном химическом сродстве палладия и мышьяка свидетельствует то, что из 70 известных палладиевых минералов 16 представлены арсенидами [Бегизов, 1977; Бегизов и др., 1981; Генкин и др., 1976, 1981; Евстигнеева, Генкин, 1990; Naldrett, 2004]. Один из наиболее распространенных — арсенид палладия и никеля — маякит PdNiAs, открытый Т.Л. Евстигнеевой [Генкин и др., 1976].

Известны арсениды палладия пневматолитового генезиса — маякит, продукт замещения первичного пентландита норильских руд [Спиридонов, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015], а также палларстанид Pd₂(Sn,As)₂ [Бегизов и др., 1981], палладоарсенид Pd₂As и винсентит Pd₃As метаморфогенно-гидротермального генезиса, замещающие маякит [Spiridonov et al., 2016].

Относительно недавно в магматогенных сульфидных Cu-Ni рудах, обогащенных Pd, в разных регионах — в интрузиве Луккулайсваара (Карелия), Чинейском интрузиве (Восточная Сибирь) и в Норильских рудах был открыт арсенид палладия и никеля, обогащенный палладием, — меньшековит Pd₃Ni₂As₃ [Barkov et al., 2002]. В дальнейшем в сходной обстановке редкий меньшековит был установлен в Платриффе Бушвельда [Holwell et al., 2006], в Мончетундровском [Гроховская и др., 2009] и Мончегорском интрузивах Кольского п-ова [Grokhovskaya et al., 2014], а также в интрузивном комплексе Колдуэлл в Канаде [Good et al., 2017].

Норильское рудное поле. Норильское рудное поле находится в северо-западном углу дорифейской Восточно-Сибирской платформы, в области краевых дислокаций [Маслов, 1963; Люлько и др., 1987]. Плутоногенные магматические Норильские Ag-Au-Pt-Pd-Co-Ni-Cu месторождения сопряжены с рудоносными интрузивами норильского типа, относящимися к наиболее поздним производным грандиозной сибирской трапповой формации, которая возникла на рубеже перми и триаса [Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1977; Степанов, 1981; Степанов, Туровцев, 1988; Туровцев, 2002; Arndt et al., 2003; Kamo et al., 2003; Спиридонов,

2010, 2019]. Норильские сульфидные руды сложены продуктами субсолидусных превращений высокотемпературных сульфидных твердых растворов — железо-никелевых Mss1, Mss2 и железо-медно-никелевых Iss1, Iss2, Iss3, Iss4, Iss5 — продуктов кристаллизации остывающих сульфидных расплавов, состав которых прогрессивно обеднялся железом и обогащался медью [Годлевский, 1960; Генкин и др., 1981; Степанов, Туровцев, 1988; Спиридонов, 2010, 2019].

Наиболее богаты Pd, Pt, Au и Ag и их минералами самые поздние существенно медистые руды, часто содержащие специфические минералы группы халькопирита — талнахит и моихукит; чрезвычайно богаты благородными металлами и их минералами существенно медистые руды, богатые галенитом [Годлевский, 1959, 1960; Ваулин, Суханова, 1970; Генкин и др., 1981; Степанов, Туровцев, 1988; ИЗОитко, 1997; Спиридонов, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015]. Такковы сульфидные руды восточного фланга Октябрьского месторождения с меньшековитом.

Материалы и методы исследований. Изучена коллекция сульфидных руд Октябрьского месторождения, отобранных из подземных выработок С.Н. Беляковым и Э.М. Спиридоновым. Электронные фотографии и анализы минералов выполнила Н.Н. Коротаева (микронзондовый комплекс с комбинированной системой микроанализа на базе СЭМ «Jeol JSM-6480 LV», лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова) по стандартной методике (в тексте и на рисунках единая сквозная нумерация химических анализов минералов).

Результаты исследований и их обсуждение. *Сульфидные руды с меньшековитом восточного фланга Октябрьского месторождения.* Меньшиковит развит у контакта сплошных и импренцияционных сульфидных Co-Ni-Cu руд (рис. 1, А) среди мелкозернистых магнетит-плагиоклаз-фассаитовых скарнов. Преобладающий минерал этих скарнов, распространенных на восточном фланге Октябрьского месторождения и на Комсомольском месторождении [Туровцев, 2002], богатый Al клинопироксен — фассаит. Почти безжелезистый фассаит (табл. 1, ан. 1, 2) слагает ядра кристаллов, а умеренно железистый фассаит (табл. 1, ан. 3, 4) — внешние зоны кристаллов. В скарнах широко распространены небольшие кубооктаэдрические кристаллы малотитанистого магнетита с тончайшими пластинками распада ильменита. В отдельных участках скарнов часть фассаита замещена желези-

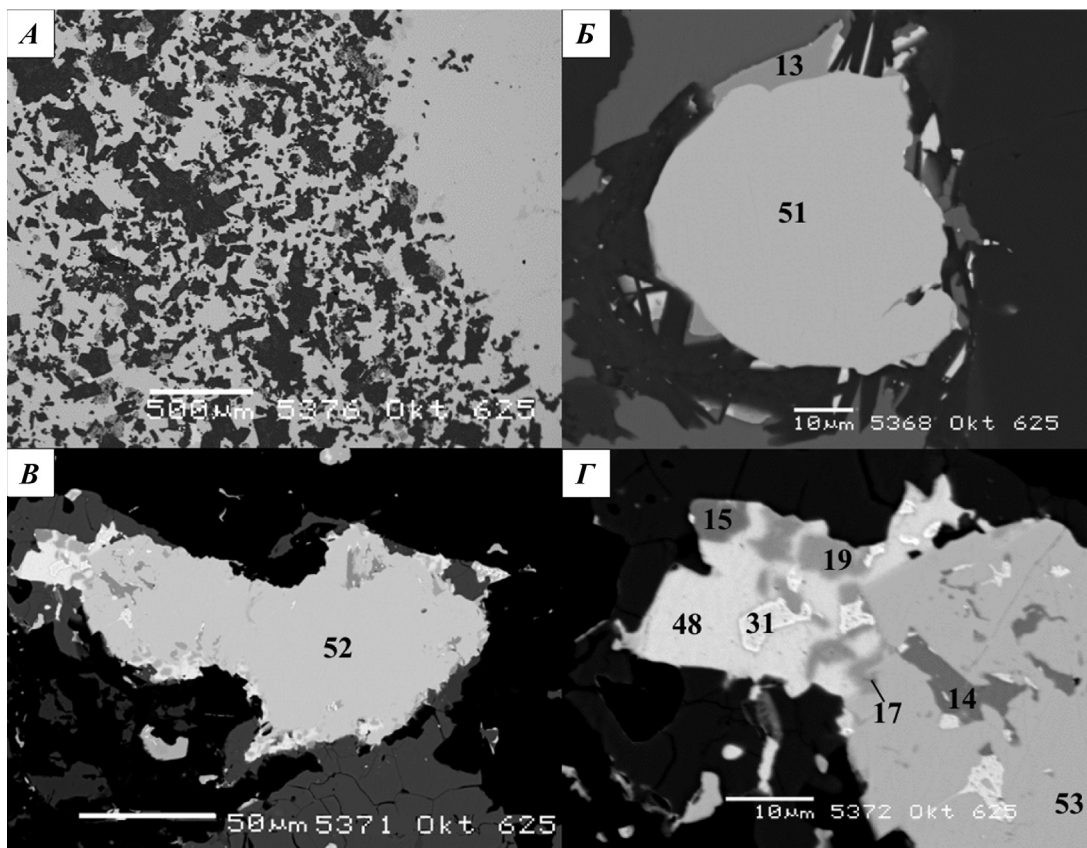


Рис. 1. Восточный фланг Октябрьского месторождения: *А* — контакт сплошных и импреняционных сульфидных руд; *Б* — метасоматические вроски меньшековита (светло-серое, ан. 13), котульскита (белое) и сперрилитита (серовато-белое, ан. 51) на контакте силикатной матрицы (черное) и агрегата халькопирита и пентландита (серое), метакристалл сперрилитита срезает границы выделений меньшековита; *В* — метасоматический вросок сперрилитита (светлое, ан. 52) и иных минералов благородных металлов на контакте силикатной матрицы (черное) и сростаний халькопирита, пентландита и пирротина (темно-серое); *Г* — фрагмент фотографии *В*: метакристалл сперрилитита (ан. 53) с включениями «изъеденных» меньшековита (ан. 14) и мертиита-II (ан. 17) срезает выделение Se-галенита (ан. 48) с вросками меньшековита (ан. 15), мертиита-II (ан. 19), электрума (ан. 31) в отраженных электронах

стым хлоритом, а плагиоклаз — гидрогранатом, по составу близким к гидрогроссуляру: анализы 5 и 6 (масс.%): SiO_2 35,08 и 38,47; TiO_2 н.п. и 0,14; Al_2O_3 20,69 и 21,26; Fe_2O_3 3,52 и 3,96; MnO 0,32 и 0,17; MgO 1,12 и 0,17; CaO 35,38 и 35,96; сумма 96,11 и 100,13%; формулы гидрогроссуляра $(\text{Ca}_{2,83}\text{Mg}_{0,13}\text{Mn}^{2+}_{0,02}\text{Fe}^{3+}_{0,02})_3(\text{Al}_{1,82}\text{Fe}^{3+}_{0,18})_2[(\text{SiO}_4)_{2,62}(\text{O}_4\text{H}_4)_{0,38}]$ и $(\text{Ca}_{2,85}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Mn}^{2+}_{0,05}\text{Mg}_{0,02})_3(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}^{3+}_{0,14}\text{Ti}_{0,01})_2[(\text{SiO}_4)_{2,84}(\text{O}_4\text{H}_4)_{0,16}]$.

Сульфидный материал сплошных и импреняционных руд — пластинчатые и главным образом зернистые агрегаты халькопирита, пентландита, пирротина, кубанита — продукты субсолидусных превращений высокотемпературных твердых растворов Iss3, Iss4, подчиненного Mss и перекристаллизации продуктов превращений. Размер реликтов кристаллов высокотемпературных сульфидных твердых растворов до 35 мкм в поперечнике. Размер зерен сульфидов перекристаллизованных агрегатов обычно не более 30–70 мкм. Состав халькопирита стехиометричен, минерал иногда содержит до 0,1–0,2 масс.% Ag.

Состав пентландита довольно устойчив (табл. 2, ан. 7–12). Это стандартный бедный кобальтом (~1 масс.%) пентландит, с небольшим преобла-

данием никеля над железом, иногда содержащий до 0,5 масс.% меди. В отдельных более крупных выделениях пентландита наблюдаются тончайшие и редкие пластинки распада аргентопентландита. Пирротин устойчивого состава, который близок к Fe_8S_9 , содержит в среднем 0,32 масс.% Co и 0,26% Ni ($n=4$). Среди продуктов распада первичных сульфидных твердых растворов, богатых медью, присутствуют мелкие (до 5 мкм) выделения железистого сфалерита, бедного кадмием, и точечные выделения галенита, местами обильные.

Меньшиковит и ассоциирующие минералы благородных металлов сульфидных руд восточного фланга Октябрьского месторождения. Меньшиковит $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$ в ассоциации с мертиитом-II, серебристым золотом, золотистым электрумом, котульскитом, мончеитом, редкими алтаитом, гесситом, надреттитом, мелонитом слагает мелкие (до 30 мкм) метасоматические вроски на контакте силикатной матрицы и агрегатов магматогенных сульфидов и среди силикатной матрицы. Как правило, меньшековит развит рядом с пентландитом, за счет вещества которого этот минерал, вероятно, и возник. Обычны сростания меньшековита с котульскитом, пересеченные метакристаллами

Таблица 1

Химический состав (масс.%) фассаита в импреняционных сульфидных рудах с меньшековитом, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа			
	1	2	3	4
SiO ₂	48,47	46,66	45,32	44,29
TiO ₂	1,04	0,67	1,56	0,85
Al ₂ O ₃	6,80	7,37	8,71	8,24
Fe ₂ O ₃	2,92	3,71	6,13	8,67
FeO	0,20	—	0,39	2,15
MnO	нпо	нпо	нпо	0,14
MgO	14,80	14,09	12,87	11,03
CaO	25,26	25,10	24,68	24,38
Na ₂ O	нпо	нпо	0,16	0,12
Сумма	99,49	97,60	99,82	99,87
Число атомов в формуле в расчете на 4 единицы				
Ca	0,995	1,010	0,983	0,987
Mg	0,811	0,788	0,713	0,621
Fe ³⁺	0,081	0,105	0,172	0,247
Fe ²⁺	0,006	—	0,012	0,068
Al	0,078	0,078	0,066	0,040
Ti	0,029	0,019	0,044	0,024
Mn	—	—	—	0,005
Na	—	—	0,010	0,008
Сумма	2			
Si	1,783	1,752	1,684	1,673
Al	0,217	0,248	0,316	0,327
Сумма	2			
#Ca	52,6	53,1	52,5	51,5
#Mg	42,8	41,4	37,7	32,2
#Fe	4,6	5,5	9,8	16,3
f	9,7	11,8	20,5	34,0

Примечание. Здесь и далее — нпо — ниже предела обнаружения, количество Fe₂O₃ и FeO рассчитано по балансу зарядов; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

сперрилита (рис. 1, Б), или вростки меньшековита в Se-галените совместно с мертиитом-II и электрумом (рис. 1, В, Г). Нередки «изъеденные» реликты меньшековита в метакристаллах сперрилита (рис. 1, В, Г), здесь меньшековиту сопутствует мертиит-II. Таким образом, меньшековит и ассоциирующие котульскит, мертиит-II, золото и электрум — более ранние образования, чем сперрилит. Сперрилит — наиболее поздний из первичных минералов благородных металлов в норильских рудах [Спиридонов, 2010], это образование пятой стадии пневматолитовых минералов благородных металлов в этих рудах [Спиридонов, 2019]. Меньшековит — более раннее образование, которое, судя по ассоциации с золотом и электрумом, принадлежит к образованиям четвертой стадии пневматолитовых минералов благородных металлов в норильских рудах. Состав меньшековита достаточно устойчив (табл. 3, ан. 13–16), широко колеблется только содержание элементов-примесей: железа, кобальта, селена и олова.

Таблица 2

Химический состав (масс.%) пентландита сульфидных руд с меньшековитом, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа					
	7	8	9	10	11	12
Ni	34,24	34,35	34,16	34,17	33,83	34,03
Fe	31,05	30,70	30,21	30,93	29,61	31,12
Co	1,10	1,11	1,15	1,18	1,20	1,24
Cu	0,42	нпо	нпо	0,36	нпо	нпо
S	33,05	33,22	33,02	33,10	32,91	33,03
Сумма	99,86	99,38	98,78	99,74	97,64	99,42
Число атомов в формуле в расчете на 17 единиц						
Ni	4,516	4,542	4,554	4,510	4,549	4,503
Fe	4,305	4,267	4,233	4,291	4,186	4,329
Co	0,145	0,146	0,153	0,155	0,161	0,163
Cu	0,051	—	—	0,044	—	—
Сумма	9,017	8,956	8,940	9,000	8,896	8,996
S	7,983	8,044	8,060	8,000	8,104	8,004

Примечание. Ag, Se, Pd — не обнаружены; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

Таблица 3

Химический состав (масс.%) меньшековита в сульфидных Co-Ni-Cu рудах, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа			
	13	14	15	16
Pd	47,52	47,63	47,40	46,72
Ru	0,54	0,49	0,41	0,53
Ni	16,35	16,75	16,65	16,32
Fe	0,85	1,01	0,11	0,91
Co	0,16	нпо	0,13	нпо
As	31,52	32,73	34,01	33,08
Se	0,70	0,57	нпо	0,55
Bi	0,62	0,66	0,59	0,72
Sn	0,47	нпо	нпо	нпо
Сумма	98,73	99,84	99,30	98,83
Число атомов в формуле в расчете на 8 единиц				
Pd	3,014	2,976	2,984	2,950
Ru	0,036	0,032	0,027	0,035
сумма	3,050	3,008	3,011	2,985
Ni	1,880	1,898	1,901	1,869
Fe	0,103	0,120	0,013	0,109
Co	0,018	—	0,015	—
Сумма	2,001	2,018	1,929	1,978
As	2,842	2,905	3,041	2,967
Se	0,060	0,048	—	0,047
Bi	0,020	0,021	0,019	0,023
Sn	0,027	—	—	—
Сумма	2,949	2,974	3,060	3,037

Примечание. Pt, Rh, Os, Ir, Au, Ag, Cd, Pb не обнаружены; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

Таблица 4

Химический состав (масс.%) мертиита-II в сульфидных рудах с меньшековитом, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа		
	17	18	19
Pd	73,34	73,18	71,93
Ru	0,66	0,62	0,56
Sb	20,96	17,05	14,41
As	6,34	8,96	10,17
Sn	0,69	0,52	0,58
Сумма	101,99	100,33	97,65
Число атомов в формуле в расчете на 11 единиц			
Pd	7,91	7,90	7,91
Ru	0,07	0,07	0,06
Сумма	7,98	7,97	7,97
Sb	1,98	1,61	1,38
As	0,97	1,37	1,59
Sn	0,07	0,05	0,06
Сумма	3,02	3,03	3,03

Примечание. Bi, Pt, Rh, Os, Ir, Au, Ag — не обнаружены; электронный микронд; аналитик Н.Н. Коротаева.

Вариации состава изученного меньшековита таковы (форм. ед. (арфу), в скобках — среднее): Pd 3,01–2,95 (2,98); Ru 0,03–0,04 (0,03); Ni 1,90–1,87 (1,89); Fe 0,01–0,12 (0,08); Co 0–0,02 (0,01); As 2,84–3,04 (2,94); Se 0–0,06 (0,04); Bi 0,02 (0,02); Sn 0–0,03 (0,01). Средний состав меньшековита на восточном фланге Октябрьского месторождения отвечает $(Pd_{2,98}Ru_{0,03})_{3,01}(Ni_{1,89}Fe_{0,08}Co_{0,01})_{1,98}(As_{2,94}Se_{0,04}Bi_{0,02}Sn_{0,01})_{3,01}$, т.е. близок к теоретическому.

Мертиит-II $Pd_8(Sb,As)_3$ слагает мелкие (до 15 мкм) вроски в Se-галените (рис. 1, Г) и обособленные выделения в силикатной матрице импреняционных руд, а также наблюдается в виде «изъеденных» зерен в метакристаллах сперрилита (рис. 1, В). Состав минерала по соотношению сурьмы и мышьяка изменчив (табл. 4, ан. 17–19). Средний состав мертиита-II отвечает $(Pd_{7,91}Ru_{0,07})_{7,98}(Sb_{1,66}As_{1,30}Sn_{0,06})_{3,02}$, т.е. отношение палладия к сумме сурьмы и мышьяка в описанном минерале близко к теоретическому.

Золото серебристое и электрум золотистый — относительно распространенные минералы сплошных и импреняционных сульфидных руд на восточном фланге Октябрьского месторождения, слагают мелкие (до 70 мкм), неправильной формы метасоматические вроски в сульфидной или в силикатной матрице (рис. 2, А, Б), часто на контакте агрегатов сульфидов и силикатов, а также мелкие метасоматические вроски в Se-галените (рис. 1, В, Г). В разных выделениях пробность золота варьирует от 756 до 706 (табл. 5, ан. 20–26), пробность электрума варьирует от 694 до 672 (табл. 5, ан. 27–31).

Котульским PdTe — наиболее распространенный минерал благородных металлов в описываемых рудах, слагает неправильной формы метасоматические вроски размером до 90 мкм, которые

Таблица 5

Химический состав (масс.%) серебристого золота (№ 20–26) и золотистого электрума (№ 27–31) в ассоциации с меньшековитом, сульфидные руды восточного фланга Октябрьского месторождения

Номер анализа	Au	Ag	Сумма	Пробность, %
20	76,04	24,52	100,58	756
21	76,02	24,83	100,85	754
22	74,51	25,57	100,08	745
23	73,12	25,53	98,65	741
24	73,70	26,02	99,74	739
25	72,31	26,85	99,16	729
26	70,20	29,18	99,38	706
27	69,84	30,79	100,63	694
28	68,70	31,06	99,76	689
29	68,57	31,13	99,70	688
30	67,32	32,11	99,43	677
31	67,37	33,06	100,43	672

Примечание. Pd, Pt, Cu, Hg не обнаружены; электронный микронд; аналитик Н.Н. Коротаева.

обычно развиты на контакте силикатной матрицы и агрегатов халькопирита, пентландита, пирротина (рис. 2, В, Г). Иногда, это россыпь мельчайших (<1 мкм) неправильной формы вросков котульскита или котульскита, мончеита и алтаита, или котульскита, алтаита, мелонита и гессита, чаще в силикатной матрице. Состав котульскита варьирует от безвисмутистого (табл. 6, ан. 32) до в разной степени висмутистого, с соотношением теллура и висмута от 10:4 до 10:7 (табл. 6, ан. 33–39). Котульскит содержит микропримеси рутения и родия.

Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)₂ по распространенности уступает котульскиту. Мончеит слагает правильные пластины (рис. 2, В) или мелкие неправильной формы уплощенные выделения (рис. 2, Г), включенные в кристаллы котульскита; реже обособленные неправильной формы вроски размером до 30 мкм в силикатной или в сульфидной матрице, иногда это россыпь мельчайших (<1 мкм) неправильной формы вросков мончеита и алтаита в силикатной матрице. Состав мончеита по соотношению металла и халькогена стехиометричен (табл. 7, ан. 40–45). В составе мончеита соотношения платины и палладия варьируют от 6:1 до 4:1, соотношения теллура и висмута — от 7:1 до 3:1. Отдельные образцы мончеита содержат до 2,1 масс.% Pb, 1,2 масс.% Hg, 0,6 масс.% Se, средний состав мончеита $(Pt_{0,86}Pd_{0,15})_{1,01}(Te_{1,63}Bi_{0,34}Pb_{0,01}Se_{0,01})_{1,99}$.

Надреттит Pd₂Sb образует единичные вроски размером до 7–10 мкм в Se-галените. Состав минерала (ан. 46 и 47) в масс. %: Pd 62,31 и 60,07; Ru 0,41 и 0,32; Sb 18,83 и 17,83; Te 7,47 и 10,41; As 2,32 и нпо; Bi 6,24 и 10,67; Sn 1,84 и нпо; сумма 99,42 и 99,30%. Формулы теллуристого надреттита с Октябрьского месторождения: $(Pd_{2,00}Ru_{0,01})_{2,01}(Sb_{0,53}Te_{0,20}As_{0,11}Bi_{0,10}Sn_{0,06})_{0,99}$ и $(Pd_{2,00}Ru_{0,01})_{2,01}(Sb_{0,52}Te_{0,29}Bi_{0,18})_{0,99}$.

Таблица 6

Химический состав (масс.%) котульскита в сульфидных рудах с меньшиковитом, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа							
	32	33	34	35	36	37	38	39
Pd	43,69	40,96	41,02	40,06	40,37	40,40	40,31	40,43
Ru	0,40	Нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Rh	нпо	Нпо	нпо	0,33	нпо	нпо	нпо	нпо
Te	52,55	36,57	34,84	33,91	33,63	33,77	32,89	31,99
Bi	нпо	23,71	24,69	26,5	26,42	26,65	26,84	28,25
Сумма	96,64	101,24	100,55	100,8	100,42	100,82	100,04	100,67
Число атомов в формуле в расчете на 2 единицы								
Pd	0,994	0,981	0,993	0,975	0,986	0,984	0,990	0,992
Ru	0,010	-	-	-	-	-	-	-
Rh	-	-	-	0,008	-	-	=	-
Сумма	1,003	0,981	0,993	0,983	0,986	0,984	0,990	0,992
Te	0,997	0,730	0,703	0,688	0,685	0,686	0,674	0,655
Bi	-	0,289	0,304	0,328	0,329	0,330	0,336	0,353
Сумма	0,997	1,019	1,007	1,017	1,014	1,016	1,010	1,008

Примечание. Pt, Sb, Sn, Pb, Hg, Cd, Se не обнаружены; электронный микрозонд; аналитик Н.Н. Коротгаева.

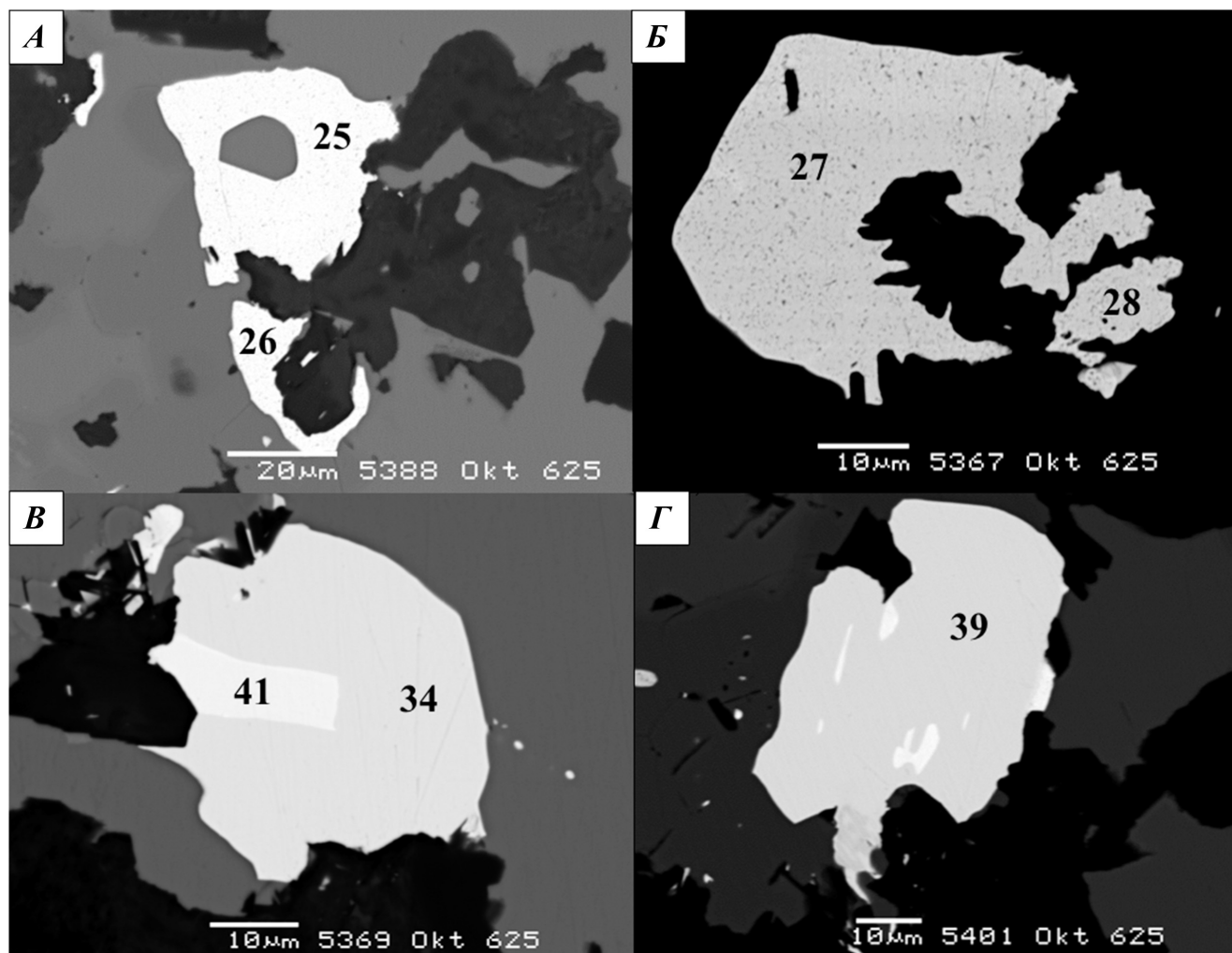


Рис. 2. Восточный фланг Октябрьского месторождения, импреняционные руды: *А* — метасоматический росток серебристого золота (ан. 25, 26) в силикатной матрице (черное); *Б* — метасоматический росток золотистого электрума (ан. 27, 28) на контакте силикатной матрицы (черное) и агрегата халькопирита, пентландита и пирротина (серое); *В* — метасоматический росток котульскита (светлое, ан. 34) с включением пластины мончеита (белое, ан. 41) на контакте силикатной матрицы (черное) и агрегата халькопирита и пентландита (серое); *Г* — метасоматический росток котульскита (ан. 39) с включениями мончеита (белое) в силикатной матрице (черное). Фото в отраженных электронах

Таблица 7

Химический состав (масс.%) мончеита в сульфидных рудах с меньшиковитом, Восточный фланг Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа					
	40	41	42	43	44	45
Pt	36,16	37,95	38,8	35,72	35,02	32,56
Pd	3,25	2,19	2,45	3,06	4,30	4,88
Ru	0,33	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Te	47,50	45,12	46,56	45,14	41,80	41,33
Bi	11,48	13,94	13,26	14,35	19,15	20,03
Pb	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	2,07
Hg	нпо	нпо	1,23	1,15	1,06	нпо
Se	0,26	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	98,98	99,20	102,30	99,42	101,33	100,87
Число атомов в формуле в расчете на 3 единицы						
Pt	0,856	0,909	0,918	0,858	0,836	0,779
Pd	0,141	0,105	0,097	0,135	0,188	0,214
Ru	0,015	-	-	-	-	-
Сумма	1,012	1,014	1,016	0,993	1,024	0,993
Te	1,719	1,668	1,669	1,658	1,525	1,512
Bi	0,254	0,290	0,315	0,322	0,427	0,448
Pb	-	-	-	-	-	0,047
Hg	-	0,028	-	0,027	0,025	-
Se	0,015	-	-	-	-	-
Сумма	1,988	1,986	1,984	2,007	1,976	2,007

Примечание. Rh, Sb, Sn не обнаружены; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

Se-галенит. Впервые селенистый галенит в норильских сульфидных рудах описал В.А. Коваленхер [1977]. Небольшие выделения селенистого галенита достаточно многочисленны в описываемых массивных и импреняционных рудах. Минерал содержит 2,2–3,1 масс.% Se, от следов до 1,6 масс.% Pt, от следов до 0,9 масс.% Ag (табл. 8, ан. 48–50).

Сперрилит $PtAs_2$ слагает метакристаллы овальной (рис. 1, Б) и удлиненной формы (рис. 1, В) с поперечником до 150 мкм, границы которых пересекают выделения селенистого галенита, меньшиковита, мертиита-II, мончеита, котульскита, золота и электрума. В метакристаллах сперрилита содержатся «изъеденные» включения меньшиковита и мертиита-II (рис. 1, В, Д). Состав сперрилита близок к теоретическому (табл. 9, ан. 51–53). Особенность состава этого сперрилита — примесь селена. Возможно, это обусловлено тем, что сперрилит заместил селенистый галенит.

Заключение. В существенном количестве меньшиковит установлен на восточном фланге Октябрьского месторождения (Норильское рудное поле), у контакта сплошных и импреняционных сульфидных Co-Ni-Cu руд, среди магнетит-плагиооклаз-фассаитовых скарнов. Сульфидный материал тех и других руд — агрегаты халькопирита, пентландита, пирротина, кубанита, с вростками более позднего Se-галенита. Меньшиковит в ассоциации

Таблица 8

Химический состав (масс.%) Se галенита в рудах с меньшиковитом, сульфидные руды восточного фланга Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа		
	48	49	50
Pb	82,10	83,96	84,29
Ag	0,88	0,65	нпо
Pt	1,58	нпо	нпо
S	12,34	12,05	11,80
Se	2,16	2,82	3,07
Сумма	99,06	99,48	99,16
Число атомов в формуле в расчете на 2 единицы			
Pbt	0,963	0,985	1,000
Ag	0,020	0,015	-
Pt	0,016	-	-
Сумма	0,999	1,000	1,000
S	0,935	0,913	0,905
Se	0,066	0,087	0,095
Сумма	1,001	1,000	1,000

Примечание. Hg, Cd не обнаружены; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

Таблица 9

Химический состав (масс.%) сперрилита в рудах с меньшиковитом, сульфидные руды восточного фланга Октябрьского месторождения

Состав	Номер анализа		
	51	52	53
Pt	55,66	56,24	56,02
Ru	0,48	0,39	0,41
As	42,18	43,05	43,15
Se	0,90	0,80	0,81
Сумма	99,22	100,48	100,39
Число атомов в формуле в расчете на 3 единицы			
Pt	0,990	0,986	0,982
Ru	0,017	0,013	0,014
Сумма	1,007	0,999	0,996
As	1,954	1,966	1,969
Se	0,039	0,035	0,035
Сумма	1,993	2,001	2,004

Примечание. Pd, Rh, Os, Ir, Au, Sn, S— не обнаружены; электронный микронзонд; аналитик Н.Н. Коротаева.

с мертиитом-II, серебристым золотом, золотистым электрумом, котульскитом, мончеитом, редкими алтаитом, гесситом, надреттитом, мелонитом слагает мелкие метасоматические вростки на контакте силикатной матрицы и агрегатов магматогенных сульфидов и среди силикатной матрицы. Состав меньшиковита близок к теоретическому: $(Pd_{2,98}Ru_{0,03})_{3,01}(Ni_{1,89}Fe_{0,08}Co_{0,01})_{1,98}(As_{2,94}Se_{0,04}Bi_{0,02}Sn_{0,01})_{3,01}$. Метакристаллы сперрилита пересекают выделения меньшиковита, мертиита-II, золота, электрума, котульскита и мончеита, содержат их «изъеденные» включения.

В большинстве образцов норильских сульфидных руд основные пневматолитовые мине-

ралы палладия — паоловит Pd_2Sn , атоцит Pd_3Sn , соболевскит $PdBi$; широко развит алтаит $PbTe$; из минералов ряда $Au-Ag$ преобладает кюстелит [Генкин и др., 1981; Евстигнеева, Генкин, 1990; Спиридонов, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015]; эти ассоциации возникли при высокой активности во флюидах Te, Sn, Bi . В описанных выше рудах восточного фланга Октябрьского месторождения паоловит, атоцит и соболевскит отсутствуют, из минералов палладия преобладает котульскит $PdTe$, количество алтаита небольшое, из минералов ряда $Au-Ag$ преобладает серебристое золото, поскольку заметная часть серебра связана в теллуриде —

гессите; эта ассоциация минералов благородных металлов возникла при повышенной активности во флюидах As, Te, Sb, Bi и низкой — Sn .

Меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$ характерен для Октябрьского месторождения, руды которого максимально обогащены палладием [Ваулин, Суханова, 1970]. Маякит $PdNiAs$ — другой арсенид Pd и Ni — относительно широко развит на месторождениях Талнахское и Норильск-1. Возможно, такое распределение арсенидов $Pd-Ni$ — элемент зональности Норильского рудного поля.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 19-05-00490).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бегизов В.Д.* Минералы благородных металлов в рудах Талнахского месторождения: Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1977.
- Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Павлов Е.Г.* Палларстанид $Pd_8(Sn, As)_3$ — новый минерал // Зап. ВМО. 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 487–492.
- Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н.* Октябрьское медно-никелевое месторождение // Разведка и охрана недр. 1970. № 4. С. 48–51.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Филимонова А.А.* и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
- Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л., Тронева Н.В., Вьяльсов Л.Н.* Маякит $PdNiAs$ — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105, вып. 6. С. 698–703.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
- Годлевский М.Н.* Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 95–101.
- Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В.* Ассоциации и генезис минералов группы платины в малосульфидных рудах Мончегундры, Кольский полуостров, Россия // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 520–539.
- Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д.* Платинометаллическая минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л., 1990. С. 98–106.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
- Изоитко В.М.* Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
- Коваленхер В.А.* Минералогия и геохимия Se и Te в медно-никелевых месторождениях Талнахского рудного узла. М.: Наука, 1977. 185 с.
- Льюлько В.А., Амосов Ю.Н., Душаткин А.Б.* Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона, Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143–149.
- Маслов Г.Д.* Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры. Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1963. С. 336–350.
- Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 52–79.
- Спиридонов Э.М.* Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник-2019. М.: Макс Пресс, 2019. С. 41–113.
- Степанов В.К.* Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 162. С. 13–19.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М.* Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.
- Arndt N.T., Czamanske G., Walker R.J.* Geochemistry and origin of the intrusive host of the Noril'sk — Talnakh Cu-Ni-PGE sulphide deposits // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 495–515.
- Barkov A.Y., Martin R.F., Pakhomovsky Yu.A.* et al. Menshikovite, $Pd_3Ni_2As_3$, a new platinum-group mineral species from two layered complexes, Russia // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 679–692.
- Good D.J., Cabri L.J., Ames D.E.* PGM facies variations for Cu-PGE deposits in the Coldwell Alkaline Complex, Ontario, Canada // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 90. P. 748–771.
- Grokhovskaya T.L., Griboedova I.G., Karimova O.V.* Diversity of PGM assemblages in deposits of the Monchegorsk Igneous Complex, Russia // 12th Inter. Platinum Symp. Ekaterinburg, 2014. P. 249.
- Holwell D.A., McDonald I., Armitage P.E.B.* Platinum-group mineral assemblages in the Platreef at the South Central Pit., Sandstone mine, northern Bushveld Complex, South Africa // Mineral. Mag. 2006. Vol. 70. P. 83–101.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu.* et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 73–93.
- Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer, 2004. 727 p.
- Spiridonov E.M., Kulagov E.A., Serova A.A.* et al. Genetic Pd, Pt, Au, Ag, and Rh mineralogy in Noril'sk sulfide ores // Geol. of Ore Dep. 2015. Vol. 57, N 5. P. 402–432.
- Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M.* et al. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. Vol. 54. P. 429–452.

Поступила в редакцию 30.12.2019
 Поступила с доработки 26.02.2020
 Принята к публикации 26.02.2020

УДК 552.3:550.93:552.16

**В.Ю. Герасимов¹, В.А. Снежко², Д. Мозар³, А.Н. Письменный⁴,
Н.Л. Энна⁵, А.А. Ульянов⁶**

ЦИРКОНОМЕТРИЯ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ МИГМАТИЗИРОВАННЫХ ГНЕЙСОВ ГОНДАРАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

*Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана Российской академии наук,
119071, Москва, Ленинский пр-т, 18, корп. 2*

*Геологический институт Российской академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний пр-т., 74*

*Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, Швейцария, CH-1700, Фрибург, ул. Музейная, 6
ПАО «Кавказгеолсъемка», 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, д. 203
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*Fersman Mineralogical Museum of Russian Academy of Sciences, 119071, Moscow, Leninskii prospect, 18, 2
Geological Institute of Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Pyizhevskii per., 7, 1
Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 199106, St. Petersburg, Sredny prospect, 74
Department of Geosciences — Earth Sciences, University of Fribourg,
Switzerland, Chemin du musée, 6, CH-1700, Fribourg, Switzerland
PSC “Kavkazgeolseomka”, Stavropol region, 357600, Essentuki, Kislovodskaya str., 203
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Представлена часть результатов изотопного датирования кристалликума Большого Кавказа. Рассмотрены соотношения регионального метаморфизма, мигматизации и тепловых потоков в литосфере. Исследования проводились в Эльбрусской подзоне Главного хребта, в области развития наиболее высокотемпературных мигматизированных гнейсов гондарайского метаморфического комплекса. Измерение изотопного состава цирконов выполнено на ионном микрозонде «SHRIMP-II» в ЦИИ ВСЕГЕИ. Все исследованные зерна циркона из гнейсов пробы № 526 имеют зональное строение и часто содержат древние обломочные ядра. Практически все U-Pb изотопные датировки лежат на конкордии и демонстрируют широкий возрастной спектр 320–1000 Ма, частично унаследованный от кластогенных зерен циркона исходных пелитов. Наиболее молодые значения возраста фиксируют момент образования регенерационных кайм (320 Ма) при перекристаллизации детритовых цирконов на стадии анатексиса и мигматизации. Остальные точки образуют возрастной спектр 540–1000 Ма, который характеризует возраст различных источников сноса вещества при формировании протометаморфического субстрата. Кембрийский возраст отдельных детритовых зерен циркона, несомненно, указывает на палеозойский возраст протолита, который ранее традиционно считался протерозойским и даже архейским. Возраст регенерационных кайм кристаллов циркона (320 Ма) совпадает с возрастом постметаморфических гранитоидов. Термохронологические реконструкции ретроградной ветви метаморфизма показывают, что остывание гондарайского комплекса с момента кристаллизации анатектитов (650 °С) до момента закрытия К-Аг изотопной системы биотита (350 °С) проходило с относительно высокой начальной скоростью 8–10 °С/Ма, в субизобарических условиях и длилось 30–40 Ма.

Ключевые слова: цирконометрия, мигматиты, метаморфизм, термохронология, петрология, анатексис, литосфера, Кавказ.

Results from isotope dating of the Greater Caucasus crystalline basement in the Elbrus subzone of the Main Caucasus Range inside of the HT gneiss-migmatite area of the Gondaray Metamorphic Complex is discussed herein. The measurements of the zircons isotope composition were performed on the ion microprobe SHRIMP-II at the CIR VSEGEI (St. Petersburg). All zircon crystals from the gneiss sample N 526 show chemical zoning and an old clastogenic core. Almost all U-Pb isotope dating points to lie on the concordant line of the concordia diagram and show a wide age range from 320–1000 Ma, partially obtained from clastogenic grains of

¹ Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН (Минмузей РАН), науч. с., канд. геол.- минер. н., ГИН РАН; e-mail: gega-igem2008@yandex.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП ВСЕГЕИ), вед. инженер; e-mail: VSnezhko@vsegei.ru

³ Фрибургский университет, кафедра наук о Земле, PhD, профессор; e-mail: jon.mosar@unifr.ch

⁴ ОАО «Кавказгеолсъемка», начальник геологической партии; e-mail: fgugp@geolog.kmv.ru

⁵ ОАО «Кавказгеолсъемка», гл. геолог, канд. геол.- минер. н.; e-mail: fgugp@geolog.kmv.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: ulyanov@geol.msu.ru

the zircon from the initial pelitic sediments. The youngest ages (320 Ma) belong to regenerating zones of the zircon grains recrystallized during stage of the anatexis and migmatization. The other part of the age range 540–1000 Ma belongs to detrital zircons from different magmatic sources that existed during accumulation of the proto-metamorphic sediments. Several clastogenic zircon grains show a Cambrian age, which is an evidence for the Early Paleozoic age of the metamorphic protolith. Traditionally the age of the Caucasus crystalline basement was suggested to be Precambrian. The ages of rim zones of the recrystallized zircons (320 Ma) have a direct correlation with postmetamorphic granite ages of the Greater Caucasus. It is shown by thermochronological modeling that cooling of the Gondaray Metamorphic Complex during a retrogressive stage, from the temperature of migmatite crystallization (650 °C) to the moment of biotite K-Ar isotope system closure temperature (350 °C), was relatively fast (rate of cooling 8–10 °C/Ma) at subsobaric conditions and during a time range about 30–40 Ma.

Key words: zirconometry, thermochronology, migmatites, metamorphism, petrology, anatexis, lithosphere, Caucasus.

Введение. Кристаллический фундамент Большого Кавказа принято делить на инфра- и супраструктуру. Инфраструктура слагает нижний структурный этаж фундамента и представлена гнейс-мигматитовым комплексом со сложной системой пластических деформаций и складчатостью разного порядка. Верхний структурный этаж супраструктуры представлен гнейсо-сланцевым комплексом пород, для которого характерны более пологая фолляция, хрупкие деформации и срывы. Тектонизированные контакты между сланцевым и мигматитовым комплексами на Кавказе часто залечены постметаморфическими позднекаменноугольными гранитами. Гондарайский комплекс [Баранов, Кропачев, 1976] представляет собой наиболее глубоко эродированную часть мигматизированной инфраструктуры Эльбрусской подзоны и находится в основании макерской серии

(рис. 1). Ранее считалось, что возраст кристаллического основания Кавказа протерозойский и даже архейский. Однако последние исследования [Somin, 2011; Герасимов и др., 2010] указывают на то, что протометаморфический субстрат имеет в основном палеозойский возраст, и только возраст источников сноса вещества при накоплении осадков в ряде случаев был докембрийским, но есть и исключения.

Вопрос о возрасте регионального метаморфизма на Кавказе остается дискуссионным. Одни исследователи склонны определять его по датировкам гранитов и мигматитов в 320 Ma [Somin, 2011], другие — на основании петрологических исследований и многочисленных геохронологических данных считали региональный метаморфизм одноактным каледонским событием [Шенгелиа и др., 1991]. Позднее некоторые геологи вернулись

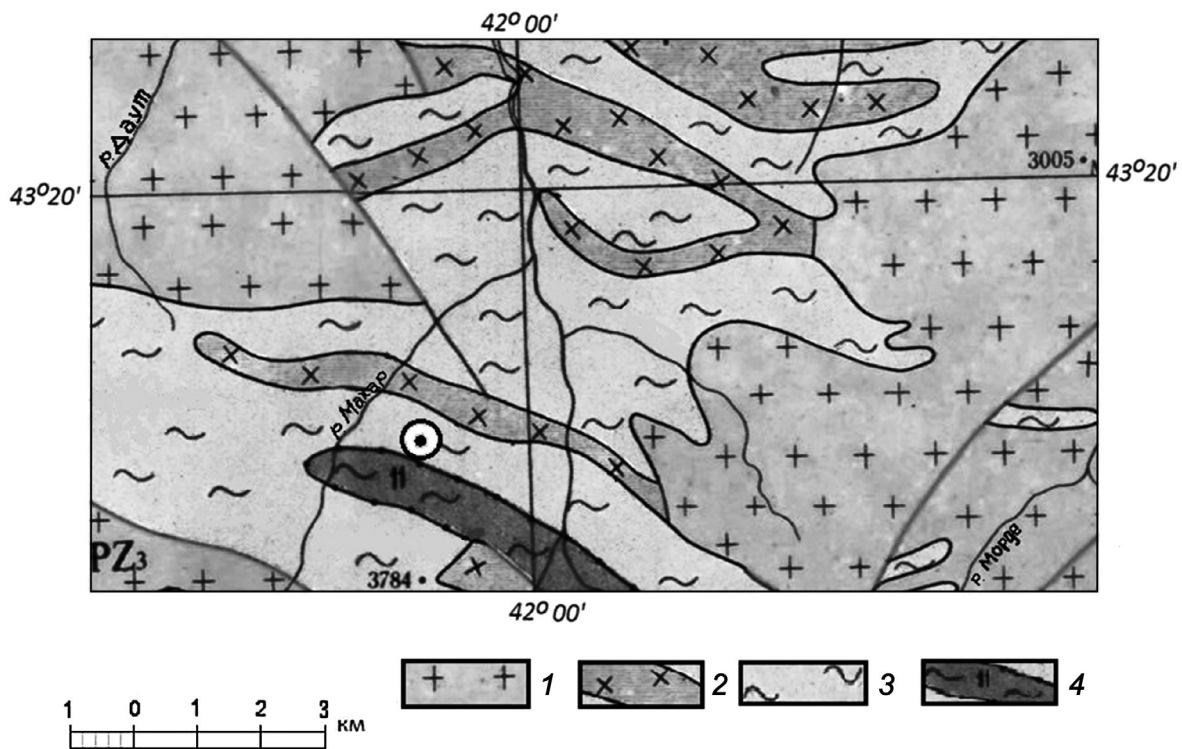


Рис. 1. Геологическая схема гондарайского метаморфического комплекса на участок долины р. Махар (отметки высот, м) по данным карты метаморфизма Большого Кавказа [Kogikovskiy et al., 2005]. Точка отбора пробы № 526 из мигматизированных гнейсов отмечена пуансоном; 1 — постметаморфические граниты (γPZ_3), 2 — синметаморфические автохтонные гранитоиды (γPZ_2), 3 — мигматиты, 4 — высокотемпературные мигматиты и кристаллические сланцы

к концепции полициклического метаморфизма [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005], что отражает трудности при интерпретации новых разновозрастных геохронологических данных.

Такого рода кризис может быть преодолен с помощью комплексных термохронологических исследований, которые включают в себя как традиционные петрологические исследования, термобарометрию минералов, так и мультиизотопное датирование на основе локальных методов исследования вещества. В итоге достигается синхронизация параметров температурно-временного тренда регионального метаморфизма и разрозненных изотопных датировок с определенным моментом в термодинамической эволюции системы.

Термохронологический подход при анализе температурной эволюции различных геологических объектов хорошо зарекомендовал себя на практике [Berger, York, 1981; Герасимов, Савко, 1995; Герасимов, 1992; Philippot et al., 2001], он во много раз увеличивает информативность исследований и носит универсальный характер. В основе термохронологического подхода лежит фундаментальное понятие о температуре закрытия системы [Dodson, 1973].

В статье демонстрируется один из элементов такого комплексного подхода. Рассмотрены результаты локального датирования U-Th-Pb системы акцессорных цирконов из мигматитов Гондарайского комплекса Кавказа в комбинации с K-Ag датированием биотитов метаморфического генезиса.

Методически термохронологический анализ ретроградной стадии метаморфизма следует начинать с петрологических исследований, с определения температуры пика метаморфизма. Затем, используя диффузионные модели, можно оценить скорость остывания системы и температуру закрытия изотопных геохронометров. Полученные изотопные датировки и значения температуры закрытия используются для построения температурно-временного тренда эволюции системы и его синхронизации с геологическими событиями.

Важно понимать, что при медленном остывании различные изотопные системы в разных минералах закрываются в разное время при разной температуре, которая обычно не совпадает с пиком метаморфизма.

Температура закрытия (T_c) геохронологической системы (или температура включения геохронометра) в условиях медленного охлаждения согласно теории [Dodson, 1973] может быть определена как температура момента времени, которому соответствует ее измеренный с помощью радиоизотопных методов (кажущийся) возраст.

С точки зрения кинетики и термодинамики процесса изотопные геохронометры включаются, когда химический потенциал продуктов распада радиоактивных элементов не успевае

ваться в среде, и дочерние атомы в заметном количестве начинают накапливаться в структуре минералов. Этот процесс контролируется скоростью объемной диффузии компонентов в кристаллической структуре минералов. Она резко уменьшается с падением температуры, что в определенный момент приводит к запуску «изотопных часов».

Так, термохронологическое моделирование возраста андалузитовых сланцев макерской серии на Кавказе показывает, что температурный пик регионального метаморфизма (560 °C) приходился на рубеж 425 млн л. н., эта величина в среднем на 100 млн лет древнее значений обычных K-Ag датировок. При этом средняя скорость охлаждения метаморфической системы на регрессивном этапе составляла около 2 °C/млн лет [Герасимов и др., 2004], что довольно типично для регионального метаморфизма.

Однако среди анатектитов и мигматитов инфраструктуры доминируют U-Pb датировки циркона с возрастом 300–320 Ma [Somín, 2011; Герасимов и др. 2010]. Это объясняется тем, что в пределах одного метаморфического цикла, различные блоки претерпели во времени дифференцированную температурно-временную эволюцию, обусловленную рядом теплофизических и термодинамических свойств системы. Так, блоки инфраструктуры с очагами анатексиса, в силу понятных причин, претерпели более длительную температурную эволюцию. Они остывали на глубине медленнее и дольше супракрустальных комплексов, а кристаллизация расплава сопровождалась дополнительным выделением тепла, что приводило к более позднему закрытию изотопных систем в минералах и, следовательно, к более молодым датировкам. К этому мы вернемся и рассмотрим детальнее при обсуждении результатов исследования.

Для уточнения возраста кристаллического фундамента Большого Кавказа в рамках программы «ГИС-Атлас Кавказа» были проведены исследования U-Th-Pb изотопной системы цирконов из различных метаморфических комплексов. Измерения проводились на ионном зонде «SHRIMP-II» в ЦИИ ВСЕГЕИ. По предварительным результатам изотопного датирования цирконов из 20 проб получены три группы значений возраста: 290–360 Ma — возраст постметаморфических гранитов и мигматитов, 420–460 Ma — возраст синметаморфических образований и 540–2850 Ma — широкий возрастной спектр детритовых цирконов, причем последняя группа датировок характеризует только возраст различных источников сноса вещества при формировании метаморфического протолита в раннем палеозое [Герасимов и др., 2010].

Материалы и методы исследований. *Петрологическая характеристика пробы.* Для датирования процессов мигматизации в пределах Кубанского мигматит-гнейсового выступа, на западном склоне

водораздела рек Махар и Гондарай (N 43°16'24"; E 41°57'31"), бассейна р. Кубань (рис. 1) была отобрана проба № 526. Эта порода представляет собой мигматизированный биотит-силлиманитовый гнейс с парагенезисом биотит (Bt) — гранат (Grt) — силлиманит (Sil) — плагиоклаз (Pl) — калиевый полевой шпат (Kfs) — кварц (Qtz) ± кордиерит (Crd) + илменит (Ilm) + циркон (Zrn) + монацит (Mnz). Она имеет гнейсовидную текстуру и лепидо-гранобластовую средне-мелкозернистую структуру. По химическому составу (табл. 1) порода относится к глиноземистым гнейсам с повышенным содержанием оксидов алюминия, титана и железа, очень характерным для исходных пелитов. Микроскопические исследования показывают, что некоторые участки породы имеют признаки Na-Ca метасоматоза с образованием характерных мirmekитовых структур по Kfs и признаками дебазификации меланократовой части субстрата в виде «гребенчатых» структур замещения биотита плагиоклазом. Местами биотит замещается тонкоигольчатым агрегатом фибrolита. Все это признаки постмагматического метасоматоза, который проявляется на ретроградной стадии метаморфизма в зонах развития мигматизации. Отдельные зерна цирконов в биотитах имеют интенсивные плеохроичные ореолы, что говорит об относительно высоком содержании радиоактивных компонентов (U, Th) в структуре цирконов.

С генетической точки зрения эта порода — продукт мигматизации глиноземистых биотит-гранатовых гнейсов и сланцев в условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации регионального метаморфизма; в более общей интерпретации — продукт магматического замещения метапелитов гранитным расплавом на стадии мигматизации. Мигматизация широко проявлена в инфраструктуре Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса. Усредненные значения максимальных параметров регионального метаморфизма в этой зоне оцениваются на уровне $T=650\div720$ °C, $P=3\div5$ кбар [Шенгелиа и др., 1991; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005], что достаточно типично для зон верхнекорового анатексиса. Эти данные будут использованы для оценки температуры закрытия изотопных систем.

Особенности методики исследований. Изотопно-геохронологические исследования вещества, включая обработку проб, извлечение монофракций минералов и изотопное датирование, проводились в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерение изотопного состава цирконов

выполнено на ионном микрозонде «SHRIMP-II» по стандартной методике [Williams, 1998], с использованием эталонов «91500» и «Temora». Для исследования была отобрана фракция кристаллов циркона размером 100–200 мкм, локальность U-Th-Pb изотопного датирования составляла при этом около 25–30 мкм. Таким образом, пространственное разрешение ионного зонда позволяло уверенно датировать отдельные зоны роста кристаллов, их центры и края. Однако следует иметь в виду, что такие крупные кристаллы циркона довольно редки в породах этого типа. Они представляют собой своего рода аномалию. В них обычно присутствуют древние ядра, которые перемещаются из россыпи в россыпь и несут информацию о древних источниках сноса, а не о процессах метаморфизма. Эти ядра также служат причиной увеличения дискордантности датировок. Для метаморфогенных зерен более типичен размер 10–40 мкм. Как правило, это новообразованные зерна, и в перспективе именно эту фракцию следует использовать при датировании метаморфизма.

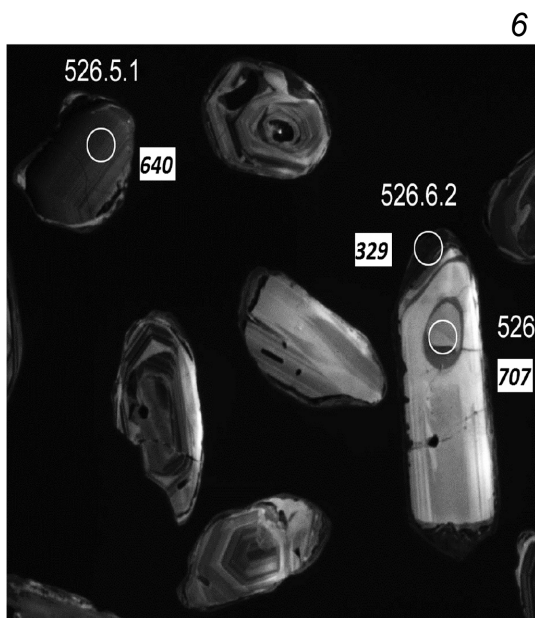
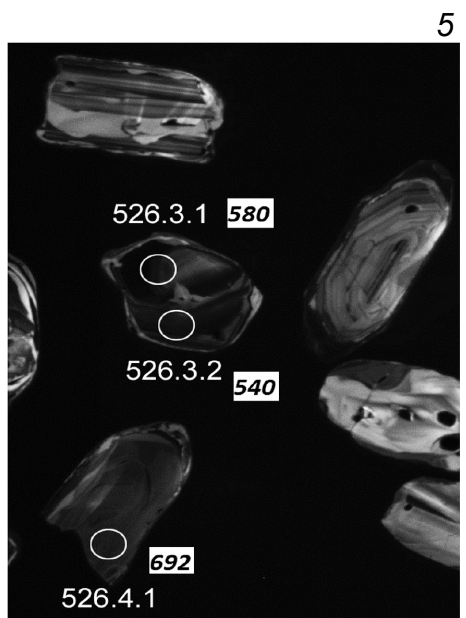
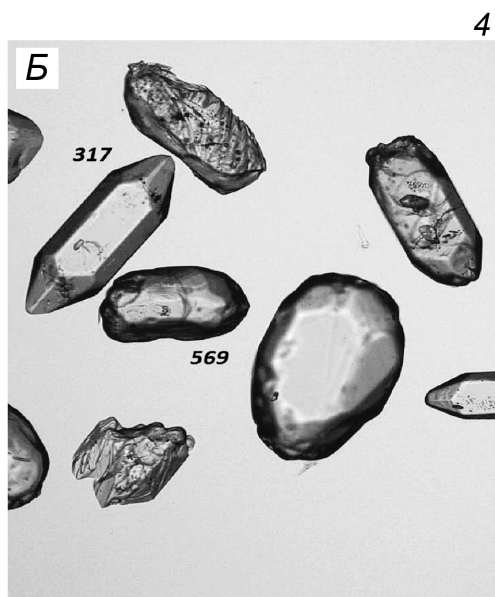
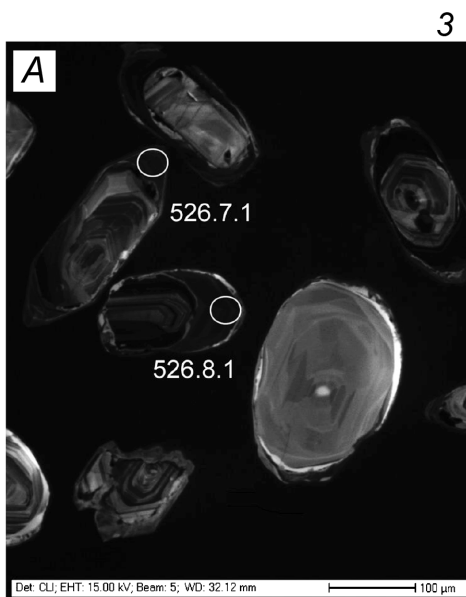
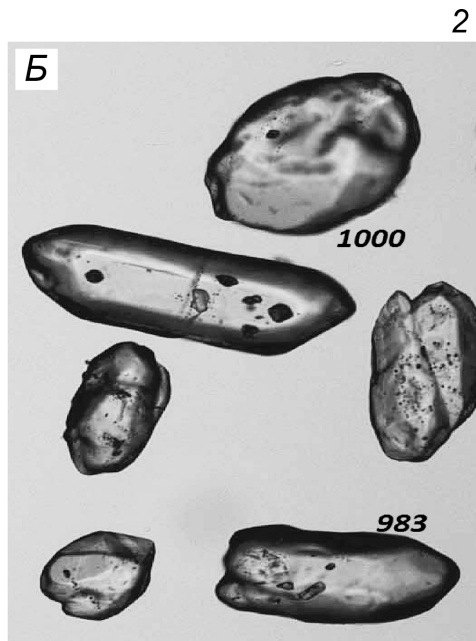
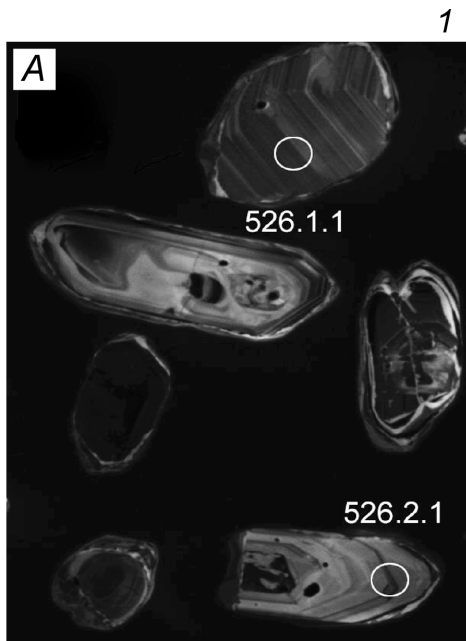
Отбор зерен для анализа проводился под микроскопом. Непосредственно для датирования пробы № 526 было отобрано 58 зерен разной морфологии. Большинство из них имело неправильную удлиненную или округлую форму, другие — четкую огранку (фототаблица). Отобранные зерна монтировались в шашку вместе с эталонами и сошлифовывались приблизительно на половину толщины. Полученные таким образом срезы полировали, и после напыления углеродом исследовали на электронном сканирующем микроскопе с катодолюминесцентной приставкой при ускоряющем напряжении 15 кВ. Изображения цирконов в катодолюминесценции (CL) и в отраженных электронах позволяют определить степень неоднородности кристаллов, их зональность и наметить точки съемки для датирования на ионном зонде (фототаблица). Такой подход выгодно отличает исследование на SHRIMP от традиционных нелокальных методов датирования, несмотря на относительно более низкую точность измерений. Уже на стадии пробоподготовки удастся классифицировать объект не только по внешним признакам, но и по внутреннему строению кристаллов, их химической зональности, которая непосредственно отражает их генетические особенности и связь с физико-химическими параметрами системы.

Измерения на ионном зонде проводились при величине тока первичных ионов 4 нА (аналитик Н.В. Родионов), в каждой точке анализа набор

Таблица 1

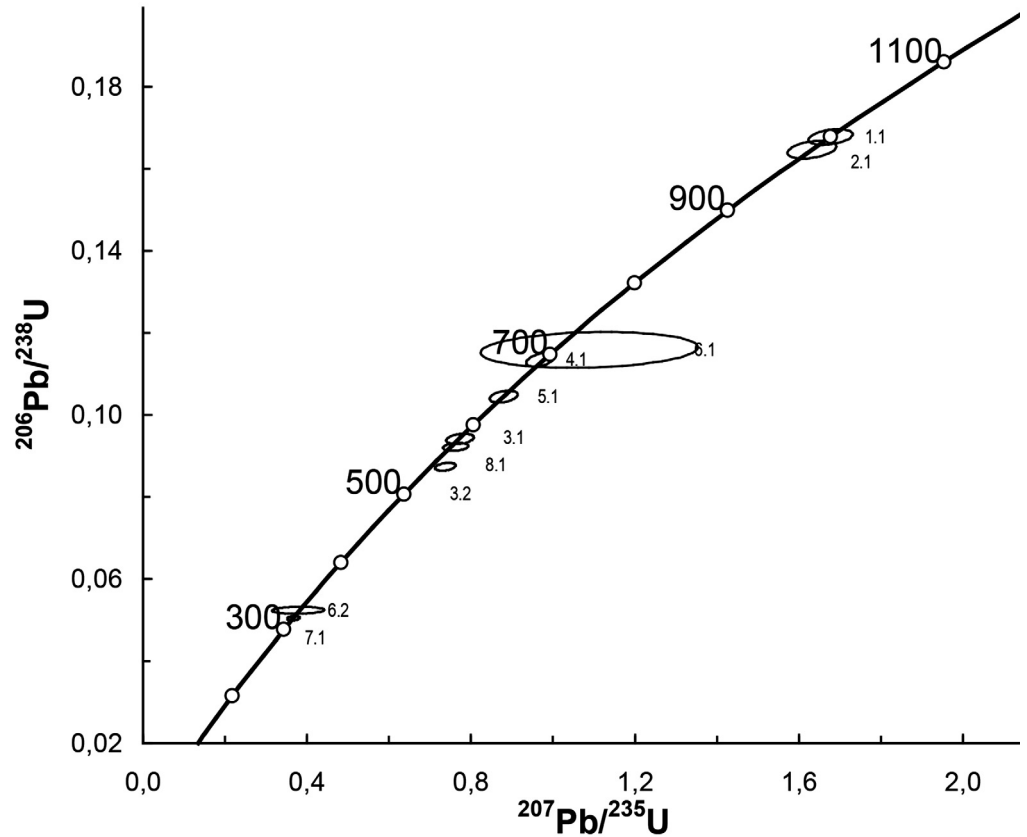
Химический состав пробы № 526 по результатам силикатного анализа

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	F	Сумма
526	64,00	18,70	0,98	5,92	0,93	0,14	0,14	0,57	2,28	3,02	1,14	0,04	97,86



Фототаблица. Изображения кристаллов циркона из пробы № 526 (фракция 100–200 мкм) в катодолюминесценции (кадры *A*) и в проходящем свете (кадр *Б*). Кадры имеют построчное соответствие (1–2, 3–4). Участки зондирования (белые кружки) и номера точек показаны на срезах зерен в катодолюминесценции (CL); U-Pb датировки в млн лет (Ma) для тех же зерен построчно приведены в колонке *Б* и выделены курсивом. На кадрах 5 и 6 представлены изображения срезов кристаллов в катодолюминесценции (CL) с номерами точек зондирования и возрастом, млн лет (черный курсив на белом фоне). Молодые датировки стадии мигматизации получены для вершин регенерированных кристаллов (кадры 3 и 6). Такие кристаллы имеют призматическую форму, хорошую огранку и внешнюю темную кайму (CL), богатую ураном, с возрастом около 320 Ma. Древние кластогенные зерна имеют скругленную форму со следами растворения и образуют возрастную спектр 540–1000 Ma

Рис. 2. Результаты датирования цирконов из пробы № 526 нанесены на конкордию с табулированными значениями возраста (млн лет, Ма). Молодые значения возраста (точки 7.1 и 6.2) фиксируют момент образования регенерационных кайм (320 Ма) при перекристаллизации детритовых цирконов. Остальные точки образуют возрастную спектр 570–1000 Ма, который характеризует возраст различных источников сноса вещества при формировании протометаморфического субстрата



интенсивности массовых спектров проводился до 5 раз в диапазоне масс от 196 (Zr₂O) до 254 (UO). Для обработки измерений использована компьютерная программа SQUID [Ludwig, 2000]. Расчет параметров конкордантности полученных значений возраста проводился исходя из величины погрешности 2σ. Результирующие графики с конкордией (рис. 2) построены с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Всего

из 58 отобранных зерен циркона пробы № 526 исследовано 8 кристаллов. Получены датировки по 10 точкам, результаты измерений приведены в табл. 2.

Результаты исследований и их обсуждение. Морфология, внутреннее строение и генезис цирконов. По морфологии зерна цирконов из пробы № 526 можно разделить на две основные группы. Первая группа — скругленные вытянутые зерна с глянцевой

Таблица 2

Результаты U-Th-Pb изотопных исследований цирконов из мигматизированного гнейса Кавказа (обр. 526)

Проба № 526 Номер зерна и точки	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/г (ppm)			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (Ма)				D, %	Изотопные отношения						R
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%			
1.1	0,09	367	149	53	0,42	999,6	±4,3	1001	±25	0	0,07253	1,2	1,677	1,3	0,16773	0,46	0,354
2.1	0,11	272	176	38,6	0,67	982,5	±4,9	983	±28	0	0,07188	1,4	1,632	1,5	0,16465	0,54	0,364
3.1	0,11	363	153	29,4	0,43	580	±3	588	±37	1	0,0596	1,7	0,773	1,8	0,09415	0,54	0,303
3.2	--	526	186	39,5	0,36	539,9	±2,3	648	±28	20	0,06125	1,3	0,738	1,4	0,08735	0,45	0,329
4.1	0,00	352	39	34,3	0,12	692,5	±3,9	672	±28	-3	0,06195	1,3	0,969	1,4	0,11341	0,59	0,414
5.1	0,00	309	94	27,7	0,31	640,5	±3,4	641	±32	0	0,06106	1,5	0,879	1,6	0,10446	0,56	0,357
6.1	1,96	48	1	4,91	0,02	707	±10	873	±200	23	0,0681	9,8	1,09	9,9	0,1159	1,5	0,155
6.2	1,91	662	4	30,4	0,01	329	±2,1	303	±160	-8	0,0524	6,8	0,378	6,9	0,05236	0,66	0,097
7.1	0,05	777	4	33,7	0,01	317,1	±1,4	319	±37	1	0,05277	1,6	0,3668	1,7	0,05042	0,45	0,268
8.1	0,16	802	153	63,6	0,20	568,6	±2,3	604	±34	6	0,06001	1,6	0,763	1,6	0,0922	0,42	0,257

Примечания. Ошибка единичных измерений в таблице приведены исходя из величины стандартного отклонения (1σ). Pb_c и Pb* относятся к обычному и радиогенному свинцу соответственно. Ошибка калибровки на стандарте для данной серии измерений составила 0,32%. Поправка на обычный свинец рассчитана с учетом измерений изотопа — ²⁰⁴Pb. D = [возраст(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/возраст(²⁰⁶Pb/²³⁸U) - 1]·100; R — коэффициент корреляции погрешностей.

вой поверхностью и следами растворения. Их доля составляет ~30–40%. Надо сказать, что внешний вид таких зерен («леденцов») иногда вводит геологов в заблуждение, их называют то окатанными, то оплавленными. В действительности же окатанные зерна циркона обычно имеют шагреновую, матовую поверхность, а не гляцевую. В то же время температура плавления силиката циркония достигает 2550 °С, что, конечно, полностью исключает возможность плавления циркона в условиях земной литосферы.

Вторая группа зерен — хорошо образованные прозрачные кристаллы с четкими гранями и ребрами без следов растворения и абразии. Доля последних составляет 50%. Среди них есть восьмигранные призмы с пирамидальными вершинами и коэффициентом удлинения 2–3. Есть кристаллы более изометричной формы, с недоразвитым призматическим габитусом. Считается, что удлиненные призматические кристаллы возникают при относительно быстрой кристаллизации, а короткопризматические и дипирамидальные — в условиях медленной кристаллизации.

Многие зерна циркона имеют оптическую неоднородность, включения минералов, а также скопления газово-жидких включений. Срезы кристаллов в катодолюминесценции демонстрируют наличие древних ядер и неоднородности практически во всех отобранных зернах. Такие ядра представлены обломками неправильной формы или скругленными фрагментами кристаллов циркона более ранних генераций, иногда в виде двойников или корродированных ядер со следами растворения. На ядрах, как на затравках, нарастают регенерационные каймы. Состав каждой каймы и время ее образование характеризуют определенный этап в эволюции физико-химических параметров системы (температура, давление, химические потенциалы компонентов, фазовые переходы). Некоторые зерна имеют схожую последовательность зон роста, что указывает на их генетическое родство. Характер концентрической зональности кристаллов обычно тонкоритмичный, осциллирующий. В ядрах кристаллов встречаются фрагменты секториальной зональности. Большое разнообразие типов зональности циркона в одной пробе, несомненно, указывает на их кластогенную природу и широкий спектр разнообразных источников сноса вещества при формировании осадка в дометаморфический период.

В исследуемой группе цирконов финальная регенерационная кайма развита не у всех зерен, а только у кристаллов с хорошей огранкой. Эта самая внешняя кайма имеет слабое свечение в катодолюминесценции из-за относительного обогащения ураном и характеризуется крайне низким Th/U отношением (~0,01). Финальная кайма образовалась за счет перекристаллизации вещества, предположительно на стадии мигмати-

зации, с последующей флюидной переработкой породы на ретроградной стадии метаморфизма. При появлении расплава (флюида) зерна циркона с большим количеством радиационных дефектов и избыточной энергией в кристаллической решетке оказываются термодинамически неустойчивы. Они растворяются и идут на постройку более совершенных кристаллов. Этим объясняется и кардинальное различие в морфологии зерен, извлеченных из одной и той же породы: одни округлые — растворенные, другие ограненные — регенерированные.

С точки зрения кинетики минералообразующих процессов изотопный состав именно регенерационных кайм в общем случае должен указывать на время последней перекристаллизации в системе и фиксировать момент исчезновения флюида или расплава. Возможные диффузионные потери свинца в цирконах на регрессивной стадии метаморфизма при остывании породы можно оценить с использованием t - S - a диаграммы (рис. 3), где температура закрытия изотопной системы (t_c) является функцией скорости охлаждения (S) и размера кристалла (a). Диаграмма рассчитана на основе экспериментальных данных о скорости диффузии свинца в структуре циркона с использованием формализма Додсона [Dodson, 1973]. В ней представлен широкий диапазон значений скорости охлаждения в природных системах (0,1–10000 °С/Ма) и необходимый диапазон реальных размеров кристаллов циркона (10–1000 мкм). Диаграмма — надежный инструмент для оценки степени нарушения изотопной системы циркона, она позволяет фиксировать момент включения изотопных часов в условиях регрессивной температурной эволюции метаморфической системы. Однако в нашем случае из анализа диаграммы следует, что при значениях температуры мигматизации (700–750 °С) диффузионные потери свинца как для крупных зерен циркона, так и для регенерационных кайм остаются исчезающе малы, и ими можно пренебречь. Главным фактором включения изотопных часов следует считать процесс перекристаллизации цирконов в расплаве или активном водном флюиде, точнее, момент окончания перекристаллизации.

Анализ результатов датирования. Техника локального SHRIMP-датирования циркона позволяет до некоторой степени обойтись без обязательной предварительной разбраковки кристаллов по внешним признакам, как это принято в классической цирконометрии. В шашку для анализа закладывается произвольная выборка из 50–70 зерен, что на практике обеспечивает статистически значимый результат исследования. Изучение зональности этих кристаллов в катодолюминесценции позволяет (в идеальном случае) одновременно провести разбраковку зерен, сделать осознанный выбор точек зондирования в соответствии со спецификой объекта и поставленной

задачей. Если объект однороден, то датировки образуют на конкордии устойчивый возрастной кластер, и, как правило, в этом случае для статистики достаточно 10–12 точек съемки. В более сложных случаях требуется гораздо больше точек зондирования, а для правильной генетической интерпретации результатов датирования цирконов следует принимать во внимание совокупность сразу нескольких факторов:

- 1) внешние характеристики кристаллов по группам (форма, цвет, прозрачность, размер, огранка, удлинение, следы растворения, абразии);
- 2) внутренне строение кристаллов, наличие древних ядер, включений, химическая зональность, регенерационные каймы и их связь с морфологией зерен;
- 3) положение точки зондирования на срезе циркона (ядро или центр, внешняя кайма, промежуточная зона) и ее связь с внутренним строением кристалла;
- 4) химические характеристики точек съемки: валовое содержание компонентов, Th/U отношение;
- 5) характер расположения точек датировок на конкордии: наличие кластеров, групп, спектров изотопных значений возраста;
- 6) степень отклонения точек от конкордии (дискордантность, нарушенность изотопной системы).

Результаты датирования цирконов пробы № 526 нанесены на диаграмму с конкордией (рис. 2) в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с табулированными значениями возраста в млн лет (Ma). Большинство точек съемки лежит на конкордии и представлено диапазоном значений возраста 320–1000 Ma. Такой широкий спектр значений возраста возникает за счет анализа древних ядер и кластогенных цирконов, которые в изобилии присутствовали в раннепалеозойских осадочных породах на Палеокавказе. Среди них доминирует группа датировок панафриканского возраста (650–500 Ma).

Наибольшая дискордантность наблюдается для точек 6.1 (центральная часть древнего детритового ядра регенерированного кристалла циркона) и 3.2 (одно из ядер сдвоенного кристалла). Такое отклонение от конкордии характерно в случае частичной потери радиогенного свинца, однако точка 6.1, кроме того, имеет аномально низкое содержание урана и тория, что, скорее, обусловлено фазовой неоднородностью этого включения (табл. 2, фототаблица), т.е. захватом другого минерала.

Молодые значения возраста (точки 7.1 и 6.2) получены только для краевых зон хорошо образованных кристаллов циркона, они фиксируют момент образования регенерационных кайм (320 Ma) при перекристаллизации детритовых цирконов и имеют повышенное содержание урана. Остальные точки образуют возрастной спектр 540–1000 Ma, который характеризует возраст различных источ-

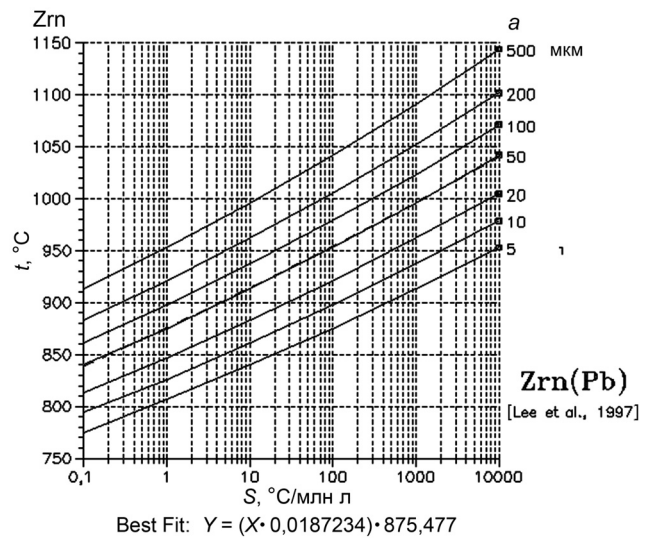


Рис. 3. Диаграмма зависимости температуры закрытия (t_c) U-Th-Pb изотопной системы циркона (Zrn) от величины скорости охлаждения (S) и размера кристалла (эффективного радиуса, a), рассчитанная с использованием экспериментальных данных о диффузии свинца [Lee et al., 1997] и формализма Додсона [Dodson, 1973]. Изолинии постоянного радиуса хорошо аппроксимируются степенными функциями (Best Fit)

ников сноса вещества при формировании протометаморфического субстрата. Не исключено, что этот возрастной спектр не достаточно полный, поскольку для аналогичных пород на Кавказе известны датировки ядер с возрастом вплоть до 2800 Ma [Герасимов и др., 2010].

Точка съемки 1.1 находится в центре крупного (>100 мкм) окатанного зерна циркона, который представляет собой обломок еще более крупного кристалла. Первоначально кристалл имел тонкоритмическую, концентрическую ростовую зональность. Судя по характеру зональности, первоначальный размер циркона достигал 400–600 мкм. Обломок был частично растворен и имеет фрагментарные зачатки ростовой регенерационной каймы шириной 5–7 мкм. По ряду параметров — дискордантности, содержанию U и Th, Th/U отношению и возрасту — точка 1.1 близка к параметрам точки 2.1 другого кластогенного циркона. Кристаллы имеют сходный тип ростовой зональности и, вероятно, их можно отнести к одной генетической группе. Датировки этих зерен близки к рубежу 1000 Ma, который характеризует возраст некоторого древнего протерозойского магматизма. Позднее цирконы из этого магматогенного источника попали в пелитовый осадок и прошли через цикл палеозойского метаморфизма Кавказа практически без потерь. Во всяком случае, ни температурное воздействие, ни частичное растворение зерен не повлияли на стабильность U-Th-Pb изотопной системы этих цирконов.

Точка зондирования 2.1 находится в краевой части удлиненного обломка призматического кристалла циркона. Кристалл имеет ритмичную, осциллирующую ростовую зональность, схожую с

таковой в точке 1.1, и древнее ядро, обогащенное U и Th. Первоначально кристалл имел размеры около 100×400 мкм. Поверхность обломка имеет следы растворения, отмечены фрагменты зон регенерации в привершинной части призмы. Содержание радиоактивных компонентов достаточно обычное: U=272 ppm и Th=176 ppm, отношение Th/U=0,67, что типично для магматических цирконов.

Зерно № 3 представлено сростком двух кристаллов циркона одной генерации с близким составом U и Th. По данным катодолюминесценции каждый кристалл имеет размер ~100 мкм. У них одинаковый тип ростовой зональности без осцилляций — темное ядро, обогащенное U и Th, и яркая кайма финальной перекристаллизации толщиной 5–10 мкм. Возраст ядер около 580 Ma, Th/U=0,3±0,4, изотопный состав каймы не анализировался. Точка 3.2 имеет возраст 540 Ma и дискордантность ~20%, что может быть обусловлено как потерей свинца, так и частичным захватом молодой каймы с гипотетическим возрастом ~320 Ma и более низким отношением Th/U. По типу зональности и возрастным характеристикам зерно № 3 имеет сходство с точкой съемки 8.1. В совокупности они образуют небольшой кластер на конкордии в окрестности датировки 570 Ma и, вероятно, характеризуют возраст позднепротерозойского магматизма, продукты которого эродировались уже в раннем палеозое.

Точка 4.1 находится почти в центральной зоне ядра крупного призматического обломка циркона с пирамидальной вершиной. Кристалл имеет слабо выраженную ростовую зональность и тонкую регенерационную кайму в области роста пирамидальной вершины. По параметрам состава точка 4.1 довольно близка к другим точкам серии 1–3, однако возрастная оценка вплотную приближается к рубежу 700 Ma, что формально роднит ее с точкой 6.1. Все эти датировки характеризуют возраст детритовых цирконов.

Точка 5.1 также характеризует возраст (640 Ma) удлиненного детритового обломка циркона. Размер обломка более 100 мкм, первоначальная зональность представлена довольно однородным фрагментом, но на его поверхности образовалась тонкая контрастная кайма регенерации с переходом от темной зоны с высоким содержанием U и Th к светлой зоне на поверхности зерна с пониженным содержанием этих компонентов. Количественный состав каймы не определяли.

В зерне № 6 зондировали не только центр, но и край кристалла в зоне регенерации, что позволяет, наконец, оценить возраст последней перекристаллизации цирконов.

Точка 6.2 (329 Ma) находится в пирамидальной вершине удлиненного призматического кристалла циркона с хорошо развитой огранкой. Эта вершина выросла в ходе перекристаллизации (регенерации)

крупного (>200 мкм) обломочного циркона, она имеет высокое содержание урана, ее изотопный состав характеризует возраст последней флюидно-магматической активности в системе. Параметры состава: U=662 ppm, Th=4 ppm, а также крайне низкое отношение Th/U (0,01) указывают на регрессивную стадию высокотемпературного метаморфизма.

Точка 6.1 (707 Ma) находится в центре округлого включения концентрического строения, которое расположено внутри того же крупного обломка циркона с регенерационной каймой (рис. 2). По форме включение напоминает древнее детритовое ядро, но, скорее всего, это залеченная эрозия в древнем обломочном цирконе, который послужил затравкой для роста более совершенного кристалла в условиях мигматизации. Точка 6.1 имеет аномально низкое содержание радиоактивных компонентов: U=48 ppm, Th=1 ppm, радиогенный свинец Pb=4,9 ppm, а также характеризуется крайне низким отношением Th/U (0,02) и сильной дискордантностью (D=23%). Ошибка измерения возраста в этой точке так велика, что делает ее практически непригодной для датировки даже детритовой компоненты.

Циркон № 7 имеет идеальную огранку без признаков растворения, это прозрачный призматический кристалл длиной >200 мкм, с двумя пирамидальными вершинами. Коэффициент удлинения 3,5. Ядро кристалла имеет сложное строение с ростовой концентрической зональностью вокруг исходного реликтового зерна размером ~50 мкм. Точка съемки 7.1 — по аналогии с точкой 6.2 — расположена в вершинной части кристалла, полностью сформированной на стадии регенерационного роста. Она имеет близкие параметры состава: высокое содержание урана (U=777 ppm), низкое содержание тория (Th=4 ppm), очень низкое отношение Th/U (0,01) и возраст 317 Ma. Все это не оставляет сомнений в генетическом родстве финальных зон регенерационного роста кристаллов 6 и 7.

Точка 8.1 (570 Ma) заканчивает серию из 10 региональных точек для датирования цирконов из пробы № 526. Зерно № 8 оптически однородное, прозрачное, имеет удлиненную призматическую форму с явными следами растворения. В катодолюминесценции отчетливо видна концентрическая зональность вытянутого обломанного ядра кристалла, а также широкая однородная ростовая кайма в привершинной части, что указывает на две стадии роста в докембрийской эволюции этого зерна. Остатки ядра имеют размер ~100 мкм, а внешняя кайма — ширину до 50 мкм. Точка съемки 8.1 находится на краю зерна в зоне внешней ростовой каймы. Как уже отмечено, по параметрам состава и возрасту она имеет определенное сходство с зерном № 3 и может характеризовать возраст источника детритовых цирконов панафриканского возраста.

Таким образом, приведенные результаты цирконометрии гондарайского метаморфического комплекса показывают, что широкий возрастной спектр датировок циркона обусловлен наличием детритового компонента и только самые молодые датировки (320 Ma), которые получены по регенерационным каймам, отражают возраст последней перекристаллизации циркона в зоне мигматизации. Скорее всего, это возраст кристаллизации мигматитов и сопряженной с ней гидротермальной активности на регрессивном этапе регионального метаморфизма. В связи с этим следует подробнее рассмотреть несколько физико-химических факторов, которые контролируют минералообразование в системе, прежде всего это термодинамические и кинетические факторы.

Роль внутрикристаллической диффузии в цирконах и потери радиогенного свинца. Образование зональных кристаллов циркона обусловлено двумя конкурирующими процессами, это процессы роста и растворения на поверхности кристалла и процесс объемной диффузии в кристаллической структуре минерала. Процессы роста и растворения преобладают, когда в среде существуют признаки неравновесности (градиент концентраций, дефектность структур, метастабильность фаз) и возможен свободный массоперенос вещества с помощью раствора, флюида или расплава. Зональный кристалл формируется в условиях неравновесного бездиффузионного роста, когда градиенты концентраций не успевают выравниваться. Если температура достаточно высока, то с течением времени кристалл может гомогенизироваться за счет объемной диффузии компонентов. Но на практике мы постоянно видим зональные кристаллы циркона, значит, температура процессов была не достаточно высока для гомогенизации, а роль внутрикристаллической диффузии компонентов была не столь существенной в данном временном интервале.

Химическая зональность хорошо видна в катодолуминесценции при электронно-микроскопических исследованиях и обусловлена в основном вхождением различных тетра- и тривалентных катионов в кристаллическую структуру циркона. Однако, поскольку U-Th-Pb система циркона является изотопным геохронометром, особенно важно оценить возможные диффузионные потери радиогенного свинца, который изначально не входил в кристаллическую структуру минерала и накапливался там как продукт радиоактивного распада.

По экспериментальным данным о диффузии свинца в структуре циркона можно оценить температуру закрытия U-Th-Pb изотопной системы минерала. Для этого была рассчитана t - S - a диаграмма (температура закрытия t_c , скорость охлаждения S , размер кристалла a) с использованием экспериментальных данных [Lee et al., 1997] и формализма

Додсона [Dodson, 1973]. Температура закрытия изотопной системы циркона в этом случае рассматривается как функция скорости охлаждения метаморфической системы и размера кристалла (эффективного радиуса) (рис. 3). Показано, что изолинии постоянного размера кристалла могут быть аппроксимированы степенными функциями, а уменьшение скорости охлаждения на 4 порядка приводит к уменьшению температуры закрытия для циркона приблизительно на 150–200 °С. При увеличении радиуса зерна на порядок температура закрытия, наоборот, увеличивается приблизительно на 100 °С.

Если бы температура максимума метаморфизма превышала модельную температуру закрытия изотопной системы циркона, то роль твердофазовой диффузии была бы существенной. Тогда в условиях регрессивной температурной эволюции метаморфического процесса, чем больше скорость охлаждения системы и чем крупнее зерна циркона, тем выше температура закрытия и тем древнее окажутся измеренные возрастные датировки (при прочих равных условиях).

Если температура процесса была заведомо ниже модельной температуры закрытия, то велика вероятность сохранения первичной ростовой зональности циркона при любых сценариях температурной эволюции процесса. Роль диффузионного массопереноса в кристаллах становится незначительной. Изотопная система цирконов остается закрытой и наследует древнюю возрастную компоненту.

Практически это означает, что в большинстве метаморфических комплексов с температурой ниже 800 °С крупные кристаллы циркона (>100 мкм) должны сохранять ростовую зональность, а изотопные датировки лучше всего проводить с использованием мелких новообразованных метаморфогенных цирконов, которые обычно не используются при пробоподготовке. Альтернатива этому — датирование регенерационных кайм, которые возникают при перекристаллизации старых детритовых зерен циркона и фиксируют время кристаллизации мигматитов и активизации постмагматических флюидов, что и было показано в этой работе.

Особенности термальной эволюции гнейс-мигматитового комплекса. Прежде всего обсудим несколько вопросов: почему изотопный возраст мигматитов моложе возраста сланцев супраструктуры, сколько длится метаморфический цикл, что показывают K-Ar датирование и изотопная термохронология?

Как уже отмечено, в пределах одного метаморфического цикла различные блоки кристаллического основания на Кавказе претерпели дифференцированную температурно-временную эволюцию, обусловленную рядом теплофизических и термодинамических свойств системы. Так, наиболее

глубинные высокотемпературные ядра структуры в зонах мигматизации и анатексиса претерпели более длительную температурную эволюцию по сравнению с амагматичными низкотемпературными комплексами супраструктуры.

Теоретически, находясь на одной геотерме, глубинные зоны имели более высокую температуру, проходили через стадию частичного плавления на прогрессивном этапе метаморфизма. Плавление сиалической части субстрата сопровождалось поглощением тепла и стабилизацией температуры на уровне, близком к температуре плавления гранитной эвтектики (при теплопереносе возникают новые граничные условия, обусловленные фазовым переходом). На регрессивной стадии метаморфизма, в условиях деградации теплового потока, кристаллизация остаточных расплавов в этих зонах сопровождалась, кроме того, выделением тепла и замедлением скорости охлаждения системы. Все это отразилось на более позднем закрытии изотопных систем в минералах высокотемпературных комплексов и как следствие привело к появлению более молодых изотопных датировок.

Для метаморфической системы это означает, что с началом анатексиса прекращается подъем изотерм и рост температуры в вышележащих супраструктурных комплексах. Тепло расходуется на поддержание плавления. Метаморфическая система проходит через температурный максимум и по мере уменьшения теплового потока переходит в ретроградную стадию. В действительности картина осложняется еще и перемещением расплавов в верхние горизонты относительно холодной супраструктуры. Интрузивный магматизм постметаморфических гранитов сопровождается здесь развитием ограниченных контактовых метаморфических ореолов, иногда довольно высокотемпературных. Такого рода сценарии реализуются в различных регионально-метаморфических комплексах, в том числе в разных структурных зонах кристалликума Большого Кавказа. Важно отметить, что анатексис и ультраметаморфизм здесь не столько температурный пик процесса (в сухих системах, в гранулитах температура может быть и выше), сколько начало его конца, а регрессивная стадия метаморфизма всегда сопровождается постметаморфическим гранитным магматизмом.

Эта закономерность отмечена и в работах Л.Л. Перчука. С помощью методов термобарометрии было показано, что большинство гранитов выплавляется в земной коре в пределах термодинамического окна, ограниченного следующими параметрами: 650–750 °С и 5–7 кбар (т.е. на глубине в интервале 15–20 км). А сам процесс гранитизации протекает не на прогрессивной стадии метаморфизма, а на его регрессивной ветви, с падением P - T параметров метаморфизма [Перчук, 1997].

Это возможно, когда система проходит через температурный максимум, достигает субсолидус-

ных температур гранитной эвтектики, насыщается водным флюидом и под его воздействием начинается частичное плавление гнейсов. Температура водного солидуса гранита смещается в низкотемпературную область, вплоть до температуры около 650 °С. Термодинамически этот феномен обусловлен тем, что растворимость компонентов флюида выше в расплаве, чем в твердой фазе. Так формируется гнейс-мигматитовый комплекс (ГМК) умеренных давления и температуры.

Простые расчеты показывают, что если плавление начинается на глубине 15 км при температуре 750 °С, то этим параметрам соответствуют геотермический градиент ~50 °С/км и континентальная геотерма с тепловым потоком $q=150$ мВт/м² [Pollack, Charpen, 1977]. С началом плавления часть теплового потока расходуется на поддержание плавления, а температура расплава остается постоянной до момента полного исчерпания эвтектического субстрата. В этот период температура в вышележащих горизонтах перестает расти, формируется новая геотерма с редуцированным тепловым потоком, которая со временем релаксирует к стационарному состоянию:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial x} = 50 \text{ °С/км.}$$

На верхней границе плавления формируется изотерма, равная температуре расплава (в данном случае 750 °С). Она может понижаться по мере увеличения парциального давления воды во флюиде. Через эту границу проходит редуцированный тепловой поток q_r , который определяется температурным градиентом и теплопроводностью вышележащих пород в соответствии с законом Фурье:

$$q_r = -k \frac{\partial T}{\partial x} = 2 \text{ Вт/(м·град)} \cdot 50 \text{ °С/км} = \\ = 100 \text{ мВт/м}^2.$$

Здесь и далее приведены типичные значения теплофизических параметров, которые используются при моделировании гранитного магматизма: теплопроводность $k=2$ Вт/(м·град), удельная теплота плавления гранита $H_m=300$ кДж/кг, теплоемкость $c_p=1250$ Дж/(кг·град), плотность $\rho=2800$ кг/м³. Строго говоря, параметр q — плотность теплового потока (удельная величина), но для простоты и по аналогии с англоязычной литературой мы здесь и далее будем называть его тепловым потоком.

Легко видеть, что в рассматриваемом случае большая часть теплового потока, составляющего 100 мВт/м², уходит в верхние горизонты разреза земной коры, тогда как оставшаяся часть теплового потока ($q_m=50$ мВт/м²) расходуется на поддержание плавления гранитной эвтектики на глубине. Нетрудно составить простой тепловой баланс и

подсчитать, что при такой скорости поступления тепла на выплавление гранитного слоя (гранитного батолита) мощностью ~5 км чисто термодинамически (без учета конвекции и боковых потерь тепла) потребуется время $t \sim 2,5$ Ма:

$$t(5 \text{ км}) = 5 \text{ км } H_m \rho / q_m = 5000 \text{ м} \cdot 300 \text{ кДж/кг} \times \\ \times 2800 \text{ кг/м}^3 / 50 \text{ мВт/м}^2 = 2,53 \text{ Ма.}$$

Если величина q_m уменьшится до 5 мВт/м², то аналогичный процесс займет уже 25 Ма и т.д. Мощность 5 км — характерный масштаб для батолитов древних щитов и кристаллического фундамента Большого Кавказа. Например, в зоне Главного хребта расположен Улукамский массив гранитов, он занимает площадь несколько сотен квадратных километров и имеет видимую мощность несколько километров.

Очевидно, что в реальных условиях, когда тепловой поток начнет уменьшаться на ретроградной стадии метаморфизма, то плавление все равно продолжится, но с меньшей интенсивностью, вплоть до момента деградации мантийного источника тепла, когда на поддержание плавления уже не останется энергии ($q_m = 0$). Этот процесс может затянуться на десятки миллионов лет. Затем начнется обратный процесс кристаллизации остаточного гранитного расплава, который по мере теплоотвода будет сопровождаться еще и выделением тепла, что затян timer процесс кристаллизации еще на несколько миллионов лет. В совокупности временной интервал между пиком метаморфизма (началом плавления гранитной эвтектики) и моментом кристаллизации мигматитов может составить несколько десятков миллионов лет. Кристаллизация расплава сопровождается выделением большого количества летучих компонентов водного флюида, которые облегчают перекристаллизацию старых кластогенных зерен циркона, а на поверхности кристаллов образуются финальные регенерационные каймы. Они имеют очень низкое Th/U отношение, считается, что их возраст характеризует ретроградную стадию регионального метаморфизма на момент кристаллизации мигматитов и отделения флюидов.

На этом практически заканчивается метаморфический цикл, и дальнейшее остывание системы можно отследить по другим изотопным сенсорам с более низкой температурой закрытия. Так, температура закрытия К-Аг изотопной системы биотитов находится на уровне 320–350 °С. Датировки красновато-бурого матричного метаморфогенного биотита из разных проб мигматитов гондарайского комплекса Кавказа находятся на уровне 280–290 Ма (табл. 3). Из этого следует, что остывание системы на 300 °С с момента кристаллизации водной эвтектики (650 °С) происходит за период 30–40 Ма, со средней скоростью ~8–10 °С/Ма. Это довольно высокая скорость охлаждения для регионального метаморфизма, обычно она в 2–3 раза меньше. Возможно, это связано с более резким

перепадом температуры между еще горячим кристаллизующимся расплавом и уже холодным региональным температурным фоном. Понижение фоновых значений температуры к этому времени обусловлено общей деградацией теплового потока на ретроградной стадии регионального метаморфизма (эффект опускания изотерм). Петрологические сенсоры показывают, что остывание мигматитов гондарайского комплекса проходило в субизобарических условиях с пересечением линии моновариантного равновесия кианит–силлиманит.

Таблица 3

Результаты К-Аг датирования матричных биотитов из мигматитов Кавказа

Номер образца	Минерал	К, масс. %	⁴⁰ Аг, нг/г	Возраст, Ма
516	биотит	6,93±0,04	145,0±0,4	288±6
529	биотит	6,91±0,07	150,0±0,5	289±6

Примечания. Измерения проводились в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1201ИГ, аналитик В.А. Лебедев.

Таким образом, в совокупности весь ретроградный цикл, начиная с образования мигматитов (750 °С) до их кристаллизации (650 °С), и остывания метаморфических пород вплоть до температуры закрытия К-Аг изотопной системы биотитов (320–350 °С), может растянуться во времени на 80–100 Ма. Эта величина вполне сопоставима с другими представлениями о длительности регионального метаморфизма. Так, некоторые исследователи считают, что продолжительность гранулитового метаморфизма составляет относительно короткий промежуток времени — 50–200 Ма [Ньютон, 1989].

Характерное время разогрева пород в условиях коллизионного метаморфизма после быстрого погружения может составлять 60–80 Ма при средней скорости нагрева 5 °С/Ма [England, Tompson, 1984], вплоть до достижения параметров новой геотермы при температуре 600–700 °С. При этом начальная температура в момент барического скачка может составлять всего 200–300 °С.

Геотермическое моделирование показывает, что характерное время установления стационарного (равновесного) режима для геотерм коры континентального типа варьирует в пределах 50–300 Ма в зависимости от характера распределения радиоактивных источников в литосфере [Pollack, Charpen, 1977]. Фактически эти временные рамки устанавливают возможные вариации длительности прогрессивного этапа регионального метаморфизма. При этом считается, что физически нижняя граница литосферы лимитирована зоной начала плавления мантийного вещества. Величина теплового потока в литосфере и толщина литосферных плит в этом случае имеют обратную корреляцию: чем больше тепловой поток, тем тоньше

литосфера, и наоборот. Используя стандартную модель для коры континентального типа, где тепловой поток — независимая переменная [Pollack, Charpen, 1977], можно показать, что в палеозое на Кавказе в зоне регионального метаморфизма при тепловом потоке в 120–150 мВт/м² мощность литосферы могла достигать 30–40 км. Эта оценка коррелирует с термодинамическими параметрами низкоградиентного субдукционного комплекса на Кавказе, где максимальные оценки давления по коровым эклогитам и гранат-кианитовыми гнейсами достигают 8–12 кбар [Philippot et al., 2001; Gerasimov, Pismennyi, 2005], что соответствует глубине ~30–35 км.

Многочисленные термохронологические оценки с использованием петрологических и изотопных сенсоров показывают, что скорость остывания региональных метаморфических комплексов составляет всего несколько градусов за миллион лет, а длительность ретроградного этапа растягивается на десятки и даже сотни миллионов лет [Герасимов и др., 2004; Berger, York, 1981; Герасимов, Савко, 1995; Герасимов, 1992].

Таким образом, полученные нами данные о длительности регрессивной температурной эволюции в зонах мигматизации Большого Кавказа хорошо согласуются с общими представлениями о продолжительности метаморфических циклов скорости изменения параметров при региональном метаморфизме.

Th/U отношение как характеристика метаморфического генезиса цирконов. Осталось рассмотреть геохимические аспекты образования цирконов при метаморфизме. Th/U отношение — наиболее часто используемый критерий при определении генетической принадлежности цирконов к магматической, метаморфической или гидротермальной ветви эволюции системы. Так, например, низкое Th/U отношение (<0,1) часто считается характеристикой метаморфических цирконов [Rubatto, 2002]. Чтобы оценить верность такой интерпретации, полезно рассмотреть факторы, контролирующие Th/U отношение в цирконах. Концентрация Th и U в первую очередь зависит от присутствия этих элементов в минералообразующей среде и различий в степени перераспределения Th и U между цирконом и сосуществующими минералами, расплавом или флюидом.

Например, одновременный рост с цирконом такого минерала, как монацит, в состав которого в качестве основного компонента входит Th, приводит к снижению концентрации Th в цирконе и как следствие к понижению Th/U отношения. В противоположность этому циркон, кристаллизующийся из высокотемпературного расплава еще до появления монацита, может иметь высокую концентрацию Th, что приведет к повышению Th/U отношения. В реальности картина может оказаться более сложной. Существует множество

наблюдений, когда «метаморфические» домены цирконов действительно имели низкое Th/U отношение (<0,1) [Rubatto, 2002], однако бывают и исключения. Кроме того, очень низкое Th/U отношение (Th/U<0,02) возникает на поздних регрессивных стадиях высокотемпературных процессов в ходе взаимодействия флюида и породы при температурах значительно ниже пика метаморфизма, а также на стадии постмагматического метасоматоза (автометаморфизма).

В случае, когда высокотемпературные метapelиты и гнейсы подвергаются анатексису или мигматизации, сценарий образования регенерационных кайм по циркону должен быть близок к первому варианту с тенденцией к понижению Th/U отношения. Действительно, поскольку исходные осадочные породы обычно содержат достаточно детритового циркона и монацита в качестве россыпного компонента, то совместная перекристаллизация этих минералов под воздействием анатектического расплава или высокотемпературного водного флюида будет сопровождаться диспропорционированием Th и U в ходе растворения дефектных метамиктных зерен. Поскольку изоморфная емкость монацита в отношении Th в несколько раз выше, чем у циркона, новообразованный циркон будет обедняться Th в пользу обогащения им фосфатов редкоземельных элементов (REE), что и наблюдается на практике. Такая же картина наблюдается и в нашем исследовании: регенерационные каймы резко обеднены торием. За счет кайм формируется новая идеальная огранка кристаллов циркона в условиях перекристаллизации вещества мигматитов. Возраст этих финальных кайм в 320 Ма указывает на момент, когда на регрессивной стадии метаморфизма заканчивается перекристаллизация и из системы исчезают расплав и активный водный флюид. По этой причине возраст мигматитов и постметаморфических гранитов оказывается на несколько десятков миллионов лет моложе термального пика регионального метаморфизма.

Заключение. В мигматитах гондарайского метаморфического комплекса Кавказа с помощью ионного зонда были исследованы две группы цирконов. Первая группа зерен циркона имела округлую форму, растворенные грани и древние ядра. Вторая группа зерен циркона имела четкую огранку и также древние кластогенные ядра, на которых, как на затравке, нарастали молодые регенерационные каймы каменноугольного возраста — ~320 Ма. Каймы образовались на стадии мигматизации и анатексиса и имеют крайне низкое Th/U отношение (0,01), что характерно для регрессивной стадии регионального метаморфизма. Остальные датировки кластогенных зерен образуют возрастной спектр 540–1000 Ма, который характеризует только возраст различных магматических источников вещества, при накоплении

протометаморфических осадков в раннем палеозое. Совместное нахождение в одной пробе хорошо ограненных регенерированных кристаллов циркона и растворенных округлых зерен характерно для зон мигматизации и анатексиса и не наблюдается в обычных гранитах, ортогнейсах и сланцах.

Возраст пика регионального метаморфизма коррелирует с началом анатексиса и мигматизации в сиалической части разреза верхней коры при параметрах плавления водной гранитной эвтектики (650–750 °С, глубина 15–20 км). За счет плавления формируется термодинамический буфер, который ограничивает дальнейший рост температуры при метаморфизме и поддерживает ее на постоянном уровне. Возраст температурного пика метаморфизма на Кавказе определяется по разным изотопным системам с помощью термохронологических реконструкций на уровне 400–420 Ма [Герасимов и др., 2004; Бибикина и др., 1991; Герасимов и др., 2015]. Длительность процесса анатексиса в верхней коре зависит от скорости деградации мантийного источника тепла.

При высоком парциальном давлении воды плавление может продолжаться даже при уменьшении тепловых потоков и с падением температуры вплоть до 650 °С длится нескольких десятков миллионов лет. Очевидно, что в этом случае возраст регенерационных кайм циркона в 320 Ма ограничен моментом завершения перекристаллизации мигматитов при температуре ~600–650 °С, на начальной стадии регрессивного метаморфизма.

Роль диффузионных потерь свинца за счет внутрикристаллической диффузии при этих значениях температуры оказывается несущественной. Экспериментальные данные показывают, что циркон может оставаться закрытой системой даже в условиях гранулитового метаморфизма при температуре 800 °С и выше. Парадоксально, но такая консервативность U-Pb изотопной системы циркона часто служит причиной дискордантности датировок, поскольку при обычном валовом анализе зональных кристаллов происходит микширование зон различного возраста. Древние детритовые ядра могут перемещаться из россыпи в россыпь, вовлекаться в магматические и метаморфические процессы и при этом не испытывать существенных диффузионных потерь. Однако перекристаллизация циркона при взаимодействии с расплавом или флюидом приводит к регенерации обломков зерен, к росту более совершенных кристаллов. Внешние зоны роста таких кристаллов несут информацию о последнем эндогенном процессе, а ядра наследуют древний компонент. Поэтому для расшифровки возраста зональных цирконов особенно важно использовать технологию локального датирования SHRIMP, которая позволяет уверенно датировать отдельные зоны кристаллов.

Низкотемпературный тренд охлаждения гнейсов гондарайского метаморфического комплекса

после кристаллизации мигматитов можно отследить по K-Ag изотопной системе матричного биотита. Датировки биотита в 280–290 Ма фиксируют момент, когда температура системы опускается до уровня 320–350 °С. Таким образом, в совокупности весь ретроградный цикл регионального метаморфизма на Кавказе растягивается от силура до позднего карбона, т.е. на период ~80–120 Ма. Он сопровождается анатексисом и мигматизацией и заканчивается орогенным этапом с внедрением аллахтонных орогенных гранитов в позднем карбоне и накоплением пермских красноцветных моласс. Такая последовательность геологических событий достаточно типична для зонально-метаморфических комплексов коллизионного типа.

Если принять, что циклы нагрева и охлаждения при региональном метаморфизме приблизительно симметричны во времени относительно температурного пика метаморфизма, то общая продолжительность метаморфического цикла в палеозое на Кавказе может составить величину ~150–200 Ма. Действительно, статистика показывает, что возраст самых молодых кластогенных цирконов в метаосадочных породах на Кавказе составляет 440–460 Ма. Таким образом, накопление осадков и их погружение происходило в ордовике. Процесс сопровождался инициальным магматизмом вплоть до границы с силуром (430 Ма), а температурный пик метаморфизма приходится на границу силура и девона (400–420 Ма). Далее следуют анатексис и мигматизация, которые заканчиваются в середине карбона (320 Ма), затем последовало внедрение орогенных гранитов в позднем карбоне и финал с накоплением моласс в пермское время.

Термохронологический подход показывает, что часто нет смысла интерпретировать каждую отдельную изотопную датировку как элемент полициклической термальной истории региона. Есть более простой способ объяснения разрозненных геохронологических данных, которые естественным образом укладываются в рамки термальной истории одного метаморфического цикла. При этом временные рамки регионального метаморфизма контролируются вариациями тепловых потоков в литосфере. Длительность метаморфического цикла сопоставима со временем установления стационарного теплового режима в литосфере и может достигать нескольких сотен миллионов лет.

С практической точки зрения при геологическом картировании и поисковых работах мультиизотопные термохронологические исследования позволяют отличить аллахтонные гранитоиды от анатектитов и мигматитов. Цирконометрия этих пород может иметь близкие возрастные характеристики, но в мигматитах цирконы имеют крайне низкое Th/U отношение, а датировки по K-Ag геохронометрам кардинально различаются из-за разной скорости остывания этих систем. Интрузии внедряются в верхние холодные горизонты коры и

остывают относительно быстро. Зоны мигматизации и анатексиса остывают на глубине медленно, по мере деградации теплового потока на регрессивной стадии регионального метаморфизма. При этом часто возникает парадоксальная ситуация, когда изотопный возраст инфраструктурных комплексов оказывается моложе возраста низкотемпературных супракрустальных комплексов. Это

обусловлено тем, что температура закрытия К-Аг изотопной системы минералов при медленном охлаждении становится ниже, а изотопные датировки — относительно моложе.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Кавказгеолсъемка», ГИН РАН, Минмузея РАН, МГУ и проекта SCOPES SNSF (грант № IZ73Z0_152392).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45–154.

Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С. и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 9. С. 23–34.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

Герасимов В.Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М.: Наука, 1992. 129 с.

Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. 2015. № 4. С. 62–73.

Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тез. докл. XVII Симп. по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2004. С. 61–62.

Герасимов В.Ю., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Цирконометрия метагранитоидов кристалликума Большого Кавказа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Мат-лы XI Всеросс. петрографического совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 1. С. 167–168.

Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. № 6. С. 563–577.

Ньютон Р.С. Флюиды гранулитовой фации метаморфизма. Взаимодействие флюид породе при метаморфизме / Под ред. Дж. Уолтера, Б. Вуда. М.: Мир, 1989. 249 с.

Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранитов // Соросовский образ. журн. 1997. № 6. С. 56–63.

Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

Berger G.W., York D. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1981. Vol. 45. P. 795–811.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 40, N 3. P. 259–274.

England P.C., Tompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 894–928.

Gerasimov V.Yu., Pismennyi A.N. Thermochronological modeling of the Greater Caucasus metamorphism age // Geophys. Res. Abstr. EGU. 2005. Vol. 7. 07853.

Korikovskiy S.P., Shengelia D.M., Potapenko Yu.Ya. et al. The map of metamorphic facies of the crystalline basement of the Greater Caucasus; Scale 1:200 000. Moscow; Tbilisi: Metsniereba, 1995.

Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. Vol. 390. P. 159–162.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1a. USA, Berkeley, 22 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. User's Manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. USA, Berkeley.

Philippot P., Perchuk A.L., Blichert-Toft J. et al. Lu-Hf and Ar-Ar geochronology confirms extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // Tectonophysics. 2001. Vol. 342. P. 23–38.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. P. 279–296.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 545–610.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 05.12.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 543.51

Я.В. Бычкова¹, Д.П. Стародымова², К.В. Шайхутдинова³, Д.Р. Дягилева⁴,
М.А. Семернин⁵, Е.М. Декунова⁶, И.Ю. Николаева⁷, А.Ю. Бычков⁸

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ПОДГОТОВКИ ПРОБ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ МУЛЬТИЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА МЕТОДОМ ИСП-МС

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, 117997, Москва, Нахимовский пр., 36

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Science, 117997, Moscow, Nakhimovsky pr., 36

Апробированы различные методики (многокислотное микроволновое разложение и спекание с содой) подготовки проб к анализу методом ИСП-МС для образцов с комплексной матрицей, включающей органическую составляющую, для последующего определения микроэлементного состава. Для исследований использовали образцы донных отложений: терригенную глину (СДО-1), вулканогенно-терригенный ил (СДО-2), известковый ил (СДО-3), железомарганцевые конкреции (СДО-5), байкальский ил (БИЛ-1) и комплексный образец донных отложений оз. Байкал (БИЛ-2). Предложены наиболее эффективные методы пробоподготовки для изученных пород.

Ключевые слова: масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, горные породы, донные отложения, многокислотное микроволновое разложение, спекание с содой.

Various techniques have been tested (multi-acid microwave decomposition and sintering with soda) for preparing samples for the analysis of ICP-MS for samples with a complex matrix including an organic component for the subsequent determination of the microelement composition. For research, we used samples of bottom sediments: terrigenous clay (SDO-1), volcanic-terrigenous silt (SDO-2), calcareous silt (SDO-3), ferromanganese nodules (SDO-5), Baikal silt (BIL-1) and complex sediment sample of Baikal (BIL-2). The most effective sample preparation methods for the studied rock type are proposed.

Key words: inductively coupled plasma mass spectrometry, rocks, bottom sediments, multi-acid microwave decomposition, sintering with soda.

Введение. Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) играет ведущую роль в исследовании химического состава геологических образцов, поскольку с его помощью появилась возможность определять низкие концентрации широкого спектра элементов-примесей в горных породах и минералах. Этот аналитический метод широко применяется для различных горных пород. Для проведения анализа необходимо перевести навеску горной породы в раствор. Неполное растворение приводит к занижению

концентрации тех элементов, которые входят в состав труднорастворимых фаз. Обзор методов подготовки магматических пород для ИСП-МС представлен ранее в работе [Бычкова и др., 2016, 2018]. Осадочные горные породы, почвы и донные отложения имеют более сложный минеральный состав, содержат органическое вещество, что усложняет их перевод в раствор. Тем не менее изучение концентрации элементов-примесей в осадках и донных отложениях океанов, морей, рек и других водоемов представляет важную эколого-геохими-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория экспериментальной геохимии, зав. сектором; *e-mail:* yanab66@yandex.ru

² Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской академии наук, лаборатория физико-геологических исследований, науч. с.; *e-mail:* d.smokie@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студентка; *e-mail:* saga_aut@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студентка; *e-mail:* treestump-lord@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студент; *e-mail:* semerninm@bk.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, студентка; *e-mail:* l.dekunova@yandex.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; *e-mail:* niko-geo@mail.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, профессор; *e-mail:* andrewbychkov@rambler.ru

ческую задачу, поскольку отражает накопление и миграцию загрязняющих веществ, попадающих в воду в результате осаждения аэрозольных частиц, сброса загрязненных сточных вод, эрозии почв и других воздействий [Перельман, Касимов, 1999]. Экологическая проблематика более актуальна для континентальных водоемов [Даувальтер, 2012]. Для областей открытого океана, а также морей одна из задач геохимии заключается в проведении палеогеографических реконструкций условий осадконакопления на основе анализа донных осадков, включая выявление основных источников поступления осадочного вещества [Stein, 2008]. Другая важная фундаментальная задача — изучение цикла микроэлементов и их миграции в процессе формирования (седиментогенеза) и при последующих изменениях (диагенезе) осадков [Лисицын, 1978].

Помимо решения экологических вопросов содержание микроэлементов используется для решения фундаментальных геохимических проблем генезиса донных отложений. Одна из фундаментальных задач — изучение содержания микроэлементов в продуктах грязевого вулканизма для определения происхождения грязевулканических флюидов [Лаврушин, 2012]. На сегодняшний день данных о содержании микроэлементов в твердой фазе грязевулканических флюидов недостаточно; кроме того, нет единой методики подготовки проб для анализа, а результаты анализов, выполненных в разных лабораториях, бывает трудно сопоставлять. Для корректного измерения элементов-примесей и сопоставления данных важно иметь уверенность в правильности полученных результатов, что обеспечивается анализом эталонных образцов. Поскольку для грязевых вулканов нет стандартных образцов, необходимо выбрать наиболее близкие аналоги, которые представлены донными отложениями. Среди отечественных исследователей популярны образцы серии СДО и БИЛ.

Материалы и методы исследований. Эталонные образцы горных пород, использованные для исследования. Использованные для работы эталоны представлены разнообразным химическим составом.

В 1984 г. были аттестованы образцы донных отложений серии СДО (СДО-1, СДО-2 и СДО-3). Подробное описание образцов, методы и результаты исследований приведены в работе [Berkovits, Lukashin, 1984]. Аттестация выполнена в 34 лабораториях различными доступными на тот момент времени методами: рентгенофлуоресцентным (Th, U, Y, и др.), атомно-абсорбционным (Cd, Ag и др.), нейтронной активации (Ag, Ce, Hf, Sb, Sc, Ta, Th), радиометрическим, спектральным (Te, Tl, Ga), методом эмиссионной спектроскопии (Ga, Mo, Ba, Ce, Pb, Sn, W, Y), пламенной фотометрии, мокрой химии. В 1990 г. опубликована работа [Берковиц и др., 1990], в которой представлены результаты аттестации рудных осадков — железомарганцевых конкреций. Аттестация образцов железомарганце-

вых конкреций, в том числе СДО-5, проводилась в 56 организациях [Берковиц и др., 1990]. Дополнительно эталонные образцы были аттестованы А.В. Дубининым методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой по редкоземельным элементам [Дубинин, 1993, 2006] и Mo, W, Th [Стрекопытов, Дубинин, 1996].

В 1991 г. все образцы серии СДО рассортировали на несколько групп, а их аббревиатуру изменили на ООПЕ (образец отложений пелагических) [Berkovits et al., 1991]. Набор ООПЕ состоит из 9 эталонных образцов пелагических отложений. В него входят терригенный (ООПЕ 101 = СДО-1), вулканогенный (ООПЕ 201 = СДО-2), биогенные (ООПЕ 401 = СДО-3, ООПЕ 402), полигенные (ООПЕ 501) и рудные (ООПЕ 601-604, ООПЕ 602 = СДО-5) осадки Мирового океана. Мы оставили первоначальные названия, поскольку для исследований использовали порошки с маркировкой СДО.

Образец СДО-1 (ООПЕ 101) отобран в восточной части Тихого океана ($7^{\circ}00'00''$ N, $86^{\circ}23'00''$ W) с глубины 2962 м, представлен в основном материалом пелитовой размерности, состоящим на 70–75% из монтмориллонита с небольшим количеством иллита. Осадок содержит около 15% кальцита в виде скелетных остатков фораминифер и брюхоногих моллюсков. Остальная часть осадка сложена полевыми шпатами (микроклин и альбитом) и кварцем. В тяжелой фракции присутствуют магнетит, лимонит, пироксен, амфибол, ильменит, циркон и хромит. Образец характеризуется наличием плохо растворимой органической составляющей. В целом СДО-1 классифицируют как терригенную глину, дополненную небольшим количеством биогенного известкового материала [Berkovits, Lukashin, 1984].

СДО-2 (ООПЕ 201) отобран в центральной части Тихого океана, в районе Гавайских о-вов ($21^{\circ}01'00''$ N, $159^{\circ}04'00''$ W), с глубины 4680 м и представляет собой смесь, в которой фракция глины составляет 45,4%, алевролита содержится 53,8% и грубого алевролита — 0,8%. Легкая фракция (82,6%) содержит глинистые минералы (монтмориллонит и иллит), альбит, осколки вулканического стекла и биогенный кальцит (~5%). Тяжелая фракция сложена пироксеном, магнетитом, слюдой, ильменитом, хромитом, присутствуют зерна циркона и пирит. В целом СДО-2 можно охарактеризовать как вулкано-терригенный ил, состоящий из продуктов денудации базальтов с Гавайских о-вов [Berkovits, Lukashin, 1984]. Присутствует небольшое количество плохо растворимой органической составляющей.

СДО-3 (ООПЕ 401) отобран из Красного моря ($21^{\circ}29'08''$ N, $37^{\circ}52'08''$ E) с глубины 1350 м и представляет собой смесь пелита и алевролита. Пелитовая фракция составляет ~43%, а алевролит (в основном тонкий) — ~57%. Легкая фракция со-

ставляет 90% материала, 70% из нее представлено биогенным кальцитом, а остальная часть состоит из кварца, полевого шпата и иллита. Минеральный состав тяжелой фракции не определен. В целом СДО-3 описывают как известковый ил [Berkovits, Lukashin, 1984].

Образец СДО-5 (ООПЕ 602) представлен материалом железомарганцевых конкреций из Тихого океана, место отбора $10^{\circ}58' \text{ N}$, $153^{\circ}22' \text{ E}$, глубина 4800 м [Берковиц и др., 1990]. Материал собран в пределах рудной провинции Кларион–Клиппертон и представляет собой конкреции с высоким содержанием марганца ($\text{MnO}=35,2\%$) и пониженным содержанием железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3=9,3\%$).

Образцы серии БИЛ аттестованы в Институте геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН в 1994–1995 гг. [Каталог..., 2013] на содержание 49 элементов. При определении содержания элементов применялись методы атомно-абсорбционного, атомно-эмиссионного, рентгенофлуоресцентного, нейтронно-активационного анализа, а также спектрофотометрия и др. При этом содержание каждого элемента определено не менее чем четырьмя методами.

Эталонный образец состава байкальского ила БИЛ-1 (ГСО 7126-94) отобран из наиболее глубоководной части средней котловины оз. Байкал с глубины 1600 м, он представлен пелитовым и мелкоалевритовым илом. Диатомовый компонент составляет до 16% массы образца. Тонкая фракция представлена главным образом аллотигенными гидрослюдами, монтмориллонитом и каолинитом. Грубая фракция ила содержит кварц, амфибол, пироксены, полевого шпат, хлориты, гранат, в акцессорных количествах — сфен и циркон. Помимо диатомового компонента среди аутигенных минералов в материале идентифицируются гидрогетит, вернадит, псиломелан, бераунит, гидротроилит, мельниковит, пирит и вивианит [Каталог..., 2013], характеризуется также наличием плохорастворимой органической составляющей.

Эталонный образец состава донных отложений оз. Байкал БИЛ-2 (ГСО 7176-95) отобран из внутренней котловины Малого моря оз. Байкал. Материал образца получен как композиция из 13 отдельных проб, поднятых по периферии котловины в прибрежной зоне. Донные отложения представлены мелкозернистым песком. Акцессорные минералы — рутил, циркон. В единичных зернах отмечены редкоземельные фосфаты (монацит и ксенотим), а также метаморфогенные минералы — ставролит, дистен, корунд [Каталог..., 2013].

Таким образом, коллекция эталонных образцов представлена разнообразными по составу донными отложениями, что дает возможность оценить качество применения различных методик подготовки проб этого типа к анализу.

Подготовка проб к анализу и измерение концентрации элементов-примесей методом ИСП-МС.

В лаборатории экспериментальной геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова разработаны и усовершенствованы две методики подготовки проб к анализу методом ИСП-МС — кислотное микроволновое разложение и спекание с содой. Они были апробированы и успешно используются для разложения магматических пород, и, поскольку они претендуют на универсальность для различных геологических объектов, нами была поставлена цель проверить качество разных методик для более сложных образцов, а именно для донных отложений. Образцы разлагали в соответствии с обоими протоколами (или методиками), для каждого образца выполняли 3–5 повторов для статистической обработки. Методики подробно описаны в [Бычкова и др. 2016, 2018] и в настоящее время применяются в лаборатории экспериментальной геохимии. Здесь приводятся лишь их основные принципы.

Подготовка химических реактивов и посуды — важный фактор чистоты для такого высокочувствительного вида анализа, как масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Подробно для метода кислотного разложения процедура очистки посуды и реактивов описана в [Бычкова и др., 2016], для метода спекания — в [Бычкова и др., 2018]

Кисотно-микроволновое разложение образцов донных отложений. Многокислотное разложение осуществляли путем добавления к навеске пудры образца смеси концентрированных кислот HF и HNO_3 (в пропорции 5:1) и HCl с последующим воздействием на смесь микроволновым излучением. После процедуры разложения в микроволновой печи растворы трижды обрабатывали концентрированной соляной кислотой для преобразования нерастворимых фторидов в хлориды. При наличии органической составляющей к соляной кислоте добавляли хлорную кислоту (HClO_4). Полученную пробу разбавляли 3%-ной азотной кислотой.

Вскрытие донных отложений методом спекания. Суть метода спекания заключается в смешивании навески пудры образца с содой (Na_2CO_3) и последующем нагревании смеси в муфельной печи при температуре $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение 2 ч. После остывания полученные спеки переносят в пробирки, где растворяют смесь концентрированных кислот HF и HNO_3 (в пропорции 1:10) и HCl . Полученный раствор разбавляют 3%-ной азотной кислотой.

Введение поправки на сухой вес. Донные отложения иногда содержат существенную долю гигроскопичной составляющей, что необходимо учитывать при расчете концентрации на сухой вес образца. Поправка на влажность образца вводилась при окончательных расчетах. Она определялась следующим образом: брали ~0,5 г каждого эталонного образца, помещали в фарфоровый тигель, взвешивали и высушивали в сушильном

шкафу при температуре 105 °С в течение суток, доводили образец до постоянного веса. По разнице массы исходной навески и высушенного образца определяли влажность пробы (w , %) по формуле [ГОСТ 5180-84]:

$$w = 100 \cdot (m_1 - m_0) / (m_0 - m), \quad (1)$$

где m — масса пустого тигля, г; m_1 — масса влажной пробы с тиглем, г; m_0 — масса высушенной пробы с тиглем, г.

Полученные данные приведены в табл. 1. Коэффициент экстраполировали на все образцы-повторы при окончательных расчетах.

Таблица 1

Результаты определения влажности исследованных образцов

Номер образца	Масса тигля, m , г	Масса тигля с образцом до высушивания, m_1 , г	Масса тигля с образцом после высушивания, m_0 , г	Влажность пробы, %
БИЛ-1	15,4088	15,9022	15,8951	1,46
БИЛ-2	13,3763	13,8463	13,8450	0,28
СДО-1	15,2273	15,7236	15,7136	2,06
СДО-2	15,2378	15,7476	15,7428	0,95
СДО-3	14,5628	15,0540	15,0514	0,53
СДО-5	15,0961	15,5597	15,5411	4,18

Подготовка проб к измерению и измерение концентрации элементов-примесей методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой — высокочувствительный аналитический метод, для которого пределы обнаружения при измерении некоторых элементов составляют несколько ppt. В связи с этим для процедуры измерения необходимо дополнительное разбавление приготовленных проб. С одной стороны, это сохраняет дееспособность прибора на длительный срок, с другой — существенно снижает давление макрокомпонентов на ионизацию элементов-примесей (так называемый матричный эффект). В зависимости от чувствительности разных масс-спектрометров пробы разбавляют дополнительно в 50 раз для квадрупольного масс-спектрометра или в 100 раз для масс-спектрометра высокого разрешения. Поскольку используется существенное разбавление пробы, повышаются пределы обнаружения для разных масс-спектрометров. В табл. 2 показаны пределы обнаружения элементов в образцах, приготовленных использованными методами разложения для квадрупольного масс-спектрометра, на котором проводили измерения (для сравнения приведены пределы обнаружения этих же элементов в 3%-ной азотной кислоте — низкоматричной субстанции, с которой не проводили никаких манипуляций).

Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «Agilent-7500a». Препарат

Таблица 2

Пределы обнаружения элементов, определенных методом ИСП-МС, для воды и горных пород

Элемент	Единицы измерения	Вода, растворы	Единицы измерения	Кислотное разложение	Спекание
Li	ppb	0,13	ppm	0,046	0,39
Be	ppb	0,021	ppm	0,0015	0,024
Sc	ppb	0,0014	ppm	0,089	0,61
Ti	ppb	0,0057	ppm	1,3	0,61
V	ppb	0,0029	ppm	1,8	0,055
Cr	ppb	0,0048	ppm	0,34	0,72
Co	ppb	0,0013	ppm	0,0041	0,029
Ni	ppb	0,025	ppm	0,69	0,074
Cu	ppb	0,025	ppm	0,46	0,26
Zn	ppb	2,2	ppm	1,6	1,7
Ga	ppb	0,0015	ppm	н/опр	0,011
Rb	ppb	0,0039	ppm	0,061	0,023
Sr	ppb	0,040	ppm	0,040	0,68
Y	ppb	0,0004	ppm	0,0038	0,0057
Zr	ppb	0,014	ppm	0,064	0,23
Nb	ppb	0,0050	ppm	0,034	0,17
Mo	ppb	0,0073	ppm	0,053	0,048
Ag	ppb	0,0024	ppm	0,0021	0,0047
Cd	ppb	0,0024	ppm	0,0019	0,0062
Sb	ppb	0,0016	ppm	0,020	0,051
Cs	ppb	0,0024	ppm	0,0041	0,0026
Ba	ppb	0,012	ppm	0,17	0,31
La	ppb	0,0008	ppm	0,0099	0,0061
Ce	ppb	0,0013	ppm	0,017	0,019
Pr	ppb	0,0002	ppm	0,0031	0,0021
Nd	ppb	0,0008	ppm	0,0080	0,0072
Sm	ppb	0,0002	ppm	0,0015	0,0032
Eu	ppb	0,0003	ppm	0,0014	0,0018
Gd	ppb	0,0016	ppm	0,0017	0,0049
Tb	ppb	0,0001	ppm	0,00092	0,00088
Dy	ppb	0,0001	ppm	0,0012	0,0031
Ho	ppb	0,0001	ppm	0,0012	0,0027
Er	ppb	0,0001	ppm	0,0015	0,0013
Tm	ppb	0,0001	ppm	0,0011	0,0016
Yb	ppb	0,0001	ppm	0,0017	0,0015
Lu	ppb	0,0001	ppm	0,0011	0,0011
Hf	ppb	0,024	ppm	0,016	0,099
Ta	ppb	0,0012	ppm	0,0083	0,31
Tl	ppb	0,0010	ppm	0,0031	0,0025
Pb	ppb	0,0037	ppm	0,040	0,41
Bi	ppb	0,0003	ppm	0,0024	0,0038
Th	ppb	0,0016	ppm	0,0057	0,094
U	ppb	0,0001	ppm	0,0011	0,0038

пробы вводится в масс-спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля, где он ионизируется в индуктивно-связанной плазме. Разделение ионов осуществляется квадрупольным анализатором. Детектирование ионов проводится электронным умножителем, сохраняющим линейность в диапазоне от 1 до $1 \cdot 10^{10}$ ионов/с.

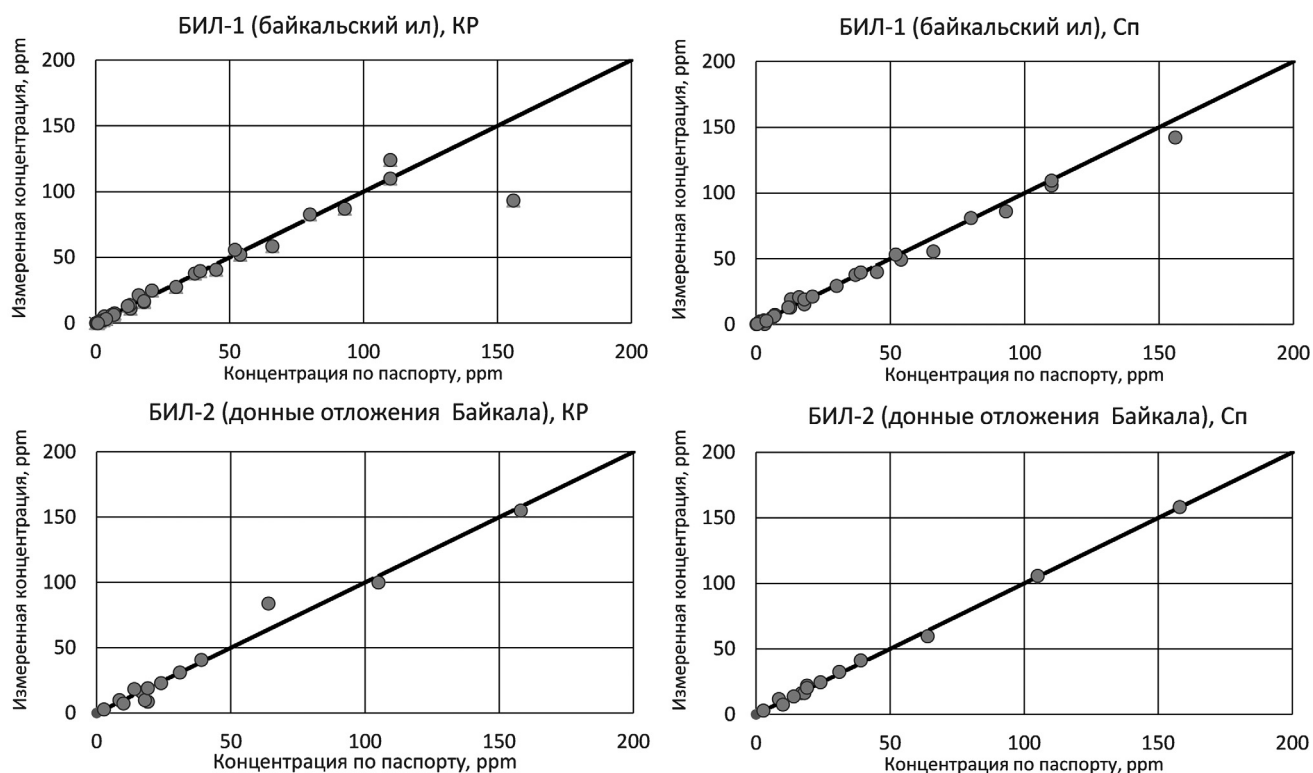


Рис. 1. Графики сравнения результатов измерений и паспортных значений эталонных образцов БИЛ-1 (байкальский ил) и БИЛ-2 (донные отложения оз. Байкал), подготовленных для измерений двумя методами — кислотным разложением (КР) и спеканием (Сп)

Калибровку чувствительности прибора и масскалибровку осуществляли с помощью стандартного Type-раствора. Пределы обнаружения элементов при измерении составляли от 0,1 ppb для тяжелых и средних по массе элементов с увеличением до 1 ppb для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн.%, отношение $C_e/C_{eO} < 2\%$. Для расчета концентрации элементов использована серия градуировочных растворов с концентрацией 0,03; 0,3; 3 и 10 ppb, приготовленных из стандартного 68-элементного раствора ICP-MS-68A, NPS (A и B).

Для контроля и учета дрейфа чувствительности прибора, а также матричных эффектов в пробы и градуировочные растворы добавляли внутренний стандарт In таким образом, чтобы его количество во всех измеряемых образцах составляло 10 ppb. Коррекцию по внутреннему стандарту на дрейф сигнала вводили при пересчете интенсивности сигналов на концентрацию элементов. Допуская, что измеренная интенсивность сигнала для индия прямо пропорциональна его концентрации в растворе, мы рассчитывали отношение интенсивности для индия к его истинной концентрации для одного из растворов (как правило, первого). Такое же соотношение должно быть и в других растворах. Нормированную интенсивность для каждого элемента рассчитывали по следующей формуле:

$$I_{ЭН}^i = I_{ЭИ}^i \cdot \frac{I_{InI}^0}{C_{InI}^0} \cdot \frac{I_{InI}^i}{C_{InI}^i}, \quad (2)$$

где: $I_{ЭН}^i, I_{ЭИ}^i$ — нормированная и измеренная интенсивность элемента Э в растворе i соответственно (cps — количество импульсов в секунду); I_{InI}^0, C_{InI}^i — измеренная интенсивность (cps) и известная концентрация In в базовом растворе (ppb) соответственно; I_{InI}^i, C_{InI}^0 — измеренная интенсивность (cps) и известная концентрация In (ppb) в i -м растворе соответственно.

Результаты исследований и их обсуждение.

Прежде всего отметим, что при использовании метода спекания с содой образцы с наличием органической составляющей (СДО-1, СДО-2 и БИЛ-1) при обработке в муфельной печи претерпевали озоление и последующую минерализацию органики вследствие высокой температуры нагрева. Эти же образцы, подготовленные методом кислотного разложения, пришлось дополнительно обрабатывать хлорной кислотой для полного растворения органической составляющей. Следовательно, метод спекания упрощает работу с подобными образцами, в том числе с почвами и нефтесодержащими породами.

Измеренные в аттестованных эталонных образцах значения концентрации наиболее востребованных для геохимических и геологических задач элементов-примесей и рекомендуемые паспортные значения для них представлены в табл. 3–5. Для визуализации полученных результатов данные представлены на графиках сравнения паспортных и измеренных значений (рис. 1–3).

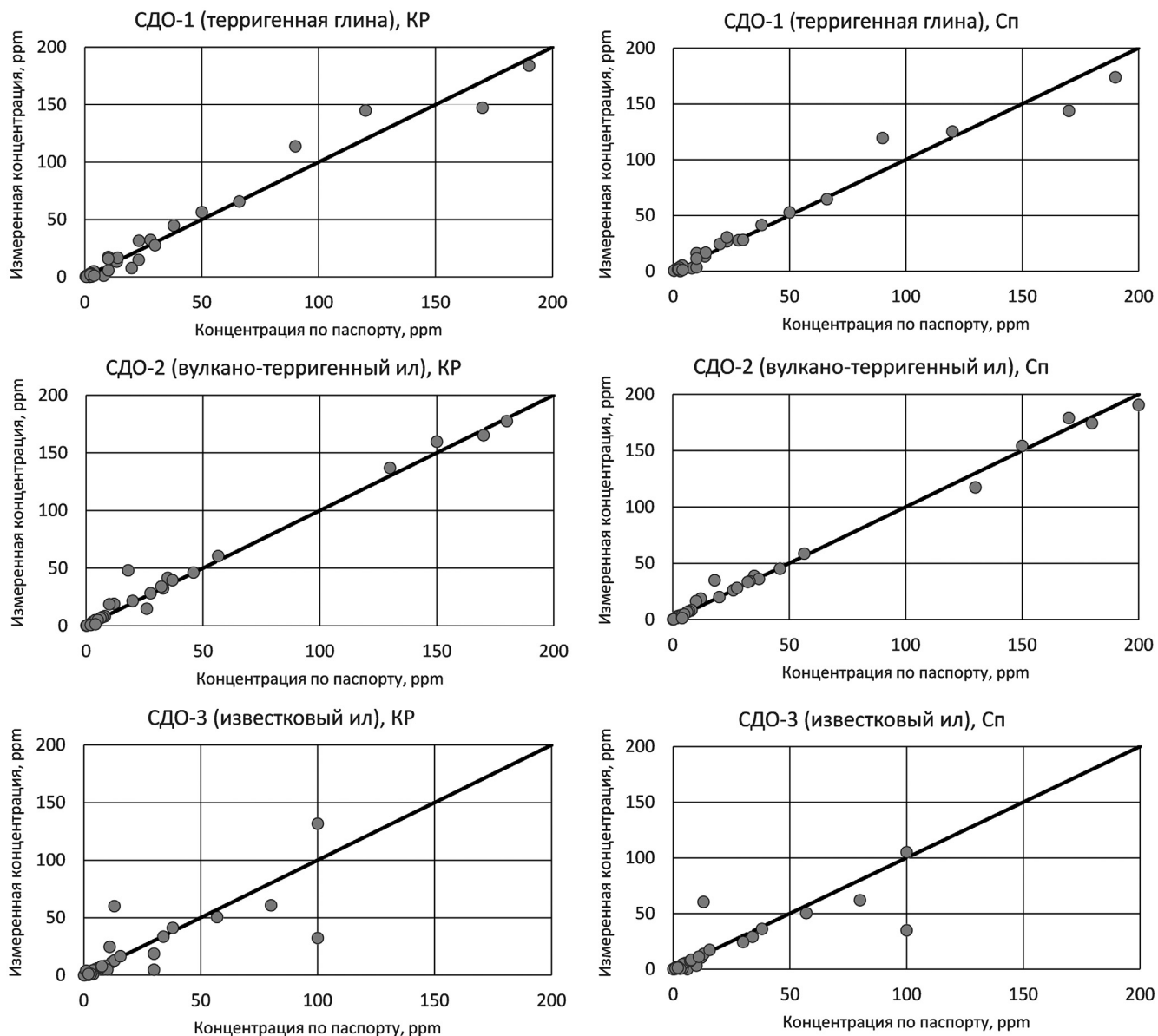


Рис. 2. Графики сравнения результатов измерений и паспортных значений эталонных образцов СДО-1 (терригенная глина), СДО-2 (вулcano-терригенный ил) и СДО-3 (известковый ил), подготовленных для измерений двумя методами — кислотным разложением (КР) и спеканием (Сп)

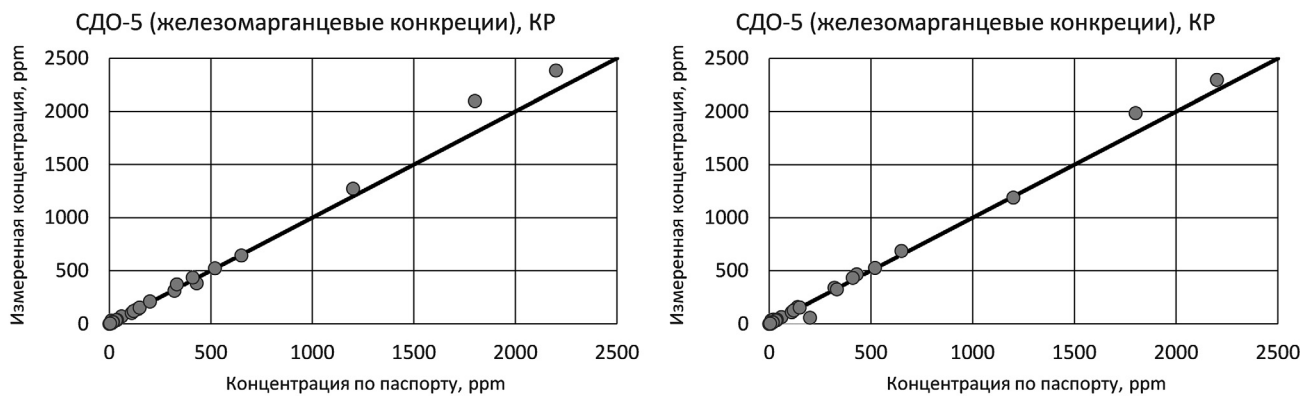


Рис. 3. Графики сравнения результатов измерений и паспортных значений эталонного образца СДО-5 (железомарганцевые конкреции), подготовленного для измерений двумя методами — кислотным разложением (КР) и спеканием (Сп)

Таблица 3

Измеренное содержание элементов-примесей в эталонном образце БИЛ-1 (байкальский ил), подготовленном к анализу методом ИСП-МС, при помощи разных методик разложения проб, аттестованные содержания приведены в [Каталог..., 2013]

Элемент	БИЛ-1, байкальский ил			БИЛ-2, донные отложения Байкала		
	1	2	3	4	5	6
Li	37	38±6	38±5	8,5	9,7±3,0	11,6±2,5
Be	2,7	2,2±0,6	1,9±0,8	1,3	1,2±0,2	1,2±0,4
Sc	13	11,2±12,8	19,3±9,9	19	9±1	22±2
V	110	110±1	106±5	105	100±15	105±3
Cr	66,0	58,5±2,0	55,5±2,3	158	155±21	158±8
Co	18	16,2±0,6	15,4±0,8	17	16±2	16±0,3
Ni	54	51±6	49±2	33	31±6	32±1
Cu	52	56±10	53±4	18	10±3	16±2
Zn	110	124±27	110±14	62	83±56	60±11
Ga	16	21±1	21±1	13	14±2	14±0,6
Ge	1,4	1,72±1,02	2,30±0,58	1,2	1,0±0,5	2,2±0,1
As	18	16,9±2,2	19,0±0,7	н.о.	н.о.	н.о.
Rb	93	87±7	86±7	40	40±6	41±2
Sr	266	271±13	272±17	600	606±95	653±34
Y	30	27±2	29±3	24	23±4	25±1
Zr	156	93±10	142±31	200	56±11	105±74
Mo	2,9	3,4±0,5	3,1±0,2	8	7±1	7±0,4
Ag	0,17	0,18±0,04	0,21±0,05	1	1±0,1	1±0,3
Cs	6	6,5±0,7	5,2±0,8	0,08	0,08±0,03	0,10±0,06
Ba	710	766±22	766±30	530	525±72	563±12
La	45	40,8±1,4	39,9±2,1	19	19±3	20±1
Ce	80	82,7±2,5	81,0±3,3	41	41±7	43±2
Nd	39	39,8±2,8	39,5±0,8	21	21±3	21±1
Sm	7	7,6±0,2	7,3±0,5	4,3	4,5±0,6	4,6±0,2
Eu	1,4	1,36±0,06	1,33±0,08	1,4	1,4±0,2	1,5±0,2
Gd	6,8	6,5±0,3	6,4±0,4	н.о.	н.о.	н.о.
Tb	0,9	0,82±0,03	0,84±0,05	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	2,9	2,41±0,18	2,67±0,11	2,7	2,7±0,3	2,9±0,04
Lu	0,4	0,33±0,02	0,37±0,04	0,41	0,36±0,07	0,40±0,04
Hf	3,9	3,18±0,57	2,67±0,91	6,7	1,3±0,3	1,4±1,6
Tl	н.о.	н.о.	н.о.	0,39	0,27±0,07	0,02±0,02
Pb	21	27±1	22±2	14	18±4	13±4
Th	12,7	13,8±0,6	12,9±0,9	4	4±0,8	4±0,4
U	12	13,1±1,1	13,0±0,7	3	3±0,4	3±0,2

Примечания: 1, 4 — аттестованное содержание элемента в эталонном образце, мкг/г; 2, 5 — измеренное содержание элемента при использовании мультикислотного разложения эталонного образца, мкг/г ($P=0,95$; $n=4$); 3, 6 — измеренное содержание элемента при использовании спекания, мкг/г ($P=0,95$; $n=5$)

В целом обе методики разложения геологических проб неплохо себя показали для большинства образцов. Серия эталонов БИЛ аттестована не так давно, поэтому в нашем распоряжении была информация о широком диапазоне элементов. На рис. 1 намеренно уменьшен диапазон концентрации до 200 ppm, чтобы лучше были видны флуктуации для большей части элементов-примесей. К сожалению, мы не нашли описания методики разложения проб и методов их измерения, тем не менее на графиках видно, что наилучшим образом сходимость проявляется в том случае, если эти образцы готовить методом спекания, но и кислотное

разложение обеспечивает хорошие результаты, кроме отдельных элементов, таких, как Zr и V в образце БИЛ-1, Zn, Sc и Cu в образце БИЛ-2. Образец БИЛ-2 характеризуется пониженной измеренной концентрацией хрома, полученной обеими методиками разложения.

Более сложная картина наблюдается для образцов серии СДО (рис. 2). Для аттестованных значений метод ИСП-МС предшественники использовали лишь для редкоземельных элементов [Дубинин, 1993, 2006], остальные данные получены различными аналитическими методами [Berkovits, Lukashin, 1984]. На рис. 2 видно, что для всех об-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в эталонных образцах СДО-1 (терригенная глина) и СДО-2 (вулканогенно-терригенный ил), подготовленных к анализу методом ИСП-МС при помощи разных методик разложения проб, аттестованные содержания приведены по [GeoReM.....], данные для редкоземельных элементов — по [Дубинин, 2006]

Элемент	СДО-1, терригенная глина			СДО-2, вулканогенно-терригенный ил		
	1	2	3	4	5	6
Be	1,4	1,52±0,3	1,07±0,3	1,8	1,6±0,8	1,5±0,4
Sc	23	14,9±1	26,6±3	25	15±1	26±1
V	120	144,9±5	125,1±66	190	207±8	191±21
Cr	66	65,6±5	64,6±35	240	225±11	239±2
Co	38	44,6±2	41,3±4	45	46±1	45±2
Ni	190	184,0±9	173,9±16	150	159±4	154±2
Cu	170	147,3±6	143,8±23	180	178±4	174±3
Zn	240	237±5	215±18	130	137±35	117±5
Ga	10	17,2±0,6	16,0±1	14	19±0,8	19±0,5
Rb	28	32,3±1	27,9±16	38	40±2	36±2
Sr	500	523,7±20	488,6±94	530	550±63	516±83
Zr	90	113,7±4	119,4±5	170	165±4	179±8
Mo	4	4,7±0,3	3,9±2	3	1,5±0,4	2,3±1
Ba	3300	4154±68	3799±1543	1300	1420±65	1344±111
La	13,6	13,3±0,4	13,3±0,8	27,6	28,3±0,6	28,1±0,7
Ce	23,1	31,6±1,1	30,3±4,4	56,5	60,6±1,9	58,6±2,9
Pr	3,4	3,8±0,04	3,8±0,2	7,76	8,07±0,28	8,06±0,36
Nd	14	16,7±0,5	16,6±0,4	32,2	34,0±2,2	33,4±0,93
Sm	3,2	3,9±0,2	4,1±0,4	8,1	8,5±0,6	8,5±0,36
Eu	0,82	1,32±0,09	1,33±0,20	2,25	2,28±0,08	2,25±0,14
Gd	3,56	4,24±0,20	4,50±0,3	7	7,6±0,58	7,5±0,21
Tb	0,55	0,69±0,02	0,69±0,01	1,05	1,05±0,04	1,08±0,04
Dy	3,83	35,05±0,20	4,99±0,1	6,2	6,65±0,37	6,81±0,15
Ho	0,83	1,0±0,02	1,0±0,09	1,23	1,26±0,19	1,27±0,01
Er	2,5	3,1±0,1	3,1±0,3	2,9	3,4±0,12	3,7±0,24
Tm	0,4	0,46±0,06	0,44±0,1	0,46	0,44±0,02	0,46±0,03
Yb	2,6	3,1±0,07	3,2±0,2	2,81	2,96±0,35	3,11±0,17
Lu	0,42	0,44±0,02	0,47±0,06	0,41	0,39±0,03	0,44±0,02

Примечания: 1, 4 — аттестованное содержание элемента в эталонном образце, мкг/г; 2, 5 — измеренное содержание элемента при использовании мультикислотного разложения эталонного образца, мкг/г ($P=0,95$; $n=4$); 3 — измеренное содержание элемента при использовании спекания, мкг/г ($P=0,95$; $n=3$); 6 — измеренное содержание элемента при использовании спекания, мкг/г ($P=0,95$; $n=4$)

разцов отсутствует систематическое отклонение значений. Измеренные значения наилучшим образом тяготеют к аттестованным в случае разложения проб методом спекания. Для обеих методик в образце СДО-1 (терригенная глина) оказались завышенными значения для Zr и заниженными для Cu. Заниженное значение наблюдается для Ni при разложении методом спекания. Образец СДО-2 (вулканогенно-терригенный ил) показал лучшие результаты при разложении методом спекания. Измеренные значения получились ближе к аттестованным, чем при кислотном разложении, и разброс значений оказался меньше как для высоких, так и для низких значений концентрации. Для образца СДО-3 (известковый ил) однозначно лучшим образом работает метод спекания. Существенное отклонение от паспортного значения отмечено для Zr, но оно характерно для обеих методик подготовки пробы.

Анализ образца железомарганцевых конкреций СДО-5 приведен на рис. 3. Хорошо видно, что наилучшим образом этот образец растворяется при использовании метода спекания с содой. Необходимо отметить, что при этом практически полностью теряется Ti. Поскольку состав этого образца не типичен для обычных донных отложений и отличается высокой концентрацией Mn и Fe, важна последовательность добавления концентрированных кислот после процедуры спекания. Необходимо сначала к спеку добавлять хлористоводородную кислоту, а уже затем смесь фтористоводородной и азотной. В противном случае железо быстро связывается в нерастворимый осадок гематита. Подобный эффект наблюдался авторами также при работе с различными природными образцами осадочных горных пород с повышенным содержанием железа.

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в эталонных образцах СДО-3 (известковый ил) и СДО-5 (железомарганцевые конкреции), подготовленных к анализу методом ИСП-МС при помощи разных методик разложения проб, аттестованные содержания приведены по [GeoReM...], данные для редкоземельных элементов — по [Дубинин, 1993] для СДО-3, а также по [Дубинин, 2006] для СДО-5

Элемент	СДО-3, известковый ил			СДО-5, железо-марганцевые конкреции		
	1	2	3	4	5	6
Be	1	0,7±0,5	0,3±0,5	1	2±0,3	2±0,4
Sc	6	6,2±0,6	-	13	6,0±2	12,5±3
V	57	51±2	50±6	440	395±33	327±89
Cr	34	34±4	29±4	19	20±4	17±2
Co	12	12±3	11±1	2200	2481±203	1533±979
Ni	38	41±17	36±6	13700	15920±918	10336±5219
Cu	30	37±11	37±14	10000	11019±506	9638±2282
Zn	100	127±38	110±13	1200	1323±101	1083±242
Ga	5	5,3±0,2	5,4±0,5	10	33±1	34±4,6
As	30	19±1,4	24±2,7	60	75±4	46±25
Rb	13	13±2	14±1	30	23±1	20±3
Sr	1200	1359±33	1367±200	650	668±42	655±42
Y	9	8,17±0,61	8,03±1,81	100	106±6	106±4
Zr	80	61±10	62±18	340	323±91	383±15
Mo	4	5±4	5±5	510	543±34	385±194
Ba	100	32,4±1,04	17,3±1,6	2100	2183±112	2026±247
La	7,3	7,24±0,28	7,53±0,71	120	125±2	120±6
Ce	15,6	16,6±0,51	17,3±1,6	332	385±81	335±11
Pr	2,1	1,85±0,12	2,01±0,10	35,5	35,9±0,8	35,3±1,3
Nd	7,7	7,95±0,27	8,36±0,49	149	158±5	154±5
Sm	1,59	1,81±0,24	2,01±0,22	36,4	37,9±2,4	37,6±1,7
Eu	0,42	0,46±0,10	0,45±0,09	9,2	9,7±0,3	9,6±0,3
Gd	1,5	1,69±0,19	1,70±0,36	37	38±1	37±1
Tb	0,22	0,27±0,02	0,26±0,07	5,7	5,9±0,2	5,8±0,2
Dy	1,3	1,70±0,19	1,68±0,41	32,8	36,6±2,1	36,2±1,4
Ho	0,27	0,32±0,04	0,31±0,10	6,4	6,5±0,1	6,5±0,2
Er	0,72	0,94±0,14	0,91±0,34	17,6	18,8±0,8	18,9±0,5
Tm	0,11	0,12±0,03	0,11±0,05	2,6	2,6±0,1	2,6±0,1
Yb	0,71	0,94±0,08	0,86±0,23	16,8	17,8±0,8	17,9±0,6
Lu	0,1	0,11±0,03	0,12±0,05	2,52	2,59±0,10	2,63±0,10
Pb	11	25±5	11±2	410	452±25	332±143
Th	3	1,32±0,14	0,51±0,19	17	17±2	18±0,7
U	2	1,29±0,10	1,34±0,17	3	4±0,5	4±0,3

Примечания: 1, 4 — аттестованное содержание элемента в эталонном образце, мкг/г; 2, 5 — измеренное содержание элемента при использовании мультикислотного разложения эталонного образца, мкг/г ($P=0,95$; $n=4$); 3 — измеренное содержание элемента при использовании спекания, мкг/г ($P=0,95$; $n=4$); 6 — измеренное содержание элемента при использовании спекания, мкг/г ($P=0,95$; $n=5$)

Выводы. 1. Разработанные и усовершенствованные методики подготовки проб к анализу методом ИСП-МС, апробированные авторами для донных отложений, показали хорошие результаты при измерении аттестованных концентраций элементов-примесей в эталонных образцах разного состава: БИЛ-1, БИЛ-2, СДО-1, СДО-2, СДО-3 и СДО-5.

2. При разложении методом спекания значения концентрации большинства элементов лучше совпадают с аттестованными значениями для донных осадков разного состава — образцы БИЛ-1,

БИЛ-2, СДО-1, СДО-2, СДО-3. Это позволяет нам рекомендовать эту методику для работы с природными образцами донных отложений глинистого и карбонатного состава в качестве универсальной.

3. Для образцов осадков с высоким содержанием Fe (в частности, для железомарганцевых конкреций, образец СДО-5) важна последовательность добавления кислот после процедуры спекания.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00818).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арнаутов Н.В.* Стандартные образцы химического состава природных минеральных веществ. Методические рекомендации. 2-е изд. Новосибирск, 1990. 220 с.
- Берковиц Л.А., Обольянинова В.Г., Батулин Г.Н.* О стандартных образцах железомарганцевых конкреций и вмещающих осадков // *Океанология*. 1990. Т. 30, № 3. С. 455–463.
- Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Ермина О.С.* и др. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2018. № 5. С. 54–60.
- Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б.* и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2016. № 6. С. 56–63.
- ГОСТ 5180-84 Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. М.: Стандартинформ, 2016. 20 с.
- Даувальтер В.А.* Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. ун-та, 2012. 242 с.
- Дубинин А.В.* Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: определение редкоземельных элементов в стандартных образцах отложений океанского генезиса // *Геохимия*. 1993. № 11. С. 1605–1619.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- Каталог стандартных образцов состава природных и техногенных сред. Иркутск, 2013. 75 с.
- Лаврушин В.Ю.* Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 338 с. (Тр. ГИН; вып. 599).
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрей-2000, 1999. 768 с.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В.* Определение содержания Mo, W и Th методом ИСП-МС в стандартных образцах серии СДО (океанские осадки и руды) // *Океанология*. 1996. № 6. С. 865–867.
- Berkovits L.A., Lukashin V.N.* Three marine sediment reference samples: SDO-1, SDO-2 and SDO-3 // *Geostandards Newsletter*. 1984. Vol. 8, N 1. P. 51–56.
- Stein R.* Chapter four Proxies used for palaeoenvironmental reconstructions in the Arctic Ocean // *Develop. Marin. Geol.* 2008. Vol. 2. P. 133–243.

Поступила в редакцию 05.11.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 556.3; 550.46; 550.424.6

Е.П. Каюкова¹, Т.А. Барабошкина², Е.А. Филимонова³

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД БАССЕЙНА Р. БОДРАК (КАЧИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ ГОРНОГО КРЫМА)

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет»,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

St. Petersburg State University, 199034, St. Peterburg, Universitetskaya Emb, 7/9
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучен гидрогеохимический состав подземных вод бассейна р. Бодрак (территории геологических практик студентов СПбГУ, МГУ имени М.В. Ломоносова, вузов Дубны и Воронежа). Определена роль литологического состава в формировании гидрохимического состава подземных и поверхностных вод района. На основе статистического анализа данных выделены три гидрохимические генерации подземных вод и выявлены их геохимические особенности, получена естественная ассоциация $Ba(2,0-58,2)-B(1,1-10,3)-Ag(3,2-8,6)-Sr(1,6-8,4)-Sn(3,4-4,9)$. Проанализирована интенсивность водной миграции химических элементов в подземных и речных водах р. Бодрак, получена изменчивость коэффициента водной миграции по течению реки.

Ключевые слова: подземные воды, индекс концентрации, коэффициент водной миграции, зона активного водообмена, Крымско-Кавказская горная зона, бассейн р. Бодрак.

The hydrogeochemical composition of groundwater in the Bodrak River basin (area of the geological practical studies and field works for students of SPbU, Lomonosov MSU, Dubna and Voronezh Universities) was investigated. The study determined role of lithology in the hydrochemical composition of groundwater and surface waters of the region. Three hydrochemical generations of groundwater have been identified by statistical analysis, geochemical features of groundwater in the region have been revealed, stable natural association of chemical elements in the groundwater of the Bodrak River has been obtained: $Ba(2,0-58,2)-B(1,1-10,3)-Ag(3,2-8,6)-Sr(1,6-8,4)-Sn(3,4-4,9)$. The study analyzed the intensity of water migration of chemical elements in the groundwater and river waters of the Bodrak River, and the variability of the water migration coefficient was obtained along the river.

Key words: groundwater, concentration index, water migration coefficient, active water exchange zone, Crimean-Caucasian mountainous zone, Bodrak River basin.

Введение. Горные районы Крымско-Кавказской горной зоны отличаются благоприятным соотношением количества и качества водных ресурсов по сравнению с прилегающими равнинными территориями. Изучение гидрогеохимических особенностей природных вод предгорных районов актуально для решения задач оптимизации водоснабжения населения, проживающего в горных районах, а также в качестве стратегического трансграничного ресурса для равнинных территорий полуострова [Каюкова и др., 2016; Мониторинг ..., 2018; Семенова, 1997; Эколого-геохимические..., 2008; Каюкова, Чарыкова, 2010; Каюкова, Котова, 2017].

На формирование химического состава природных вод влияет ряд факторов, основные из которых — геологическое строение, гидрогеологические условия территории, антропогенное воздействие и общие физико-географические условия.

Основная цель работы — исследование на этой территории изменчивости химического состава природных вод и выявление основных природных и антропогенных факторов, влияющих на этот процесс. Для достижения поставленной цели выполнена систематизация предыдущих авторских исследований (1998–2018); доизучены гидрогеохимические особенности подземных вод из разных водоносных горизонтов и зон и атмосферных осадков; оценена концентрация химических элементов в подземных водах; выполнена количественная оценка интенсивности водной миграции химических элементов, а также гидрогеологическая и экологическая интерпретация результатов исследований.

Район исследования. Изучаемая территория расположена в восточной части Бахчисарайского района в пределах Качинского антиклинория Горного Крыма. Река Бодрак — правый приток

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент; e-mail: erkaYu@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, ИСАА, геологический факультет, ст. науч. с.; e-mail: baraboshkina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент; e-mail: ea.filimonova@yandex.ru

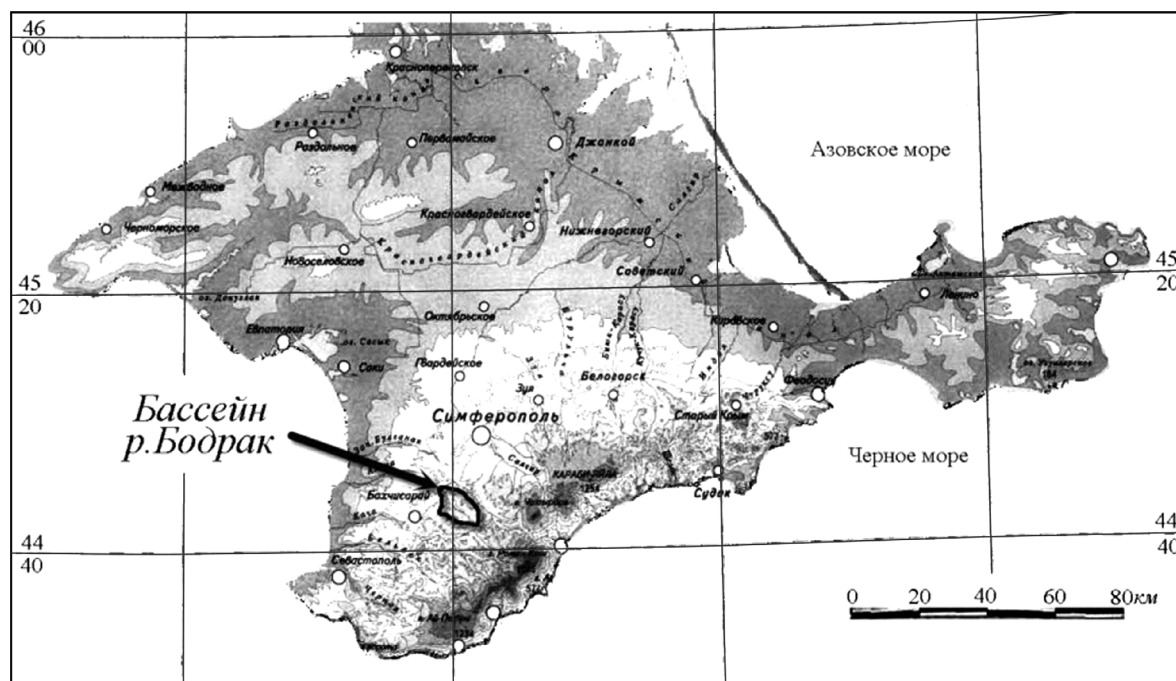


Рис. 1.
Обзорная
карта райо-
на исследо-
ваний

р. Альма, длина около 17,0 км, площадь бассейна 74,4 км². Река Бодрак протекает с юго-востока на северо-запад и прорезает вкрест простираения Вторую (Внутреннюю) и Третью (Внешнюю) гряды Горного Крыма (рис. 1). Истоки р. Бодрак формируются на территории с характерным сопочным рельефом (образованным флишевыми отложениями, Т₃–J₁) между Внутренней и Главной грядями Крымских гор.

В структурном отношении Главная гряда Крыма представляет собой молодой сложнопостроенный гидрогеологический массив, сформировавшийся в период альпийской складчатости, по типу адартезианского бассейна (индекс ААБ [Кириухин, 2005]); он служит внешней областью питания артезианских бассейнов равнинного Крыма.

Внутренняя и Внешняя гряды расположены в краевых частях южных крыльев артезианских бассейнов (а нашем случае — Альминского) и играют роль внутренней области питания. Внутренняя гряда сформирована породами мел-палеогенового возраста (известняки, мергели, глины), Внешняя гряда сложена отложениями неогенового возраста [Мазарович, Милеев, 1989]. Обе гряды имеют характерный квестовый рельеф.

Химический состав подземных вод изучаемой территории формируется под действием климатических изменений и антропогенных факторов. Динамический и гидрохимический режимы подземных вод непостоянны. Общая закономерность для предгорий Крымских гор — годовая периодичность [Каюкова, 2018]. На весенний период приходятся максимумы уровня грунтовых вод. Весной происходит таяние снега, при этом температура, дефицит влажности воздуха и испарение влаги невелики, что обеспечивает наиболее благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков.

Среднегодовая температура положительная — варьирует около +11,6 °С, изменяясь в пределах 10,5–12,4 °С (данные за период с 1998 по 2010 г.).

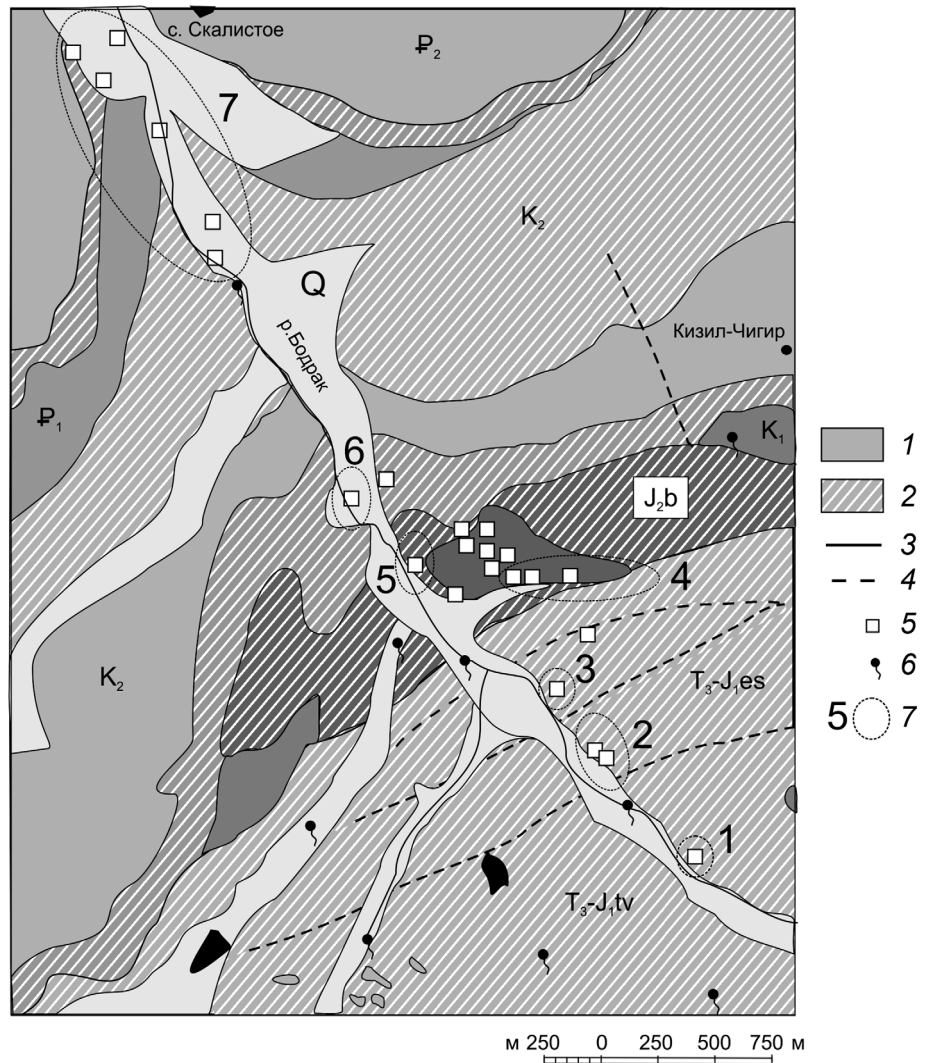
Если во время и после снеготаяния идут дожди, то значительно увеличивается период питания грунтовых вод, на снеговую составляющую приходится не более 10% годовой суммы осадков [Климатический..., 2000].

Вследствие того, что аллювиальный водоносный горизонт имеет гидравлическую связь с р. Бодрак, аллювиальный водоносный горизонт чутко реагирует на изменения речного уровня. При этом происходит регулирование речного стока: воды р. Бодрак питают подземные воды бассейна в паводки, а в межень дренируют часть воды из водоносных зон и горизонтов. Значительную роль в формировании питания подземных вод играет растительный покров.

На уровни грунтовых вод влияют и метеоусловия (количество осадков, температура воздуха). По данным режимных наблюдений в 1998–2018 гг. глубина уровней подземных вод на изучаемой территории составила 0,5–1,5 м для грунтовых вод аллювиальных отложений и 1,5–2 м для грунтовых вод вулканогенно-осадочной водоносной зоны (J₂b). Температурный режим подземных вод в летний период — ~11–15 °С приблизительно повторяет температуру воздуха с разницей около 8 °С. В июле 2007 г. проводились суточные измерения температуры у режимных родников через каждые 2 ч. (с ночным промежутком 4 ч.), перепад ночной и дневной температуры варьировал — от 1 до 1,5 °С.

Сезонные колебания температуры и количества атмосферных осадков (и связанные с этим процессы выщелачивания и испарения) отражаются на химическом составе подземных вод. Мак-

Рис. 2. Гидрогеологическая схема с участками опробования грунтовых вод бассейна р. Бодрак: 1 — водоносная зона, водоносный горизонт, 2 — слабопроницаемый пласт, 3 — гидрогеологическая граница, 4 — разлом, 5 — колодец, 6 — родник, 7 — участок отбора проб и его номер



симальным уровням грунтовых вод соответствуют минимальные значения минерализации вследствие разбавления подземных вод атмосферными осадками.

На территории бассейна р. Бодрак пресные грунтовые воды приурочены главным образом к коре выветривания коренных пород, а также к четвертичным отложениям (аллювиальным, пролювиальным, делювиальным, коллювиальным скоплениям и пр.). Преимущественно это пресные или слабосоленоватые воды с преобладанием в ионном составе гидрокарбонатов и кальция, питающиеся за счет атмосферных осадков, трещинно-карстовых вод и притоков вод из других гидрогеологических горизонтов.

Зафиксированы притоки хлоридно-натриевых вод из области относительно замедленного водообмена нижнего структурного этажа, сложенного флишевыми породами таврической серии и средней юры. Такие воды приурочены к зонам разломов и тектонических нарушений, их влияние прослеживается в химическом составе грунтовых вод бассейна р. Бодрак.

Материалы и методы исследований. Для интерпретации химических данных использовано более

200 образцов подземных вод и 50 — атмосферных осадков [Каюкова, 2018]. Опробование проводилось в летний период (1998–2018 гг.), схема отбора проб приведена на рис. 2. Концентрации ионов Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} и жесткость анализировали в условиях полевой лаборатории объемным (титриметрическим) методом [Киреева и др., 2015]. Содержание SO_4^{2-} определяли весовым методом в лаборатории кафедры гидрогеологии СПбГУ либо методом колориметрии на портативном колориметре DR/890 Nach. Содержание микрокомпонентов и основные катионы измеряли методами ICP AES (атомно-эмиссионный спектрометр ICP61E) и ICP MS (масс-спектрометр «Agilent 7500»). Температуру, pH, удельную электропроводность измеряли с использованием портативных приборов фирмы «HANNA» [Каюкова, Чарыкова, 2010].

Для дифференциации химического состава инфильтрационных вод из различных вмещающих отложений и выявления природных и техногенных гидрохимических аномалий были рассчитаны коэффициенты концентрации химических элементов K_c в подземных водах бассейна р. Бодрак:

$$K_c = C_i / C_{\phi}$$

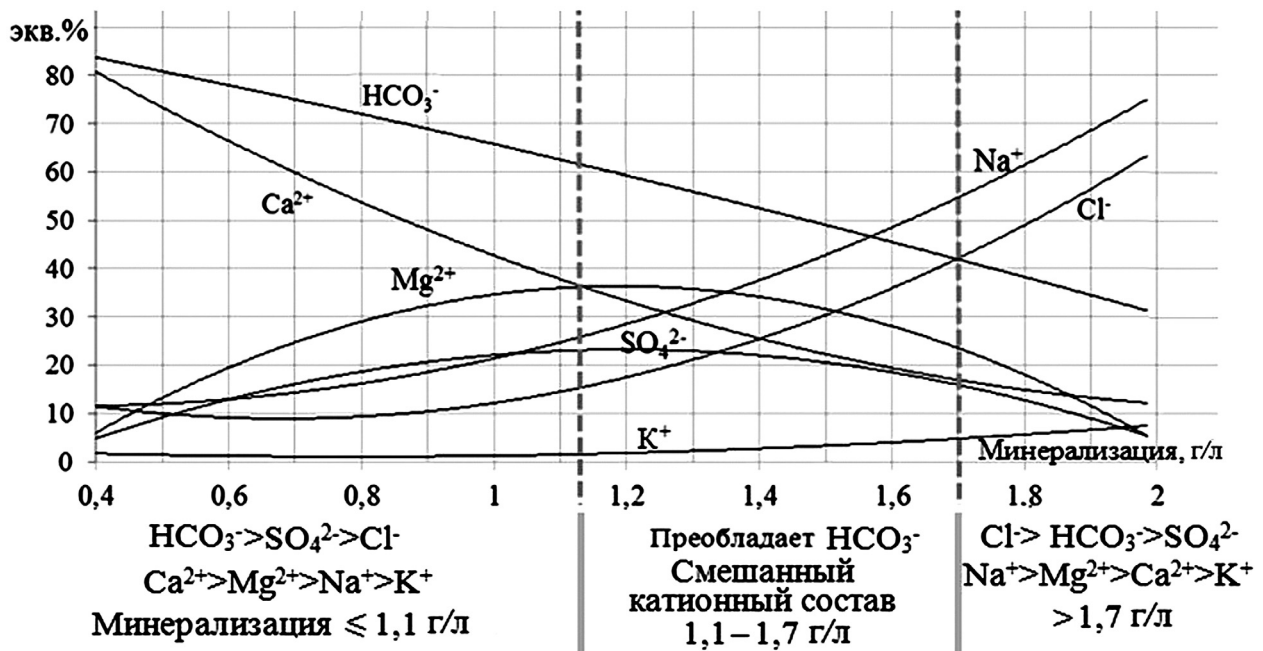


Рис. 3. Связь состава макрокомпонентов и минерализации в подземных водах бассейна р. Бодрак, по [Каюкова, 2018]

где C_i — средняя концентрация i -го химического элемента в данной выборке, C_{ϕ} — фоновое содержание этого элемента.

В качестве фонового содержания использованы средние значения концентрации химических элементов в водах зоны гипергенеза, такие «кларки элементов подземных вод» получены С.Л. Шварцевым на основе обработки более 1000 анализов подземных вод [Шварцев, 1998; Янин, 2002].

Для количественной оценки интенсивности водной миграции химических элементов использован коэффициент водной миграции (K_x), предложенный А.И. Перельманом на основе идей Б.Б. Польшова: отношение содержания химического элемента в минеральном остатке воды к его среднему содержанию во вмещающих породах [Перельман, 1989]:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x},$$

где K_x — коэффициент водной миграции элемента; m_x — содержание элемента в воде (мг/л); a — минерализация воды (мг/л); n_x — среднее содержание элемента в верхней части континентальной коры (масс.%, кларк) по данным Л.Н. Овчинникова [1990] (кларк получен на основе материалов А.П. Виноградова, С.Р. Тейлора, К.Х. Ведеполя, Д.М. Шоу, Б. Мейсона, К.К. Турекяна, А.А. Беуса).

Результаты исследований и их обсуждение. Грунтовые воды бассейна р. Бодрак, циркулирующие в отложениях разного возраста и литологического состава, вследствие активного водообмена и хорошей проницаемости — пресные (минерализация ~1 г/л). Преобладающие компоненты в химическом составе обычно представлены HCO_3^{3-} и Ca^{2+} ,

однако в водах, связанных с областью интенсивных тектонических преобразований (T_3 – J_1 es), на первое место в катионном составе выходит ион Mg^{2+} . Значения pH близки к нейтральным. В притоках подземных вод из области относительно замедленного водообмена преобладают ионы Na^+ и Cl^- .

Статистический анализ химического состава подземных вод бассейна р. Бодрак позволил выделить три гидрохимические генерации подземных вод области активного водообмена (рис. 3). Линии тренда получены в результате построения полиномиальных регрессионных кривых, при этом использован полином 2-й степени.

В водах с минерализацией ≤ 1 г/л (так же, как и в атмосферных осадках [Каюкова, 2011]) наблюдается следующая зависимость в анионном составе (экв.%): $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$, а в катионном составе — $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$. С ростом минерализации этот порядок изменяется, и в подземных водах с минерализацией ~2,0 г/л на первое место выходят Cl^- и Na^+ .

В табл. 1 представлены значения генетических коэффициентов подземных вод из разных вмещающих отложений, поверхностных вод и атмосферных осадков бассейна р. Бодрак. Расчет значений генетических коэффициентов показывает, что все изученные воды имеют инфильтрационный генезис. По классификации В.А. Сулина изученные природные воды преимущественно сульфатно-натриевые, за исключением вод, связанных с областью интенсивных тектонических нарушений.

При детальном изучении химического состава поверхностных вод диагностировано, что гидрохимический состав вод крупнейшего в Бахчисарайском районе Мраморного ставка (с общей площадью около 7 га и объемом воды ~480 тыс. м³)

Таблица 1

Генетические коэффициенты природных вод бассейна р. Бодрак

Объект	Возраст	$\frac{rSO_4}{rCl}$	$\frac{rCa}{rMg}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rNa-rCl}{rSO_4}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	Коэффициент Сулина	Основные катионы	Основные анионы	Число проб
область активного водообмена	Q	1,8	1,4	1,6	0,3	-0,2	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	150
	P ₂	1,3	2,8	1,1	0,1	0,0	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	10
	K ₁	1,1	7,7	1,1	0,1	-0,1	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	100
	J _{2b}	0,8	1,3	1,6	0,8	-0,2	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >Cl>SO ₄	100
	T ₃ -J _{1 es}	0,7	0,3	2,7	2,6	-0,3	HCO ₃ -Na	Mg>Ca>Na>K	HCO ₃ >Cl>SO ₄	15
	T ₃ -J _{1 tv}	2,6	2,2	1,9	0,3	-0,4	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	SO ₄ >HCO ₃ >Cl	20
Замедленный водообмен		0,2	3,0	1,2	1,04	-6,8	HCO ₃ -Na	Na>Ca>Mg>K	Cl>SO ₄ >HCO ₃	16
Атмосферные осадки		1,8	4,6	1,3	0,2	-0,3	SO ₄ -Na	Ca>Na>Mg>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	50
Р. Бодрак		3,0	1,8	1,9	0,3	-0,3	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	40
Ставки бассейна р. Бодрак*		1,3	2,1	1,2	0,2	-0,1	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	HCO ₃ >SO ₄ >Cl	30
Мраморный ставок		9,1	2,2	1,9	0,1	-0,3	SO ₄ -Na	Ca>Mg>Na>K	SO ₄ >HCO ₃ >Cl	10

* За исключением Мраморного (Голубого) ставка.

отличается от такового в остальных ставках бассейна р. Бодрак преобладанием в анионном составе сульфатов. Мраморный ставок сформировался в середине 1990-х гг. в карьере по разработке нуммулитовых известняков на южной окраине с. Скалистое. В настоящее время водоем используется в рекреационных целях, на дне ставка действует мощный восходящий источник, интенсивная раз-

грузка которого обеспечивает постоянную наполненность водоема чистой пресной водой.

Геохимические ассоциации. Коэффициент концентрации химического элемента характеризует уровень концентрирования элемента на участке опробования (C_i) над его средним содержанием в аналогичной природной среде на фоновом участке (C_ф). Результаты расчетов представлены в табл. 2 и 3. Таблица 3 составлена по данным о химическом

Таблица 2

Геохимические ассоциации и значения коэффициента концентрации химических элементов в составе подземных вод активного водообмена бассейна р. Бодрак

Возраст	Вмещающие отложения	Геохимические ассоциации микрокомпонентов*
P ₂	органогенные нуммулитовые известняки	Ba _{58,2} - Ag _{31,0} - N* _{26,4} - B _{6,2} - Sr _{6,1} - Sn _{4,9}
K ₁	органогенно-обломочные известняки	Ba _{15,2} - Sn _{3,5} - Ag _{3,2}
J _{2 b}	туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты, аргиллиты с прослоями лав	N* _{36,1} - V _{28,3} - Ba _{16,3} - Ag _{13,8} - Sr _{8,4} - Sn _{4,9} - Zn _{4,7} - B _{2,2}
T ₃ -J _{1 es}	терригенно-глинистые породы (песчаники, глины, глинистые отложения)	B _{10,3} - Li _{8,6} - Sr _{5,0} - Sn _{4,4} - Ag _{3,4} - Ba _{2,0} - Rb _{1,9}
T ₃ -J _{1 tv}	терригенный флиш (чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников)	Ba _{20,2} - N* _{9,7} - Sr _{4,9} - Mn _{4,6} - Ag _{4,1} - B _{3,5} - Sn _{3,4} - Se _{3,1} - Pb _{1,9}
	область замедленного водообмена	Ag _{137,9} - B _{93,3} - Zn _{21,2} - Ba _{14,3} - Pb ₉ - Sn _{7,6} - Sr ₇ - Cu ₅ - Fe _{4,4} - Mn _{4,3} - Al _{3,9} - Mo _{3,5} - Ni _{2,7} - V _{1,7} - Sb _{1,6} - Ti _{1,5}

Примечание. Элементы, имеющие коэффициент концентрации <1,5, в таблицу не внесены. *Азот нитратный.

Таблица 3

Геохимические ассоциации химических элементов в подземных водах четвертичного водоносного горизонта

Номер участка на рис. 2	Число проб	Геохимические ассоциации микрокомпонентов
7	10	Ag _{20,7} - N* _{14,7} - Zn _{13,4} - Ba _{9,4} - Sr _{6,6} - P ₆ - Cu _{4,3} - Sn _{4,1} - Pb _{3,4} - Ni _{2,4} - B _{1,9} - Fe _{1,5}
6	5	N* _{29,3} - Ba _{8,4} - Sr _{6,5} - V ₄ - Sn _{3,8} - Ag _{3,6} - B _{3,1} - Zn _{2,8}
5	7	N* _{46,9} - V _{23,4} - Ba _{9,7} - Sr _{6,9} - Sn _{5,1} - Ag _{4,1} - Zn _{3,8} - B _{2,4}
4	9	Ba _{19,5} - Ag _{18,9} - Sr _{6,5} - Sn _{4,8} - V _{3,5} - B _{2,7} - N* _{2,6} - Zn _{2,1} - Cr _{1,9}
3	2	Ag ₈₅ - B ₂₂ - Li ₁₀ - Sn _{7,4} - Sr _{5,4} - Ba _{2,6} - Rb _{2,4} - N* _{1,8}
2	7	Ag ₂₀ - Ba ₂₀ - N* _{9,8} - Zn _{7,8} - B _{7,7} - Sr _{4,3} - Sn ₄ - P _{3,4}
1	1	Ag _{8,6} - Sn _{6,1} - Sr _{3,7} - B _{3,3} - Ba _{2,2} - Sb _{1,6}

Примечания. *Азот нитратный.

составе грунтовых вод из колодцев, заложенных по течению р. Бодрак и вдоль оврага Колхозный.

На рис. 2 показаны выделенные участки, на которых проводилось опробование четвертичного водоносного горизонта с целью выявления влияния подстилающих отложений на формирование его химического состава. Диагностированные геохимические ассоциации, характеризующие выделенные на рис. 2 области опробования и номер участка опробования, приведены в табл. 4.

Анализ данных (табл. 2 и 3) позволяет утверждать, что на формирование химического состава колодезных вод влияют подземные воды подстилающих отложений. Так, появление ванадия, идентифицированного в аллювиальных водах участка 5 (табл. 3), обусловлено разгрузкой трещинных вод вулканогенно-осадочной толщи (J_2b). Такие элементы, как В, Li, Rb, U, в аллювиальных водах участка 3, по всей видимости, имеют природное происхождение и связаны с трещинными водами зоны развития пород эскиординской свиты (T_3-J_1es).

Набор элементов в ассоциациях (табл. 2 и 3), представляющий собой относительные характеристики аномальности, позволяет выделить в подземных водах активного водообмена следующие элементы: Ва (2,0–58,2) — В (1,1–10,3) — Sn (3,4–4,9) — Sr (1,6–8,4), которые, видимо, представляют собой природную гидрохимическую особенность подземных вод бассейна р. Бодрак.

Добавив Ag с невысоким индексом концентрации, получим ряд, который характеризует среднюю естественную ассоциацию химических элементов, типичную для подземных вод р. Бодрак: Ва (2,0–58,2) — В (1,1–10,3) — Ag (3,2–8,6) — Sr (1,6–8,4) — Sn (3,4–4,9).

За естественный максимальный индекс концентрации серебра принято значение индекса в подземных водах участка, равное 1 (южная окра-

ина д. Трудолюбовка), находящегося гипсометрически выше других участков опробования. Такая же величина для Ag соответствует родниковым водам источника, расположенного в верховьях р. Бодрак (родник у шлагбаума, 44°45'11,3" N; 34°03'08,6" E).

Высокое содержание бария относительно средних значений в подземных водах зоны гипергенеза, вероятно, обусловлено местной спецификой подземных вод. Высокие значения индекса концентрирования Ва показывают, что он поступает в подземные воды из отложений, в которых широко распространены барийсодержащие минералы (барит, витерит, баритокальцит). Из работы [Акименко и др., 2011] следует, что минеральный состав элювия готеривского возраста (K_1h) на 60% (в составе тяжелой фракции) состоит из барита. При минералогических исследованиях в пещерах Предгорья наряду с доломитом выделен барит [Климчук и др., 2016]. В.В. Юдин пишет, что в трещинах кластолитов и в матриксе зоны тектонически преобразованных пород (меланжа) развиты проявления гидротермальных минералов (в том числе барита) [Юдин, 2013].

Источником бора в подземных водах активного водообмена, вероятно, служат горные породы нижнего структурного этажа, в пользу этого предположения говорит то, что в ассоциации нижне-меловых отложений, бронирующих столовые горы района исследований, бор не играет заметной роли ($K_c=1,1$).

Корреляционный анализ показал отсутствие связи бора с какими-либо другими компонентами подземных вод из различных вмещающих отложений зоны активного водообмена бассейна р. Бодрак. При этом бор в водах из области замедленного водообмена хорошо коррелирует с Sn, As, Cr, Al. Наличие корреляционных связей между В, Sn, As, Cr, Al позволяет предположить

Таблица 4

Интенсивность водной миграции химических элементов в подземных водах бассейна р. Бодрак

Зона, возраст вмещающих отложений		Очень сильная, $>n \cdot 10$	Сильная, $n \cdot (1 \div 10)$	Средняя, $n \cdot (0,1 \div 1)$	Слабая и очень слабая, $<0,1n$
Активный водообмен	P_2	N*, Cl, Ag, S, Se, B	Sb, Sr, Ca, Ba, Na, As, Mo, Zn, Sn, Mg, U	K, Cd, Li, Pb, V, Cu, P, Ni	Si, Co, Th, Cr, Mn, Rb, Fe, Al, Ti
	K_1	N*, Cl, S, Se, Ag, B	Sb, Ca, Sr, U, Ba, Sn, Zn, Na, Cd	Mo, Mg, Li, K, As, Pb, V, Cu, Si	Ni, Cr, P, Co, Mn, Th, Fe, Rb, Al, Ti
	J_2b	N*, Cl, Ag, S, Se, B	Sr, V, Sb, Ca, Zn, Na, Mg, Sn, Cd	As, Ba, U, Mo, Pb, Cu, K, Li, Ni	Cr, Si, P, Mn, Co, Rb, Th, Fe, Al, Ti
	T_3-J_1es	Cl, N*, S, B, Se, Ag	Mg, Sb, Na, Li, Sr, Ca	As, U, Sn, K, Mo, Cd, Zn, Ba, Pb, V	Ni, Rb, Cu, P, Si, Co, Cr, Mn, Th, Fe, Al, Ti
	T_3-J_1tv	N*, Cl, S, Se, Ag, B	Sb, Ca, Sr, Na, Mg, K	Ba, As, Sn, Cd, Li, Mo, Pb, Zn, Mn, U, V, Cu, P	Ni, Si, Cr, Co, Fe, Rb, Th, Al, Ti
Относительно замедленный водообмен	Cl, S, B, Se, N, Na, Ag	Zn, Sb, Cd, Mo, Sr	Pb, As, Sn, Ca, Ba, Cu, Mg, U, K, Mn, V, Li, Ni	Co, Fe, Cr, Si, Rb, Al, Th, P, Ti	
Для вод зоны гипергенеза**	Cl, S, B, Se, N*, Na, Ag	Zn, Sb, Cd, Mo, Sr	Pb, As, Sn, Ca, Ba, Cu, Mg, U, K, Mn, V, Li, Ni	Co, Fe, Cr, Si, Rb, Al, Th, P, Ti	

*Азот нитратный; **рассчитано по данным С.Л. Шварцева [1998].

возможное существование парагенной ассоциации этих элементов.

Степень концентрации бора в водах замедленного водообмена относительно его среднего содержания в водах активного водообмена составляет ~20, что, вероятно, связано со степенью промытости пород водами инфильтрационного генезиса.

Особый вклад элементов в ряды естественных геохимических ассоциаций микрокомпонентов подземных вод вносят флишевые отложения (Mn–Se), тектонически преобразованные породы (Li–Rb) и вулканогенно-осадочная толща (V). Так, коэффициент концентрации ванадия в водах вулканогенно-осадочной толщи достаточно высок ($K_c=28$), такой же высокий коэффициент выявлен для вод четвертичного водоносного горизонта на участке 5 (следовательно, ванадий поступает из подстилающих толщ J_2b), повышенные значения ($K_c=3,5\div 4$) отмечены на соседних участках 4 и 6 (рис. 2). Таким образом, источник ванадия в подземных водах района — вулканогенно-осадочная толща.

Максимальные значения коэффициента концентрации лития ($K_c=10$ и 8,6) связаны с подземными водами в аллювиальных отложениях (участок 2) и подстилающих их терригенно-глинистых толщах (T_3-J_1es), которые, вероятно, и служат источником лития в подземных водах. Такая же картина характерна и для рубидия ($K_c=2,4$ и 1,9), при этом между Rb и Li отмечена высокая корреляционная связь (0,9).

В аллювиальном горизонте в водах участка 7 (рис. 2) выявлено загрязнение Zn, Cu, Pb, Ni, Fe антропогенного генезиса, это район селитебной территории с. Скалистое с приусадебными участками и частными животноводческими хозяйствами, что подтверждает ранее опубликованные данные о антропогенном вмешательстве [Каюкова, Котова, 2017].

Вследствие сельскохозяйственной специализации территории бассейна р. Бодрак типичный загрязнитель в районе — азот. Особенно высоким значениям коэффициента концентрации азота отвечает водоносная зона вулканогенно-осадочной толщи в центре с. Трудолобовка. Здесь практически отсутствует почвенный слой, глубина до воды ~1,5–2 м (т.е. водоносная зона не защищена),

присутствует плотная жилая застройка с туалетами по типу выгребной ямы, гипсометрически выше над домами расположена ферма, на которой занимаются животноводством и сельским хозяйством.

По литературным данным [Трефилова, 2000; Трансформация..., 2006], в отходах животноводческих комплексов возможны такие элементы, как Sr, Zn, Cu, F, Ag, Bi, Sn, с некоторыми вариациями в зависимости от видов отходов; в отходах комплексов крупного рогатого скота — Zn, W, Sr, Ag, F, а свиноводческих комплексов — W, Sr, B, Sn.

Так как формирование химического состава подземных вод — явление сложное и в него вовлечены породы разного состава, то в качестве величины n_x , по мнению А.И. Перельмана [Перельман, 1989], правильнее использовать не содержание элементов в водовмещающих породах, а средние кларки литосферы.

Водная миграция элементов. Значения коэффициента водной миграции (K_x) позволяют представить особенности миграции отдельных химических элементов в различных водоносных горизонтах и зонах изучаемого района, оценить степень подвижности элементов: чем выше значение коэффициента водной миграции, тем сильнее химический элемент способен выщелачиваться из вмещающих отложений [Перельман, 1989].

Расчеты показывают (табл. 4), что высокая интенсивность водной миграции характерна для следующих биофильных элементов: N, Cl, S, B, Se ($K_x>10$); сильные мигранты ($K_x>1$) — основные катионы (Ca, Na, Mg) и Sr, Sb. Наиболее низкая интенсивность водной миграции свойственна таким микроэлементам, как Al, Th, Fe, Co, Cr, Rb, Ti.

Интенсивность водной миграции химических элементов в речных водах р. Бодрак представлена в табл. 5. На степень водной миграции элемента влияют его концентрация, интенсивность водообмена и участие элемента в гидрохимических и биохимических процессах, протекающих в водосборном бассейне.

В представленных рядах химических элементов (табл. 4) можно заметить, что Ba, B, Sr и Ag (а также Se и As) во всех выделенных подразделениях подземных вод бассейна р. Бодрак характеризуются большей интенсивностью водной миграции по сравнению со средними значениями этих элементов в водах зоны гипергенеза [Шварцева, 1998].

Таблица 5

Интенсивность водной миграции химических элементов в речных водах р. Бодрак

Область опробования	Очень сильная, $>n\cdot 10$	Сильная, $n(1\div 10)$	Средняя, $n(0,1\div 1)$	Слабая, $<0,1n$
Верховья реки	S, Cl, N, B, Se	Ag, Ca, Mg, Na, Sr, Ba, Sb, Sn	As, Zn, Mo, U, Cd, Li, Cu, K, Pb, V	Ni, P, Cr, Si, Mn, Co, Rb, Th, Fe, Al, Ti
Среднее течение	Cl, S, N, B, Se, Ag	Ca, Sr, Sb, Na, Mg, Sn, Ba	As, U, Cd, Zn, Mo, Li, K, Pb, Cu, V	Mn, Ni, Cr, P, Co, Si, Rb, Fe, Th, Al, Ti
У д. Скалистое	N, Cl, S, B, Se	Sr, Ca, Sn, Na, Ba, Mg, Ag, Sb, U	Mo, Li, As, Zn, K, Cu, V, Pb	Cd, Si, Cr, Ni, Rb, Co, P, Th, Fe, Mn, Al, Ti

Коэффициент водной миграции варьирует вниз по течению р. Бодрак: в верховьях наибольшей миграцией обладает сера, в среднем течении — хлор, в нижнем — азот. Вероятно, такое различие обусловлено литологическим составом водовмещающих толщ. В верховьях развиты породы таврической серии, содержащие большое количество пирита и марказита, а в нижнем течении, вероятно в силу антропогенного загрязнения, на первое место выходит азот (табл. 5). Именно в нижнем течении р. Бодрак выявлены подземные воды с устойчивым нитратным загрязнением (2–4 ПДК) на участках с высоким индексом концентрации N: трещинные воды вулканогенно-осадочной толщи в центре д. Трудолюбовка (36,1), а также в южной (14,7) и центральной частях д. Скалистое (26,4).

Заключение. Исследования показывают, что химический состав подземных вод изучаемой территории регулируется геологической обстановкой, гидрогеологическим строением и литологическим составом водовмещающих толщ. В водах верхнего водоносного горизонта обычно преобладают ионы кальция и гидрокарбоната, однако в более глубоких водах, связанных с областью интенсивных тектонических преобразований (эскиординская серия, T_3-J_{1es}), на первое место в катионном составе выходит магний. В притоках подземных вод, поступающих из области замедленного водообмена, преобладают ионы натрия и хлора.

Статистическая обработка данных о химическом составе вод позволила выделить три гидрохимические генерации подземных вод области активного водообмена бассейна р. Бодрак. При минерализации вод $\leq 1,1$ г/л преобладает анион гидрокарбонат, затем следуют сульфат и хлорид ($HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$), среди катионов превалирует кальций, затем магний и натрий ($Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+$). При более высокой минерализации, находящейся в интервале от 1,1 до 1,7 г/л, преобладает гидрокарбонат-ион при смешанном катионном составе;

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акименко М.И., Корнилов Э.Б., Москаленко С.В. и др. Минеральный состав элювия патильской и мангушской свит (Крым) // Докл. X Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, РГГУ, 12–15 апреля 2011 г.). Т. 1. М.: Экстра-Принт, 2011. С. 172.

Барбошкина Т.А., Березкин В.Ю., Коробова Е.М. и др. Эколого-геохимические условия бассейна р. Бодрак (Крымско-Кавказская горная зона) // Вестн. РУДН. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2008. № 4. С. 93–105.

Каюкова Е.П. Гидрохимические особенности атмосферных осадков полигона Крымской геологической практики СПбГУ // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2011. Вып. 2. С. 26–43.

Каюкова Е.П. Оценка подземного стока как элемента водного баланса при комплексных гидрогеологических исследованиях (северо-западные склоны Крымских гор): Автореф. канд. дисс. СПб., 2018. 20 с.

если же минерализация превышает 1,7 г/л, то ведущим анионом становится хлорид, далее следуют гидрокарбонат- и сульфат-ионы ($Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$); а среди катионов преобладает натрий, затем следуют магний и кальций ($Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$).

Геохимическая особенность подземных вод бассейна р. Бодрак — повышенная концентрация ряда микрокомпонентов (Ba, B, Ag, Sr, Sn) относительно их среднего содержания в подземных водах зоны гипергенеза. С использованием значений индекса концентрации получена естественная ассоциация химических элементов в подземных водах р. Бодрак: Ba (2,0–58,2) — B (1,1–10,3) — Ag (3,2–8,6) — Sr (1,6–8,4) — Sn (3,4–4,9).

Повышенное содержание бария в подземных водах активного водообмена относительно его средней концентрации в зоне гипергенеза обусловлено поступлением бария в подземные воды бассейна р. Бодрак из вмещающих отложений с барийконцентрирующими минералами. Источник бора — зона замедленного водообмена, которая характеризуется меньшей степенью промытости пород.

Особый вклад в ряды геохимических ассоциаций микрокомпонентов подземных вод вносят флишевые отложения (Mn, Se), породы из области сильнодислоцированных песчано-глинистых пород (Li, Rb) и вулканогенно-осадочная толща (V).

Ассоциации химических элементов (полученные на основе значений коэффициента водной миграции) в значительной степени близки для разных стратиграфических подразделений. Все основные ионы подземных вод бассейна р. Бодрак обладают высокой интенсивностью водной миграции. Наиболее сильные мигранты — N, Se, B ($K_x > 10$), к сильным мигрантам также относятся Sr, Sb, ($K_x > 1$). При этом барий, бор, стронций, серебро, селен и мышьяк во всех водоносных горизонтах подземных вод бассейна р. Бодрак обладают большей интенсивностью водной миграции, чем в водах зоны гипергенеза (по литературным данным).

Каюкова Е.П., Барбошкина Т.А., Бударина В.А. Ресурсный потенциал пресных вод Крыма. Статья 2. Водные ресурсы, экология и политика // Вестн. Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. 2016. № 1. С. 131–135.

Каюкова Е.П., Котова И.К. Особенности формирования химического состава подземных вод зоны активного водообмена бассейна р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. СПбГУ. Сер. Науки о Земле. 2017. Т. 62, вып. 4. С. 343–356.

Каюкова Е.П., Чарыкова М.В. Особенности химического состава подземных и поверхностных вод полигона Крымской учебной практики геологического факультета СПбГУ // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2010. Вып. 3. С. 29–47.

Киреева Т.А., Филимонова Е.А., Гоманюк Л.А. Практическое руководство по гидрогеологии. Химический анализ природных вод. М: МАКС Пресс. 2015. 88 с.

Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология. СПб., 2005. 344 с.

Климатический атлас Крыма / Приложение к науч.-практ. дискуссионному анализ. сб. «Вопросы развития Крыма». Симферополь: Таврия-Плюс, 2000. 120 с.

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Тимохина Е.И. Эволюционно-генетические аспекты карста и пещер провинции Горного Крыма (Крымско-Кавказская карстовая страна) // Тр. V Регион. науч.-практ. конференции «Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований» (Сочи, 1–4 ноября 2014 г.). URL: <http://cml.happy.kiev.ua/cgi-bin/cml.cgi?num=15160>. (дата обращения: 07.11.2016).

Мазарович О.А., Милеев В.С. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия мезозоя): Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 168 с.

Мониторинг загрязнения окружающей среды. Федеральное государственное бюджетное учреждение «Крымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (ФГБУ «Крымское УГМС»). Симферополь, 2018. URL: http://meteo.crimea.ru/?page_id=3130 (дата обращения: 01.08.2018).

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1989. 528 с.

Семенова В.М. Гидрогеологические условия между-речья Бодрак-Кача // Очерки геологии Крыма // Тр. Крымского геологического науч.-учеб. центра имени

проф. А.А. Богданова. Т. 1. М.: Изд-во геологического факультета МГУ, 1997. С. 120–130.

Трефилова Н.Я. Геохимическая специализация территорий различного хозяйственного использования // Прикладная геохимия. Вып. 1. Геохимическое картирование / Под ред. Э.К. Буренкова. М.: ИМГРЭ, 2000. С. 135–144.

Трофимов В.Т., Харькина М.А., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д. Трансформация экологических функций литосферы в эпоху техногенеза под влиянием сельскохозяйственной деятельности (геодинамическая и геофизическая экологические функции) // Экологический вест. научных центров Черноморского экономического сотрудничества (ЧЭС). 2006. № 1. С. 85–91.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., 1998. 288 с.

Юдин В.В. Геология Симферополя в геодинамике Крыма: Сб. науч. трудов «От минералогии до геохимии», посвященный 130-летию со дня рождения акад. А.Е. Ферсмана. Киев, 2013. С. 207–217. (Мат-лы Междунар. науч. конф. 5–7 июня 2013 г. в с. Береговое, АРК). URL: <http://museumkiev.org/Geology/conf/fersman.pdf> (дата обращения: 15.10.2018).

Юдин В.В. Симферопольский меланж // Докл. РАН, 1993. Т. 333, № 2. С. 250–252.

Янин Е.П. Техногенные геохимические ассоциации в донных отложениях малых рек (состав, особенности, методы оценки). М., 2002.

Поступила в редакцию 02.04.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 55(1/9)

А.О. Агибалов¹, В.А. Зайцев², А.А. Сенцов³

ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ МОРФОСТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН», 123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, Bol'shaya Gruzinskaya str., house 10-1
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

На основе анализа и обобщения геолого-геоморфологической информации, в том числе полученных авторами новых данных, разработана схема активных в новейшее время докембрийских морфоструктур Северного Приладожья. При ее составлении учитывали выраженность древних структур в рельефе, приуроченность к ним эпицентров землетрясений, палеосейсмодислокаций, аномалий гелия и радона, а также результаты анализа перемещений пунктов GPS, компьютерного и физического моделирования на эквивалентных материалах.

Ключевые слова: докембрийские морфоструктуры, неотектоническая активизация, Северное Приладожье.

Based on the analysis and generalization of geological and geomorphological information, including new data obtained by the authors, we developed a scheme of activated Precambrian morphostructures of the Northern Ladoga area. When we compiled it, the severity of the ancient structures in the relief, the confinement of the epicenters of earthquakes, paleoseismic dislocations, helium and radon anomalies to them, as well as the results of the analysis of the movement of GPS points, computer and physical modeling on equivalent materials were taken into account.

Key words: Precambrian morphostructures, neotectonic activation, Northern Ladoga.

Введение. В настоящее время накоплен большой объем геологических данных, которые свидетельствуют о неотектонической активности докембрийских пликативных и дизъюнктивных структур Северного Приладожья. Однако вопрос о том, какие из них активны на новейшем этапе, остается недостаточно проработанным, о чем свидетельствует отсутствие выполненных в детальном масштабе схем активных докембрийских морфоструктур для рассматриваемой территории. Кроме того, предмет дискуссий — критерии их выделения в пределах изучаемого района, отличающегося низкой сейсмичностью и слаборасчлененным рельефом, характерным для платформенных территорий. Нами проанализирована и обобщена ранее накопленная геолого-геоморфологическая информация, что позволило разработать схему активных в новейшее время древних структур Северного Приладожья. Ее можно использовать при оценке геодинамической опасности изучаемой территории, расположенной вблизи крупного мегаполиса — Санкт-Петербурга. Кроме того, существующие представления о новейшей активизации докембрийского структурного плана Приладожья были дополнены новыми результата-

ми анализа цифровых моделей рельефа (ЦМР) и горизонтальных движений пунктов GPS, а также данными эманационных радоновых исследований.

Материалы и методы исследований. Для выделения активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья была проанализирована ранее накопленная информация о геоморфологическом строении территории, палео- и современной сейсмичности, аномалиях гелия и радона, учтены результаты компьютерного и физического моделирования на эквивалентных материалах. Кроме того, нами получены новые данные о характере взаимосвязи древнего структурного плана и происходящих в новейшее время движений и деформаций. Методика исследований включает автоматизированное дешифрирование ЦМР с помощью разработанной А.А. Златопольским [2011] программы LESSA, составление схемы величин деформаций по данным о скорости горизонтальных перемещений пунктов GPS, а также измерение объемной активности радона в подпочвенном слое. Рассмотрим каждый из перечисленных методов.

Автоматизированное дешифрирование ЦМР [Цифровая..., 2020] с помощью программы LESSA, принципы работы которой описаны в статье

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, вед. инж., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* Agibalo@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* v.zaitsev@mail.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, науч. с.; *e-mail:* alekssencov@yandex.ru

[Златопольский, 2011], позволило выделить линейные элементы, соответствующие линейным понижениям рельефа, составить схемы их плотности и линий вытянутости, розы-диаграммы. Сопоставление построенных схем с геологическим строением территории показало, что наиболее информативна схема плотности линейных элементов, на которой по повышенным значениям этого параметра выделяется значительное количество докембрийских разрывных нарушений. Значимость полученных данных для выделения активных морфоструктур связана с тем, что прямое отражение геологических структур в рельефе традиционно рассматривается как индикатор их неотектонической активности.

С целью выявления активных разломов, по которым на современном этапе происходят горизонтальные смещения, проанализирована скорость движения пунктов GPS [Галаганов и др., 2017]. Анализ заключался в том, что координаты пунктов GPS были рассчитаны в метрической проекции «WGS_1984_World_Mercator» с помощью инструментов программы ArcGis, а соседние станции GPS соединены отрезками, центрам которых присвоены значения величин деформации (ε), рассчитанных по формуле

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

где l_0 — расстояние между пунктами, м; l — расстояние между пунктами с учетом их смещения за год, м. Аналогичная формула используется в тектонофизике для расчета «процентной» меры деформации [Гончаров и др., 2005].

Известно, что зоны повышенной проницаемости земной коры, нарушающие новейший структурный план, выделяются по аномалиям подпочвенного радона. В ходе полевых исследований на о-вах Хавус и Риеккалансари в 2019 г. нами построено 6 профилей, вдоль которых проводились измерения объемной активности радона в шурфах глубиной 0,5 м, расположенных на расстоянии 100 м один от другого. Все профили пересекали выраженные в рельефе докембрийские структуры — границы гранитогнейсовых куполов Хавус и Риеккалансари, разрывные нарушения локального масштаба. Чтобы исключить влияние метеоусловий, приливных деформаций приповерхностного слоя земной коры [Спивак, 2014], все замеры вдоль одного профиля выполнялись одновременно с помощью нескольких индикаторов радона «RADEX MR 107». Период измерений составлял сутки. Обоснованность используемой методики подтверждается экспериментальными работами, проведенными на территории УОПЭЦ «Чашниково» МГУ имени М.В. Ломоносова [Агибалов, Полетаев, 2019].

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ ранее полученных разными исследователями данных позволил сформулировать для территории

Северного Приладожья ряд признаков, свидетельствующих о новейшей геодинамической активности докембрийских структур. К ним относятся: 1) отражение древних структур в современном рельефе; 2) приуроченность к ним повышенных значений крутизны изобазит, построенных по методике В.П. Философова [1960]; 3) приуроченность эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций к разломам; 4) взаимосвязь с аномалиями гелия и радона; 5) смещения пунктов GPS по активным разломам; 6) данные тектонофизического моделирования. По нашему мнению, выделение активных морфоструктур по одному из перечисленных признаков не будет обоснованным, поскольку на облик рельефа Приладожья влияют не только тектонические, но и экзогенные процессы, а интерпретация ряда деформаций в скальных породах и четвертичных отложениях как палеосейсмодислокаций в некоторых случаях дискуссионна [Верзилин, 2012]. Также нельзя исключать возможность того, что приуроченность эпицентров современных землетрясений к древним разрывным нарушениям имеет случайный характер. Учитывая изложенные выше соображения, нами в качестве активных структур рассматриваются только те, которые выделяются как минимум по трем из перечисленных признаков.

Выполненный разными исследователями анализ рельефа территории Северного Приладожья показал высокую степень взаимосвязи последнего с геологическим строением. Как показано в работах [Агибалов и др., 2018а-б; Шварев, Никонов, 2008; Свириденко, Светов, 2008], все перечисленные в таблице активные докембрийские морфоструктуры отражены в рельефе. Кроме того, вдоль юго-восточного сегмента границы между Карельским и Ладожским геоблоками в районе оз. Янисъярви отмечено смещение озовой гряды, что свидетельствует об активных сдвиговых перемещениях на новейшем этапе [Лукашов, 1976]. Эта структура, наряду с разломами, ограничивающими впадину Ладожского озера с востока и северо-запада, выделяется по повышенным значениям крутизны изобазит [Агибалов и др., 2018а].

Приведенные А.А. Никоновым и его коллегами данные палеосейсмологических исследований в скальных породах позволяют рассматривать Вуоксинский, Северо-, Восточно- и Западно-Ладожские докембрийские разломы как сейсмолинейные элементы [Никонов, Шварев, 2015]. Установлено, что большая часть обнаруженных нами палеосейсмодислокаций в рыхлых четвертичных отложениях [Агибалов., 2019] и эпицентров современных землетрясений [Сейсмологический..., 2020] приурочена к докембрийским разрывным нарушениям регионального масштаба [Куликов и др., 2017; Хазов и др., 2004], что свидетельствует в пользу фрагментарной неотектонической активизации последних. Северо-Ладожский и Вос-

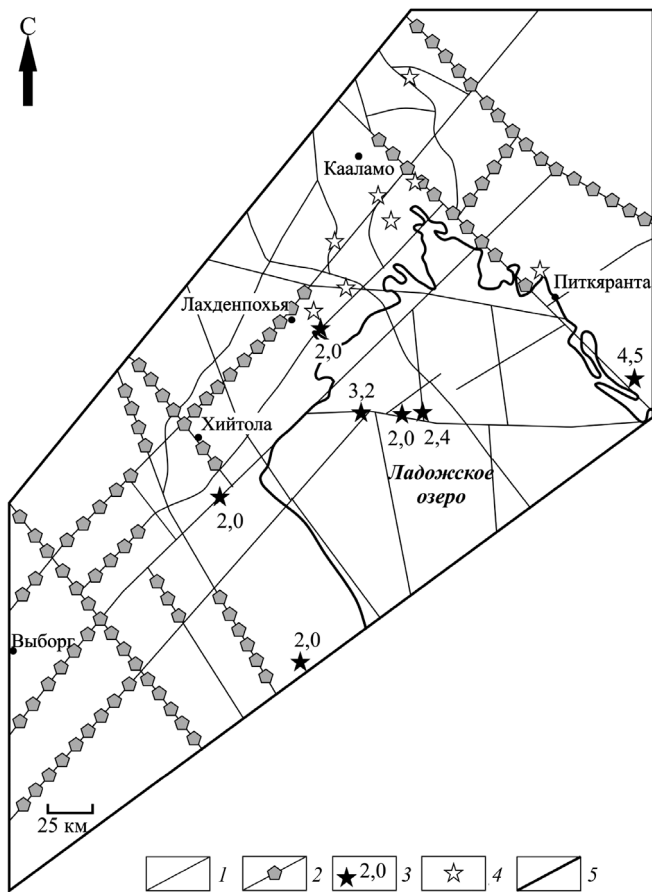


Рис. 1. Схема докембрийских разрывных нарушений Северного Приладожья: 1 — докембрийские разрывные нарушения, по [Куликов и др., 2017; Хазов и др., 2004]; 2 — докембрийские разрывные нарушения, выраженные в рельефе по распределению максимумов плотности линейментов; 3 — эпицентры современных землетрясений, по [Сейсмологический..., 2020]; 4 — палеосейсмодислокации, зафиксированные в рыхлых четвертичных отложениях, по [Агибалов, 2019]; 5 — контуры береговой линии Ладожского озера

точно-Ладожский разломы, юго-восточная часть шовной зоны между Карельским и Ладожским геоблоками выделяются на схеме проницаемости земной коры, составленной по результатам гелиевой съемки [Схема..., 1983]. В работе [Титаева и др., 1995] показана взаимосвязь между аномалиями концентрации радона и разрывными нарушениями о-ва Валаам. Компьютерное и физическое моделирование на эквивалентных материалах показало, что в обстановке северо-западного сжатия, преобладающего на большей части территории Приладожья, могут происходить динамические подвижки по разломам, приведенным в таблице, а также вертикальные блоковые движения, связанные с активизацией гранитогнейсовых куполов [Агибалов и др., 20186]. Таким образом, анализ и обобщение ранее полученных данных позволяет обосновать выделение ряда разрывных нарушений и большей части гранитогнейсовых куполов как морфоструктур, активных в новейшее время.

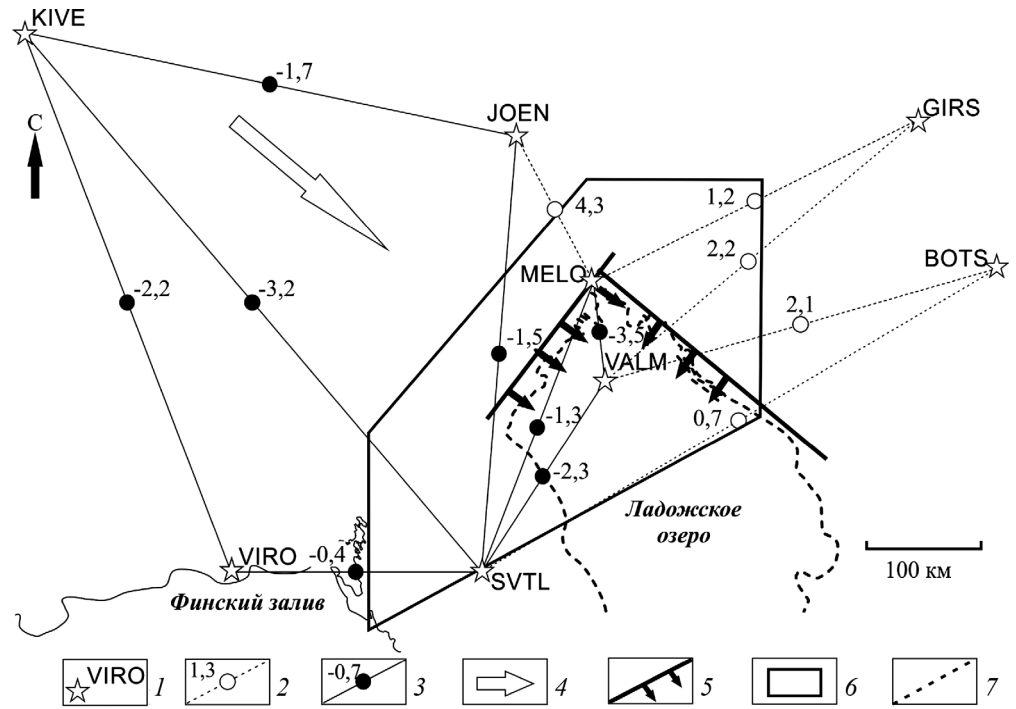
Новые данные о высокой степени взаимосвязи рельефа и древнего структурного плана получены с помощью автоматизированного дешифрирования в программе LESSA ЦМР Северного Приладожья, исключая акваторию Ладожского озера. По распределению максимумов плотности линейментов выделено около 45% от общей протяженности докембрийских разрывных нарушений, рассмотренных в работах [Куликов и др., 2017; Хазов и др., 2004] (рис. 1). Как показано в статье [Баранов и др., 2012], согласованность пространственного рисунка максимумов плотности линейментов и разрывных нарушений служит одним из признаков, указывающих на неотектоническую активность последних.

Активные докембрийские морфоструктуры Северного Приладожья и признаки, по которым они были выделены

Активные докембрийские морфоструктуры	Признаки, по которым выделены активные морфоструктуры					
	1	2	3	4	5	6
Вуоксинский разлом (1-1)	+		+			
Северо-Ладожский разлом (2-2)	+	+	+	+	+	+
Западно-Ладожский разлом (3-3)	+		+			+
Юго-восточный фрагмент Мейерской зоны (4-4)	+		+			+
Северо-восточный фрагмент разлома от оз. Пайкъярви до оз. Вахваярви (4-5)	+		+			+
Восточно-Ладожский разлом (5-5)	+	+	+	+	+	+
Шовная зона между Карельским и Ладожским геоблоками (6-6)	+		+	+		+
Разломы о-ва Валаам	+		+	+		+
Гранитогнейсовые купола Иокирантский (I), Сортавальский (II), Кирьяволахтинский (III), Коккасельский (IV), Импилахтинский (V), Мурсульский (VI), Койринойско-Питкярантский (VII)	+					+
Гранитогнейсовый купол Риеккалансари (VIII)	+			+		+
Гранитогнейсовый купол Хавус (IX)	+			+		+
Синформа, сопряженная с куполом Риеккалансари	+			+		+

Примечания. Признаки: 1 — отражение древних структур в современном рельефе; 2 — приуроченность к ним повышенных значений крутизны изобазит; 3 — приуроченность эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций; 4 — взаимосвязь с аномалиями гелия и/или радона; 5 — смещения пунктов GPS по активным разломам; 6 — данные тектонофизического моделирования. Цифры в круглых скобках соответствуют номерам активных морфоструктур, приведенным на рис. 4

Рис. 2. Схема величины изменения длин отрезков, соединяющих соседние пункты GPS: 1 — пункты GPS, по [Галаганов и др., 2017]; 2 — отрезки, испытывающие удлинение, и величины деформаций ($n \cdot 10^{-9}$); 3 — отрезки, испытывающие укорочение, и величины деформаций ($n \cdot 10^{-9}$); 4 — ориентировка оси сжатия, по [Зыков, Полещук, 2016]; 5 — активные докембрийские разрывные нарушения и направления горизонтальных смещений по ним; 6 — границы изучаемого района; 7 — контуры береговой линии Ладожского озера



В результате обработки данных о значениях скорости горизонтальных движений пунктов GPS геодинамических сетей Республики Карелии и Финляндии установлено, что большая часть отрезков северо-западного направления, соединяющих соседние станции GPS (KIVE—JOEN, KIVE—VIRO, SVTL—KIVE), испытывает укорочение. Оно может быть связано с общим северо-западным сжатием юго-восточной части Балтийского щита в новейшее время [Зыков, Полещук, 2016]. Удлинение отрезка MELO—JOEN, также имеющего северо-западное простирание, можно объяснить смещением пункта MELO в юго-восточном направлении по Северо-Ладожскому разлому со сбросовой кинематикой. Увеличение расстояний между пунктами MELO—GIRS, VALM—GIRS, VALM—BOTS и сокращение отрезка VALM—SVTL предположительно связано с влиянием Восточно-Ладожского разлома со сбросовой кинематикой, в пределах висячего крыла которого расположена станция VALM (рис. 2). Полученные результаты позволяют предположить, что разрывные нарушения, ограничивающие впадину Ладожского озера с востока и северо-запада, влияют на перемещение станций GPS.

Изучение объемной активности подпочвенного радона на о-вах Хавус и Риеккалансари показало, что его положительные средние и максимальные аномалии, измеренные в течение суток, приурочены к докембрийским морфоструктурам. К ним относятся границы гранитогнейсовых куполов Хавус и Риеккалансари, сопряженная с куполом Риеккалансари синформа, сложенная

гнейсами ладожской серии, а также расположенное в ее пределах локальное разрывное нарушение северо-восточного простирания. В ходе полевых наблюдений отмечено, что границы обоих гранитогнейсовых куполов и синформы подчеркнуты вертикальными стенками и уступами, а разрывное нарушение северо-восточного простирания находится в пределах небольшого линейного понижения рельефа. Эти данные наряду с результатами компьютерного геодинамического моделирования [Агибалов и др., 2018б] позволяют обосновать выделение рассмотренных гранитогнейсовых куполов и синформы как активных тектонических структур (рис. 3).

Заключение. В результате исследований составлена схема активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья, к которым относятся разломы, ограничивающие котловину Ладожского озера, шовная зона между Карельским и Ладожским геоблоками, Вуоксинский разлом, дизъюнктивные нарушения о-ва Валаам, а также большая часть гранитогнейсовых куполов (таблица, рис. 4). Обоснованность выделения этих структур подтверждается комплексом геоморфологических, сейсмологических и геохимических данных, а также результатами анализа значений скорости перемещения пунктов GPS и тектонофизического моделирования.

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

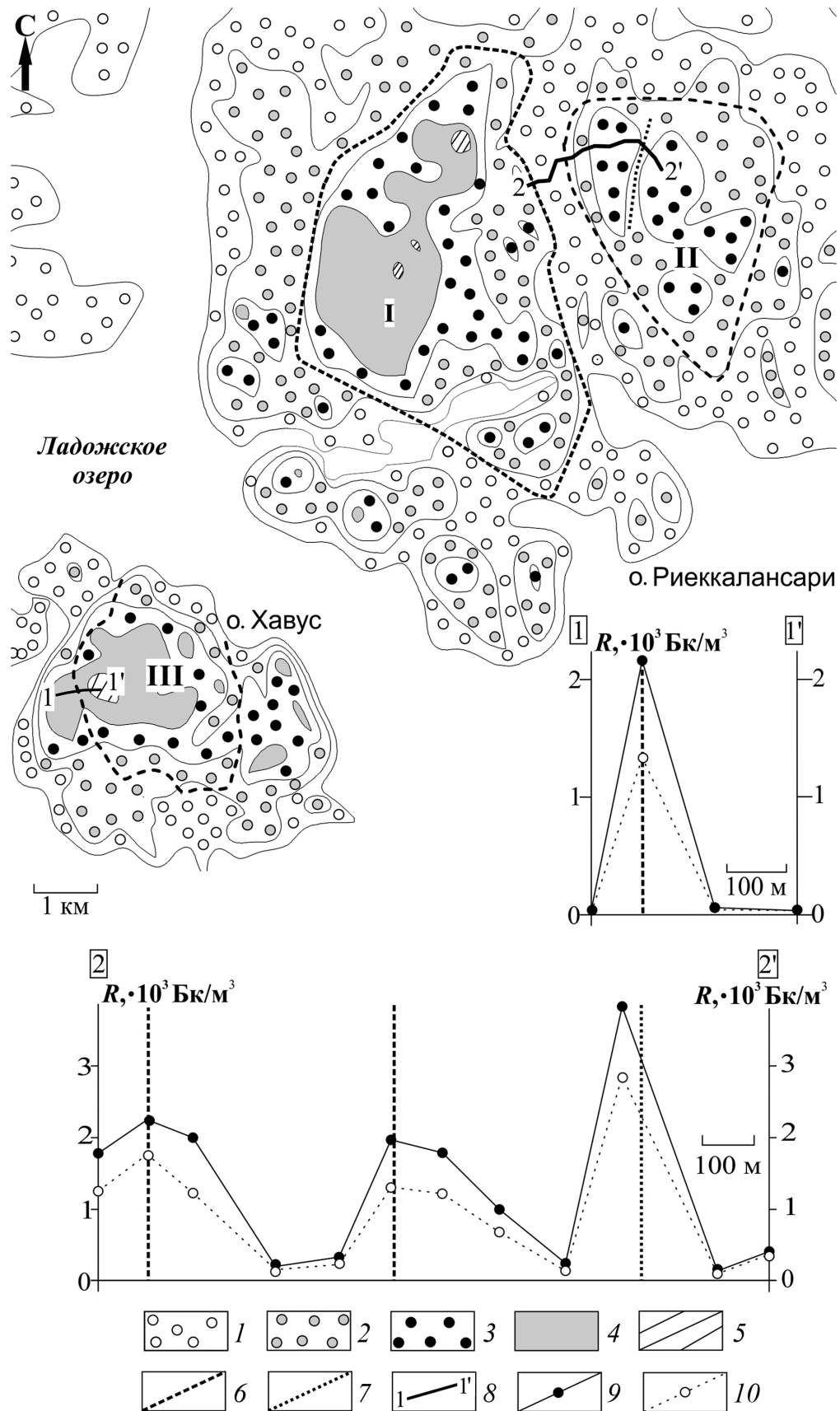
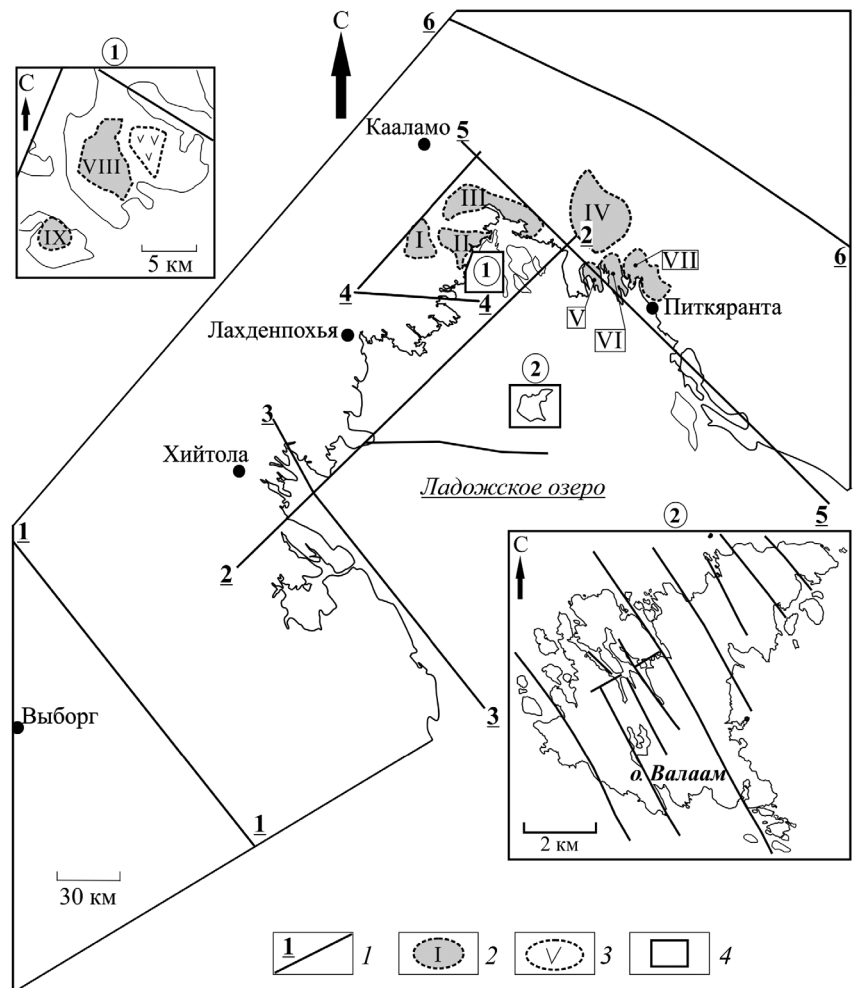


Рис. 3. Схема активных докембрийских морфоструктур о-вов Хавус и Риеккалансари, выделенных по данным анализа рельефа и эманационных радоновых исследований: 1–5 – высотные отметки рельефа, м: 1 – 0–20, 2 – 20–40, 3 – 40–60, 4 – 60–80, 5 – 80–100; 6 – границы гранитоидных куполов Риеккалансари (I) и Хавус (II), а также сопряженной с первым синформы (III); 7 – докембрийское разрывное нарушение; 8 – линии профилей, по которым измеряли объемную активность радона; 9 – максимальные значения объемной активности радона; 10 – средние значения объемной активности радона

Рис. 4. Схема активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья: 1 — разрывные нарушения: 1-1 — Вуоксинский разлом; 2-2 — Северо-Ладожский разлом; 3-3 — Западно-Ладожский разлом; 4-4 — юго-восточный фрагмент Мейерской надвиговой зоны; 4-5 — фрагмент разрывного нарушения северо-восточного простирания, протягивающийся от оз. Пайкъярви до оз. Вахварви; 5-5 — Рускеальско-Салминский рифтообразующий разлом; 6-6 — фрагмент шовной зоны между Карельским и Ладожским геоблоками; 2 — гранитогнейсовые купола: I — Иокрирантский, II — Сортавальский, III — Кирьяволахтинский, IV — Коккасельский, V — Импилахтинский, VI — Мурсульский, VII — Койринойско-Питкярантский, VIII — Риеккалансари, IX — Хавус; 3 — синформа, сопряженная с куполом Риеккалансари; 4 — границы участков, показанных на врезках



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агибалов А.О. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях Северного Приладожья как индикатор сеймотектонических процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 17–22.

Агибалов А.О., Зайцев В.А., Полетаев А.И., Сенцов А.А. Изучение новейших движений земной коры Северного Приладожья с помощью морфометрических методов и компьютерного моделирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018а. Т. 93, вып. 1. С. 3–9.

Агибалов А.О., Полетаев А.И., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Апробация методики выделения зон повышенной проницаемости земной коры по аномалиям объемной активности радона с помощью прибора RADEX MR 107 // Мат-лы Всеросс. науч. конф. «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). М.: Перо, 2019. С. 183–185.

Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Отражение гранито-гнейсовых куполов Приладожья в современном рельефе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2018б. № 5. С. 72–80.

Баранов Ю.Б., Ванярхо М.А., Кожина Л.Ю. и др. Разрывы и зоны их геодинамического влияния: выявление и картографирование на основе космических и геоинформационных технологий // Вести газовой науки. 2012. № 1. С. 61–67.

Верзилин Н.Н. К проблеме позднеголоценовых сейсмических событий в Юго-Восточном Приладо-

жье // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2012. Вып. 1. С. 33–38.

Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупеникова И.С. и др. Деформации земной коры Восточно-Европейской платформы по данным спутникового мониторинга // Мониторинг. Наука и технологии. 2017. № 3. С. 6–14.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику / Отв. ред. Н.В. Короновский. М.: КДУ, 2015. 496 с.

Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38–46.

Зыков Д.С., Полещук А.В. Взаимодействие геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе в новейшее время // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91, вып. 1. С. 3–14.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.

Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч

лет // Мат-лы междунар. конф. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». 23–25 сентября 2015 г. / Ред. В.С. Имаев. Нерюнгри: Изд-во Техн. ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Сейсмологический каталог Хельсинского университета. URL: <http://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php> (дата обращения: 14.02.2020).

Спивак А.А. Проявление разломных зон в геофизических полях // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 2. № 5. С. 507–525.

Схема проницаемости земной коры европейской части СССР по данным гелиевых исследований. Масштаб 1 : 2 500 000. / Ред. А.Н. Еремеев. М.: ВИМС, 1983.

Титаева Н.А., Зыков Д.С., Никулин В.И. и др. Опыт применения радоновой съемки для выявления зон акти-

визации тектонических структур // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 67–73.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / Под ред. А.А. Корженевского. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. 91 с.

Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геол. и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Цифровая модель рельефа. URL: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm30.cgi (дата обращения: 10.02.2020)

Шварев С.В., Никонов А.А. Линеamentное поле северо-западного Приладожья и его возможная структурная интерпретация // Мат-лы 14-й Междунар. конф. «Связь поверхностных структур с глубинными». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 343–346.

Поступила в редакцию 19.02.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.46:550.47

А.В. Савенко¹, В.С. Савенко²

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ФТОРА ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД ОРГАНИЧЕСКИМИ КИСЛОТАМИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Проведены эксперименты по выщелачиванию фтора из горных пород (щелочной апаитовый гранит, дацит, полевошпатово-кварцевый алеврит) 0,005 М растворами уксусной, винной, лимонной и щавелевой кислот. Подтвержден ранее обнаруженный факт уменьшения выщелачивания фтора органическими кислотами по сравнению с дистиллированной водой при увеличении кислотности растворов в диапазоне pH от 6,3 до 3,5. По выщелачивающей способности относительно дистиллированной воды органические кислоты располагаются в ряд: щавелевая > лимонная > уксусная ≈ винная.

Предполагается, что снижение pH приводит к сорбции фторидов в результате замещения адсорбированных гидроксил-ионов. С этой точки зрения менее интенсивное по сравнению с дистиллированной водой выщелачивание фтора в кислой среде можно связать с сорбционной иммобилизацией фторид-ионов на твердой фазе. Положительная корреляция между количествами выщелоченных фтора и магния указывает на существование некоторого общего, точно не установленного механизма перехода этих элементов из минералов в водный раствор.

Ключевые слова: фтор, выщелачивание, органические кислоты, горные породы.

Experiments on fluorine leaching from the rocks (alkaline apaitic granite, dacite, and feldspathic-quartzite) by 0.005 M solutions of acetic, tartaric, citric, and oxalic acids were carried out. The previously revealed fact of decrease in the fluorine leaching by organic acids as compared with that by distilled water with an increase in acidity of solutions in the pH range from 6.3 to 3.5 is confirmed. According to the leaching ability in relation to distilled water, organic acids are formed a number: oxalic > citric > acetic ≈ tartaric. It is assumed that decrease in pH leads to sorption of fluorides as a result of the replacement of adsorbed hydroxyl ions. From this point of view, less intensive (compared with distilled water) fluorine leaching in acidic medium can be associated with sorption immobilization of fluoride ions in the solid phase. A positive correlation between amounts of leached fluorine and magnesium indicates the existence of a certain common, as well as not established mechanism for transition of these elements from minerals to aqueous solution.

Key words: fluorine, leaching, organic acids, rocks.

Введение. В процессах химического выветривания важную роль играют органические (карбоновые) кислоты, которые способствуют разрушению минералов горных пород и переходу в растворенное состояние макро- и микроэлементов [Гинзбург и др., 1968; Huang, Keller, 1970, 1972; Drever, Stillings, 1997; Hausrath et al., 2009; Савенко, Савенко, 2019 и др.]. Если для элементов, присутствующих в природных водах в форме катионов, выщелачивающее действие органических кислот логично объясняется образованием прочных органических комплексов, то для анионогенных элементов имеющиеся сведения ограничены, противоречивы и не поддаются простому объяснению. Так, обнаруженное в работе [Kularatne et al.,

2012] усиление выщелачивания фтора из биотита в присутствии 0,1 М лимонной кислоты подтверждено на примере мусковита, феррифлогопита и биотита в 0,01 М растворах многих органических кислот (уксусной, щавелевой, лимонной, винной, миндальной, фталевой, янтарной, салициловой, сульфаниловой), но только для слабощелочных условий (pH 7,0–8,2), тогда как в более кислой среде с pH 7,0–5,1 интенсивность выщелачивания фтора снижалась по сравнению с дистиллированной водой [Савенко и др., 2014]. Наряду с этим в других экспериментах, выполненных с использованием модельного раствора, имитирующего природную смесь карбоновых кислот, выщелачивание фтора из разных горных пород (меймечит, андезитоба-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

зальт, альбитизированный риодацит, щелочной агпаитовый гранит) было заметно выше, чем в опытах с дистиллированной водой [Савенко, Савенко, 2017]. Цель нашей работы состояла в выяснении причин указанных несоответствий и установлении закономерностей влияния органических кислот на выщелачивание фтора из горных пород.

Материалы и методы исследований. Методика экспериментов. В экспериментах использовали 3 образца растертых горных пород: щелочной агпаитовый гранит, дацит и полевошпатово-кварцевый алеврит, содержащие примерно одинаковое количество фтора (0,05–0,06 масс.%), химический состав которых приведен в табл. 1. Размер частиц не превышал 80 мкм, причем более 90% составляла фракция <40 мкм. Выщелачивающие растворы были представлены дистиллированной водой и органическими кислотами (уксусной, винной, лимонной и щавелевой) с концентрацией 0,005 М. В пластиковые пробирки вносили по 0,8 г образцов и добавляли 40 мл одного из растворов. Закрытые пробирки с суспензией в течение трех недель ежедневно перемешивали на шейкере по 8–10 часов при комнатной температуре до прекращения изменения величины рН. После этого растворы отфильтровывали через мембранный фильтр с размером пор 0,22 мкм. В фильтрате и исходных растворах определили величину рН, содержание фторидов методом прямой потенциометрии [Савенко, 1986] и главных ионов (Na, K, Mg, Ca,

Cl, SO₄) методом капиллярного электрофореза [Комарова, Каменцев, 2006]. Погрешность измерений не превышала ±3%.

Таблица 1

Химический состав образцов горных пород, использованных в экспериментах, масс.%, по [Стандартные образцы..., 1990, 2002]

Компонент	Агпаитовый гранит	Дацит	Алеврит
SiO ₂	74,76	63,40	60,67
TiO ₂	0,26	0,77	0,94
Al ₂ O ₃	10,64	15,70	18,20
Fe ₂ O _{3(общ)}	4,50	6,75	7,20
FeO	1,61	4,89	4,80
MnO	0,12	0,19	0,042
MgO	0,102	2,13	2,22
CaO	0,32	4,77	0,51
Na ₂ O	4,24	2,99	2,31
K ₂ O	4,64	2,37	3,43
P ₂ O ₅	0,024	0,160	0,190
S _{общ}	0,016	0,106	0,087
F	0,0620	0,0500	0,0600
Сумма	99,68	99,40	95,86

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты экспериментов, представленные в табл. 2, показали, что влияние различных карбоновых кислот на выщелачивание фтора сходно для всех трех образцов горных пород (рис. 1). Для каждой

Таблица 2

Влияние органических кислот на выщелачивание фтора из горных пород*

Порода	рН	[F]	Δ[F]	[Na]	Δ[Na]	[K]	Δ[K]	[Mg]	Δ[Mg]	[Ca]	Δ[Ca]	[Cl]	[SO ₄]
		мг/л											
Дистиллированная вода													
Агпаитовый гранит	8,05	0,20	–	6,18	–	5,29	–	0,36	–	7,57	–	0,44	4,00
Дацит	8,09	0,26	–	2,50	–	7,96	–	0,87	–	2,54	–	0,06	0,32
Алеврит	8,11	0,33	–	1,83	–	11,0	–	2,25	–	13,0	–	0,16	5,56
0,005 М уксусная кислота													
Агпаитовый гранит	4,73	0,05	–0,15	7,60	1,42	10,1	4,81	0,59	0,23	14,0	6,43	–	–
Дацит	4,90	0,11	–0,15	3,32	0,82	18,6	10,6	4,70	3,83	12,8	10,3	–	–
Алеврит	5,64	0,17	–0,16	1,99	0,16	17,1	6,10	7,68	5,43	32,2	19,2	–	–
0,005 М винная кислота													
Агпаитовый гранит	3,70	0,04	–0,16	8,71	2,53	14,9	9,61	0,91	0,55	16,4	8,83	–	–
Дацит	4,63	0,10	–0,16	6,34	3,83	31,6	23,6	11,9	11,0	28,3	25,8	–	–
Алеврит	5,54	0,17	–0,16	2,23	0,40	23,4	12,4	18,4	16,2	36,0	23,0	–	–
0,005 М лимонная кислота													
Агпаитовый гранит	3,48	0,07	–0,13	9,35	3,17	16,2	10,9	1,30	0,94	17,9	10,3	–	–
Дацит	4,30	0,16	–0,10	7,50	5,00	32,8	24,8	18,2	17,3	25,6	23,1	–	–
Алеврит	5,65	0,26	–0,07	2,51	0,68	24,7	13,7	27,1	24,8	33,6	20,6	–	–
0,005 М щавелевая кислота													
Агпаитовый гранит	5,37	0,21	0,01	9,73	3,55	16,4	11,1	1,98	1,62	11,5	3,93	–	–
Дацит	6,04	0,29	0,03	7,83	5,33	33,3	25,3	7,47	6,60	5,78	3,24	–	–
Алеврит	6,31	0,39	0,06	2,80	0,97	25,1	14,1	11,1	8,85	14,9	1,90	–	–

* Δ[i] — разность концентраций элемента i (F, Na, K, Mg, Ca) в растворах выщелачивания с соответствующими органическими кислотами и дистиллированной водой.

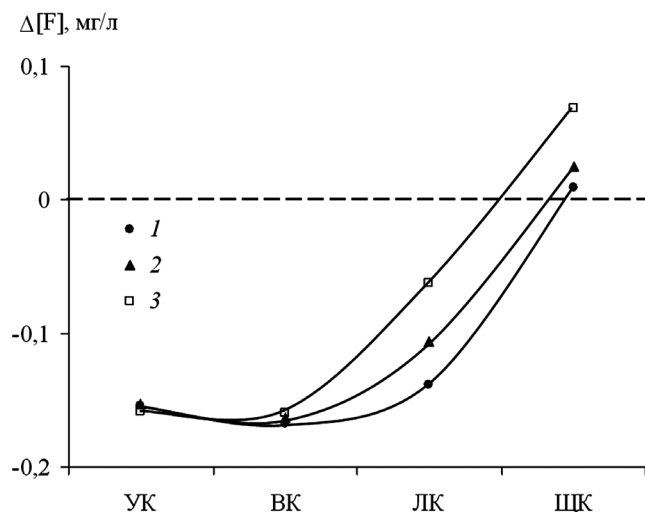


Рис. 1. Изменение интенсивности выщелачивания фтора при взаимодействии апатитового гранита (1), дацита (2) и алеврита (3) с 0,005 М растворами уксусной (УК), винной (ВК), лимонной (ЛК) и щавелевой (ЩК) кислот относительно таковой в дистиллированной воде

из пород максимальные концентрации фтора определены в растворах, содержащих щавелевую кислоту, в которых наблюдалось самое низкое содержание кальция. Это может быть связано с образованием труднорастворимого оксалата кальция CaC_2O_4 , имеющего произведение растворимости, равное $2,3 \cdot 10^{-9}$ [Лурье, 1989]. Произведение общих концентраций ионов кальция и оксалата превышает $7 \cdot 10^{-7}$, что дает основание считать указанное предположение вполне реалистичным³. Отсюда можно предположить, что содержание фтора в выщелачивающих растворах определяется концентрацией ионов кальция через растворимость флюорита — одного из наиболее распространенных акцессорных минералов фтора с произведением растворимости $4,0 \cdot 10^{-11}$ [Лурье, 1989]. Однако по данным экспериментов произведение концентраций $[\text{Ca}^{2+}][\text{F}^-]^2 < 1,6 \cdot 10^{-13}$, что исключает присутствие флюорита. Другой распространенный акцессорный фторсодержащий минерал — фторапатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$ — также не может контролировать концентрацию фторидов в растворе, поскольку в этом случае она должна увеличиваться при снижении рН, что в действительности не происходит.

Выщелачивание фтора из всех трех пород в присутствие органических кислот, за исключением щавелевой кислоты, меньше, чем его поступление в дистиллированную воду. По выщелачивающей способности относительно дистиллированной воды органические кислоты располагаются в ряд⁴:

³ С учетом комплексообразования и поправок на коэффициенты активности произведение активностей ионов кальция и оксалата должно быть примерно на порядок величины меньше, что принципиально не меняет сделанное заключение.

⁴ В скобках приведена средняя для изученных пород разность концентраций фтора в растворах выщелачивания с соответствующими органическими кислотами и дистиллированной водой, мг/л.

⁵ Отклонение двух точек от линейной зависимости между количествами выщелоченных фтора и магния для дацита и алеврита в опытах со щавелевой кислотой связано с соосаждением магния с оксалатом кальция, в отношении которого данные растворы пересыщены.

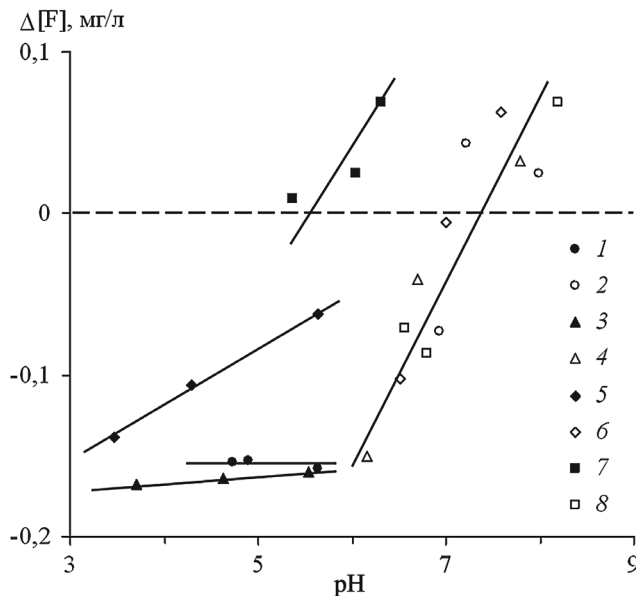
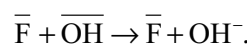


Рис. 2. Зависимость выщелачивания фтора из горных пород и слюд от кислотности водной среды 1 — уксусная кислота, породы; 2 — то же, слюды, по [Савенко и др., 2014]; 3 — винная кислота, породы; 4 — то же, слюды, по [Савенко и др., 2014]; 5 — лимонная кислота, породы; 6 — то же, слюды, по [Савенко и др., 2014]; 7 — щавелевая кислота, породы; 8 — то же, слюды, по [Савенко и др., 2014]

щавелевая (0,03) > лимонная (-0,10) > уксусная (-0,15) ≈ винная (-0,16).

Эти данные в целом согласуются с результатами предыдущих опытов по выщелачиванию фтора из слюд [Савенко и др., 2014]: высвобождение фтора из горных пород при снижении рН растворов уменьшается, хотя и в разной степени для разных кислот (рис. 2). Угол наклона зависимости $\Delta[\text{F}] - \text{pH}$ принимает максимальное значение для щавелевой кислоты, для лимонной кислоты он заметно меньше, для винной кислоты еле прослеживается, а для уксусной кислоты и вовсе близок к нулю. Подтверждается также установленная ранее [Савенко, Савенко, 2017] положительная корреляция интенсивности выщелачивания фтора и магния (рис. 3)⁵.

Механизм действия органических кислот на выщелачивание фтора из горных пород до конца не выяснен. Можно предположить, что снижение рН приводит к сорбции фторидов в результате протекания реакции ионного обмена:



где символами $\bar{\text{F}}$ и $\overline{\text{OH}}$ обозначены адсорбированные на поверхности твердой фазы ионы F^- и

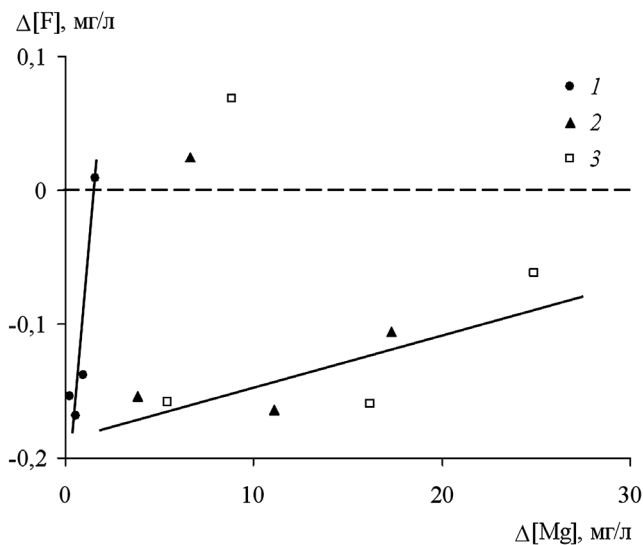


Рис. 3. Связь между выщелачиванием фтора и магния из горных пород органическими кислотами: 1 — апаитовый гранит, 2 — дацит, 3 — алеврит

OH^- . С этой точки зрения менее интенсивное (по сравнению с дистиллированной водой) выщелачивание фтора в кислой среде можно связать с сорбционной иммобилизацией ионов F^- на твердой фазе.

Этот же механизм наложенной сорбционной иммобилизации ионов F^- позволяет объяснить факт более сильного по сравнению с дистиллированной водой выщелачивания фтора из горных пород (за исключением меймечита) в опытах с многокомпонентным раствором органических кислот, проводившихся при самых низких значениях pH (2,56–3,58) [Савенко, Савенко, 2017]. Константа диссоциации фтористоводородной кислоты

$$K_{\text{HF}}^0 = \frac{[\text{H}^+][\text{F}^-]}{[\text{HF}^0]}$$

для стандартных условий составляет $6,2 \cdot 10^{-4}$, $\lg K_{\text{HF}}^0 = -3,21$ [Лурье, 1989]. Отсюда получим, что

$$\lg \left(\frac{[\text{HF}^0]}{[\text{F}^-]} \right) = 3,21 - \text{pH}.$$

Из этого соотношения следует, что при $\text{pH} < 3,21$ большая часть растворенного фтора находится в форме недиссоциированных молекул HF^0 , которые не сорбируются на твердых фазах и доля которых возрастает при снижении pH. В экспериментах с многокомпонентным раствором органических кислот, исключая серию с меймечитом, конечная величина pH только в одном опыте превышала 3,21 (3,58), и доля недиссоциированных молекул HF^0 была меньше доли F^- , составляя 30%.

Во всех других опытах по выщелачиванию фтора комплексным раствором органических кислот из андезитобазальта, альбитизированного риодацита и щелочного апаитового гранита недиссоциированные молекулы HF^0 были основной формой нахождения фтора в растворе. В этом случае низкие концентрации ионов F^- должны препятствовать сорбционной иммобилизации фтора и приводить к его более интенсивному выщелачиванию.

С данной концепцией не согласуются результаты опытов с меймечитом — ультраосновной породой с высоким содержанием магния. Конечная кислотность комплексного раствора органических кислот в этих опытах находилась в диапазоне pH 4,04–6,65, но при этом выщелачивание фтора было значительно сильнее, чем при взаимодействии меймечита с дистиллированной водой. По-видимому, в данном случае реализуется другой механизм мобилизации фтора, который каким-то образом связан с выщелачиванием магния и проявляется в положительной корреляции количеств фтора и магния, переходящих из горных пород в растворенное состояние. Признаки действия этого механизма — положительные корреляционные связи между выщелачиванием фтора и магния — наблюдались во всех проведенных экспериментах. Для меймечита, содержащего 30% MgO, «магний-вый» механизм мобилизации фтора, по-видимому, становится главным, а вклад сорбционной иммобилизации отходит на второй план.

Заключение. Результаты проведенных опытов позволяют сделать несколько выводов. Во-первых, экспериментальные данные свидетельствуют о том, что органические кислоты не обладают каким-либо специфическим действием на выщелачивание фтора из горных пород. В слабокислой среде в присутствии органических кислот выщелачивание фтора из горных пород происходит с меньшей интенсивностью, чем в чистой дистиллированной воде. Это факт объясняется снижением по мере возрастания кислотности растворов концентрации гидроксил-ионов, которые конкурируют с ионами фтора в сорбционно-десорбционном равновесии. В относительно кислой среде, в которой основной формой нахождения фтора служат недиссоциированные молекулы HF^0 , сорбционная иммобилизация фторидов становится незначительной, и выщелачивание фтора резко возрастает.

Во-вторых, положительная корреляция между количествами выщелоченных фтора и магния указывает на существование какого-то общего, точно не установленного механизма перехода этих элементов из минералов в водный раствор.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-01133).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гинзбург И.И., Беляцкий В.В., Матвеева Л.А.* и др. Разложение минералов органическими кислотами // Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968. С. 18–65.
- Комарова Н.В., Каменцев Я.С.* Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Вода, 2006.
- Лурье Ю.Ю.* Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989.
- Савенко А.В., Савенко В.С.* Мобилизация фтора из горных пород под действием органических кислот // Геохимия. 2017. № 3. С. 249–253.
- Савенко А.В., Савенко В.С.* Влияние природных органических кислот на мобилизацию макро- и микро-элементов из горных пород // Докл. РАН. 2019. Т. 485. № 3. С. 351–355.
- Савенко В.С.* Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеиздат, 1986.
- Савенко В.С., Зезин Д.Ю., Савенко А.В.* Фтор в поверхностных и грунтовых водах бассейна среднего течения р. Клязьмы // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 5. С. 544–552.
- Стандартные образцы состава дальневосточных магматических пород. Иркутск: НИИ Прикладной физики Иркутского гос. ун-та, 2002.
- Стандартные образцы химического состава природных минералов. Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 1990.
- Drever J.I., Stillings L.L.* The role of organic acids in mineral weathering // Coll. Surf. A. 1997. Vol. 120, N 1–3. P. 167–181.
- Hausrath E.M., Neaman A., Brantley S.L.* Elemental release from dissolving basalt and granite with and without organic ligands // Amer. J. Sci. 2009. Vol. 309, N 8. P. 633–660.
- Huang W.H., Keller W.D.* Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: Simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 11–12. P. 2076–2094.
- Huang W.H., Keller W.D.* Organic acids as agents of chemical weathering of silicate minerals // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 239, N 96. P. 149–151.
- Kularatne K.U.K.S., Pitawala H.M.T.G.A.* Leaching of fluoride from biotite mica in soil: Implications for fluoride in shallow groundwater // ISRN Soil. Sci. 2012. Vol. 2012. P. 1–7. DOI: 10.5402/2012/739051.

Поступила в редакцию 17.12.2019

Поступила с доработки 14.01.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 553.072, 553.430

В.В. Свистунов¹

ОСОБЕННОСТИ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ УЧАСТКА СВОБОДА МАЛМЫЖСКОГО ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Описана рудно-метасоматическая зональность участка Свобода, одного из центров минерализации Малмыжского Au-Cu порфирового месторождения. Центральную часть рудных залежей слагают кварц-серицитовые и биотит-калишпатовые метасоматиты, которые несут относительно богатую золото-медную минерализацию. Фланговые зоны рудных залежей сложены преимущественно филлизитами и пропилитами. Для этих зон характерно повышенное содержание свинца, марганца и цинка. Обнаружено наличие положительной корреляции в двух группах элементов: Mo-Cu-Au и Pb-Zn-Mn. На основе анализа вертикального изменения содержания рудных компонентов и их отношений сделано предположение о верхнерудном уровне эрозионного среза.

Ключевые слова: порфировые месторождения, рудная зональность, метасоматическая зональность, медь, золото.

Present the ore-metasomatic zonation of the Freedom area, one of the ore centers of the Malmyzh Au-Cu porphyry deposit. The central part of ore-mineralization zones composes of quartz-sericite and biotite-K-feldspar metasomatites which carry relatively rich gold-copper. Flank zones are composed mainly of phyllic and propylites. These zones are characterized by increase content of lead, manganese and zinc. A positive correlation was found in two groups of elements: Mo-Cu-Au and Pb-Zn-Mn. Based on the analysis of the vertical change in the contents of ore components and their relationships, presumably, modern erosional level takes upper-ore position.

Key words: porphyry deposits, ore zonation, metasomatic zonation, copper, gold.

Введение. Классическая модель рудно-метасоматической зональности порфировых месторождений установлена геологами в ходе многочисленных исследований по всему миру. В общем виде она включает в себя центральную часть с $Cu \pm Au \pm Mo$ оруденением, развитым в пределах относительно высокотемпературных метасоматитов (натрий-кальциевой, калиевой, хлорит-серицитовой и серицитовой зон). По периферии такого ядра, как правило, расположена относительно низкотемпературная зона пропилитов с повышенным содержанием Zn, Pb, $Ag \pm Mn$. Вблизи поверхности часто развивается область так называемых продвинутых аргиллизитов (advanced argillic). Картина рудно-метасоматической зональности в породах, выходящих на дневную поверхность, позволяет косвенно оценивать уровень эрозионного среза [Гирфанов и др., 1991; Кривцов, 1983, 1986, Lowell, Guilbert 1970; Hedenquist, 1998; Silitoe, 2010; Jago, 2014].

На территории России число месторождений этого типа, разведанных в достаточной мере для установления рудно-метасоматической зональности, на данный момент невелико [О состоянии ..., 2017]. Под этот критерий подходит Малмыжское золото-медно-порфировое месторождение, кото-

рое расположено в Хабаровском крае, с 2005 г. на нем проводятся комплексные геологоразведочные работы [Читалин и др., 2013]. Их результаты легли в основу установления картины особенностей рудно-метасоматической зональности на участке Свобода, одном из наиболее крупных и полноценно разведанных на данный момент.

Некоторые исследования типизации вторичных изменений уже проведены на Малмыжском месторождении [Буханова, 2013; Иванов и др., 2013]. Однако подробная характеристика пространственного распределения рудных компонентов и корреляции их с типами метасоматитов требует дополнения.

Геологическое строение рудного участка Свобода. Участок Свобода представляет собой толщу в разной степени ороговикованных терригенных отложений ларгасинской свиты мелового возраста. Ее прорывают штокоподобные тела двух фаз внедрения: к 1-й фазе преимущественно относятся диорит-порфириты и в меньшей степени кварцевые диорит-порфириты, к 2-й — кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры. К образованиям 2-й интрузивной фазы также относятся тела эруптивных брекчий. В центральной части

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; e-mail: vasilysvistunov@mail.ru

участка проходит крупный разлом левосдвиговой кинематики северо-восточного направления с амплитудой смещения до нескольких сотен метров. Развитие этой структуры происходило, в том числе, в пострудный этап, что объясняет резкий контакт не только геологических тел, но и разновидностей метасоматитов.

Золото-медная минерализация участка Свобода сконцентрирована в двух рудных залежах. Восточная залежь локализована в пределах штока кварцевых диорит-порфириров 1-й фазы внедрения. Центральная залежь, более крупная, приурочена к телу эруптивных брекчий и обрамляющих его кварцевых диорит-порфириров 1-й фазы (рис. 1). Рудные залежи представляют собой штокверки, развитые в пределах интенсивно метасоматически преобразованных пород. Прожилки, слагающие штокверки, имеют халькопирит±пирит-кварцевый, магнетитовый состав, с незначительным количеством молибдена, галенита, сфалерита, борнита, халькозина. Преобладающая мощность прожилков 0,3–2 см.

Материалы и методы исследований. Корреляционный анализ. Для определения взаимосвязей между содержанием изучаемых компонентов в первичных рудах (Cu, Au, As, Fe, Mn, Mo, Pb, Zn) были рассчитаны корреляционные матрицы (таблица). Для этого использованы результаты химических анализов 2350 керновых проб. Все рудные компоненты (за исключением железа) демонстрируют логнормальное распределение. В связи с этим для установления корреляционных связей по критерию Пирсона выполнены соответствующие преобразования [Дэвис; 1990; Sherlock et al., 1995].

Результаты корреляционного анализа между рудными компонентами

	Cu	Au	As	Fe	Mn	Mo	Pb	Zn
Cu		0,77	0,07	0,14	-0,06	0,34	0,16	-0,03
Au	0,77		0,13	0,27	0,00	0,19	0,22	0,02
As	0,07	0,13		0,20	0,28	0,00	0,33	0,23
Fe	0,14	0,27	0,20		0,07	-0,07	0,28	0,17
Mn	-0,06	0,00	0,28	0,07		-0,19	0,41	0,40
Mo	0,34	0,19	0,00	-0,07	-0,19		-0,02	-0,04
Pb	0,16	0,22	0,33	0,28	0,41	-0,02		0,38
Zn	-0,03	0,02	0,23	0,17	0,40	-0,04	0,38	

Наиболее высокая корреляция выявлена между содержанием меди и золота (0,77). С медью также коррелирует молибден (0,34), хотя и довольно слабо, тем не менее, три этих элемента выделены в первую корреляционную группу. Во вторую группу с относительно повышенным значением коэффициента корреляции входят свинец, цинк и марганец (0,38–0,41).

Рудно-метасоматическая зональность. Метасоматическая зональность участка Свобода в целом соответствует классической модели, описанной выше, однако имеются некоторые

особенности. Калишпат-биотитовые метасоматиты слагают небольшие ядра размером несколько десятков—несколько сотен метров, их обрамляют мощные (сотни метров) и наиболее распространенные кварц-хлорит-серицитовые и пирит-кварц-серицитовые (филлизитовые) метасоматиты. Локально развиты серицит-хлоритовые метасоматиты. Обрамление рудного участка слагают пропилитовые метасоматиты (кварц-эпидот-хлоритовые), а также породы с умеренно проявленными окварцеванием и ороговикованием. Вблизи поверхности выделяется зона аргиллизации, а также участки интенсивно окисленных и выщелоченных пород.

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ распределения рудных компонентов по типам метасоматитов показал приуроченность повышенного содержания меди и золота к слагающим центральную часть рудных залежей кварц-серицитовым и калишпат-биотитовым метасоматитам. На флангах минерализованной зоны развиты преимущественно филлизиты и кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты. В них наблюдается повышенное содержание серебра, мышьяка, свинца, цинка, марганца.

В результате анализа латеральной изменчивости содержания рудных компонентов выделены две области с повышенным содержанием меди, золота и молибдена в центральной и восточной частях рудного участка. Каждая из этих областей соответствует одной из штокверковых залежей, причем в центральной зоне (приуроченной к телу эруптивных брекчий 2-й фазы внедрения с преимущественно диорит-гранодиоритовым матриксом) наблюдаются максимальные значения содержания меди и молибдена, а в восточной (шток диорит-порфириров 1-й фазы) — относительно возрастает содержание золота. Отмечено, что локальные максимумы содержания Mo пространственно расположены в центре участков с повышенным содержанием Cu и Au.

Центральной области высокого содержания элементов первой корреляционной группы соответствует понижение значений содержания элементов второй корреляционной группы. Между центральной и восточной Mo-Au-Cu зонами, а также на их краях наблюдается повышение содержания Pb, Zn, Mn.

Описанные особенности рудно-метасоматической зональности свидетельствуют о наличии нескольких импульсов активности гидротермально-метасоматических процессов в пределах участка Свобода. Ранний импульс связан с внедрением интрузивов 1-й фазы в восточной части участка, а более поздний — с интрузиями и эруптивными брекчиями 2-й фазы. Это предположение согласуется с наличием в составе брекчий обломков диорит-порфириров 1-й фазы внедрения с ранними сульфидными прожилками. На существующую

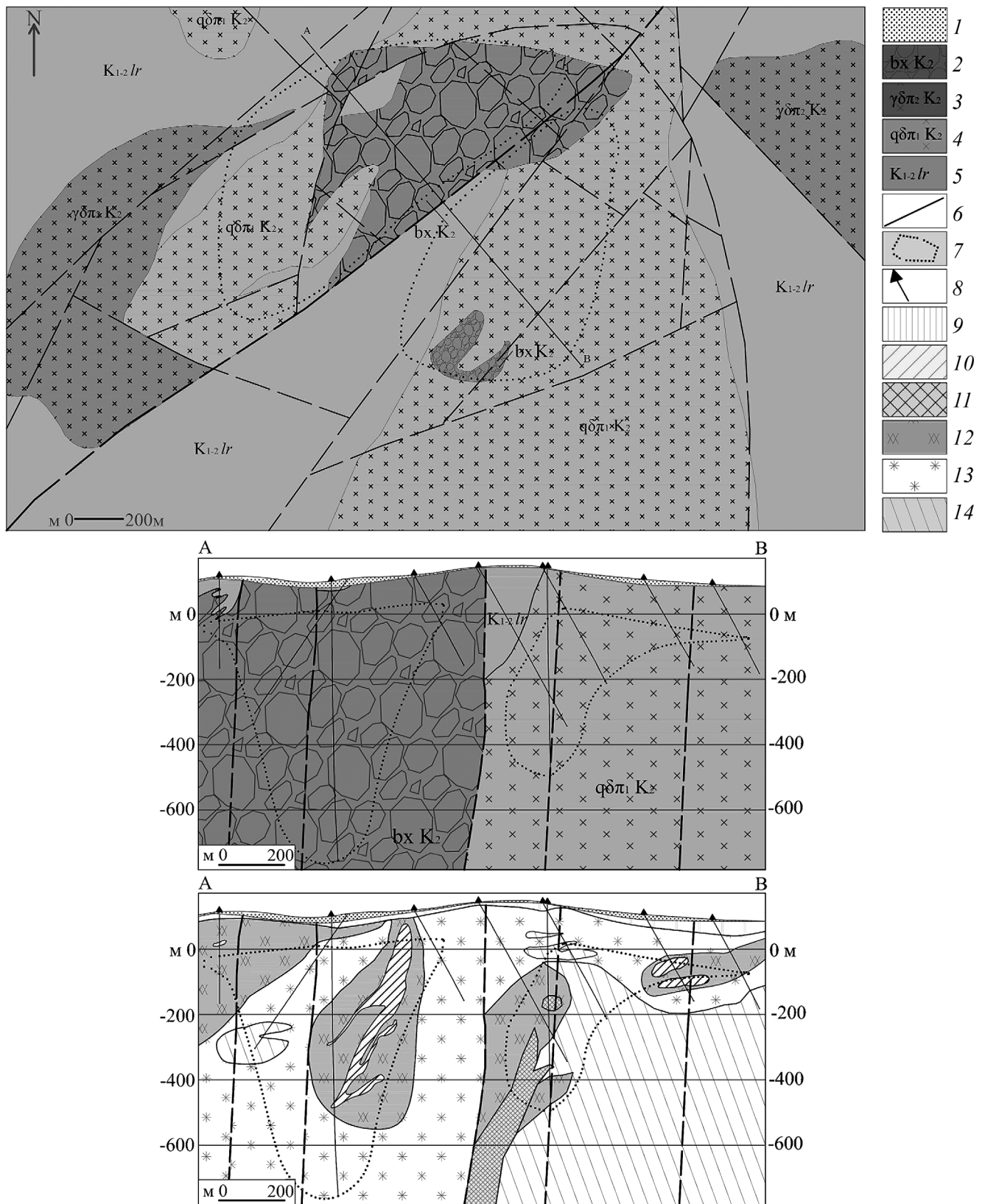


Рис. 1. Схематическая геологическая карта рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения и разрез через центральную часть участка. Внизу отображены преобладающие типы метасоматитов, по [Игнатев и др., 2015], с дополнениями: 1 – рыхлые четвертичные образования, 2 – эруптивные брекчии 2-й фазы внедрения; 3 – гранодиорит-порфиры 2-й фазы внедрения; 4 – кварцевые диорит-порфиры 1-й фазы внедрения; 5 – терригенные отложения ларгасинской свиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – условный контур рудных залежей (Cu > 0,1%); 8 – буровые скважины. *Метасоматиты*: 9 – аргиллизиты, 10 – калишпат-биотитовые, 11 – серицит-хлоритовые, 12 – кварц-хлорит-серицитовые, 13 – филлизитовые, 14 – окварцевание пород

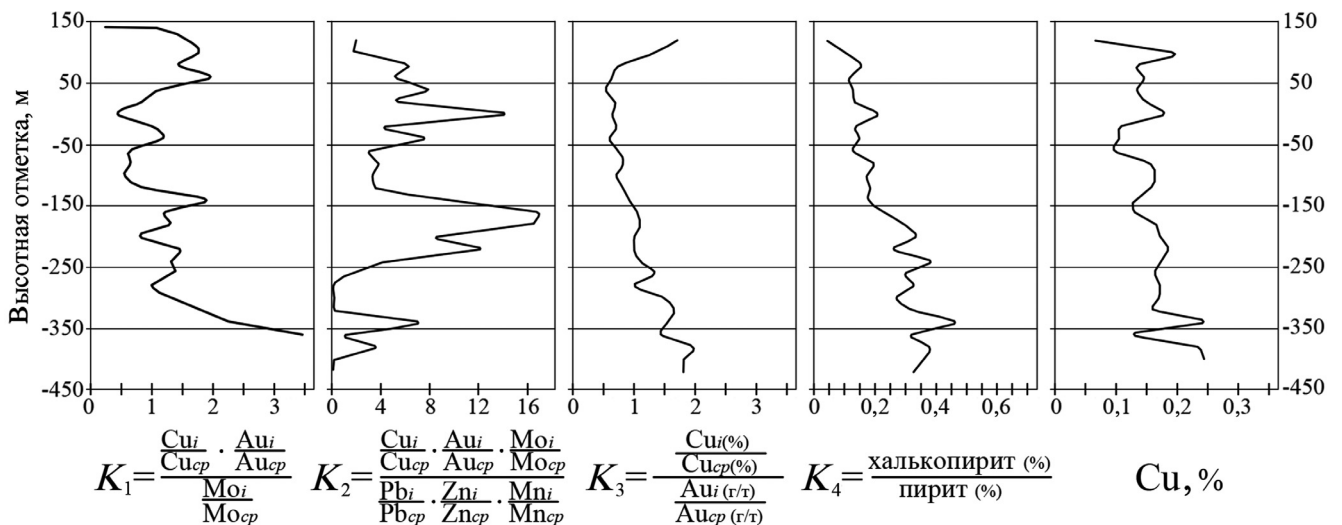


Рис. 2. Изменение значений геохимических и минералогических коэффициентов с глубиной в центральной зоне золото-медной минерализации (Cu >0,1%)

Au-Cu минерализацию восточной части наклады- валась краевая низкотемпературная Mn-Pb-Zn, связанная с более молодой центральной зоной.

Таким образом, в латеральном направлении наблюдается следующая рудная зональность (от центров рудных залежей к их перифериям): (Cu-Mo)–(Cu-Au)–(Zn+Mn)–Pb. Эти результаты хорошо согласуются с полученными значениями коэффициентов корреляции между рассматриваемыми рудными элементами.

Установленная зональность и корреляционные отношения определяются прежде всего развитыми в пределах участка Свобода рудными парагенезисами. Так, молибденит входит в состав относительно поздних кварц-халькопирит-пиритовых прожилков. Такие прожилки развиты преимущественно в центральных частях рудных залежей. Более широкое распространение имеют ранние кварц-пирит-халькопиритовые прожилки, в которых, кроме меди, концентрируется золото. Галенит и сфалерит представлены в виде единичных зерен в сульфидно-кварцевых прожилках по перифериям рудных залежей, а также незначительно в центральных их частях и отвечают поздним, относительно низкотемпературным этапам рудообразования.

В соответствии с результатами анализа латеральной изменчивости содержания рудных компонентов изучение особенностей вертикальной зональности выполнено с использованием геохимических (в том числе мультипликативных) и минералогических коэффициентов. При расчете геохимических коэффициентов учитывалось отношение содержания элементов, а минералогических — количество рудных минералов. Анализ проводился для центральных областей рудных залежей в пределах условного контура с содержанием Cu >0,1%.

Анализ изменения содержания элементов первой корреляционной группы (рис. 2, коэф-

фициент K₁) показывает, что молибден занимает верхнерудную позицию, с увеличением глубины происходит понижение его содержания относительно меди и золота. На нижних горизонтах наблюдается уменьшение значений коэффициента K₂, это свидетельствует о том, что металлы второй корреляционной группы занимают преимущественно нижнерудную позицию.

Отношение меди к золоту с глубиной увеличивается, значение соответствующего коэффициента K₃ на отметках 40–120 м составляет в среднем 1,0, а в интервале глубины от –350 до –450 м — 1,7, это говорит о концентрации Au в верхних частях рудных залежей. Также наблюдается увеличение среднего содержания халькопирита относительно пирита (K₄) — от 0,1 на верхних горизонтах (выше 50 м) до 0,35 на глубине (–300±–400 м), при среднем отношении 0,22. Заметно увеличение содержания меди на глубине, это свидетельствует о перспективах обнаружения промышленной медной минерализации на еще не вскрытых бурением горизонтах.

Закключение. На основе результатов исследований рудно-метасоматической зональности участка Свобода Малмыжского месторождения можно сделать следующие выводы:

- наиболее высокотемпературная центральная часть рудных залежей, сложенная кварц-серицитовыми и менее распространенными калиевыми метасоматитами, характеризуется наличием молибден-золото-медного оруденения. При переходе к фланговым зонам филлизитов наблюдается повышение содержания серебра, мышьяка, марганца, свинца и цинка;

- по результатам корреляционного анализа выделены две группы элементов с повышенной взаимосвязью: первая — медь, золото, молибден, вторая — свинец, цинк, марганец. Установлено, что наиболее тесная взаимосвязь наблюдается

между медью и золотом (коэффициент корреляции 0,77);

– на основе анализа распределения содержания рудных компонентов в латеральном направлении установлена следующая рудная зональность (от центров рудных залежей к их перифериям): (Cu-Mo)–(Cu-Au)–(Zn+Mn)–Pb;

– анализ вертикальной изменчивости соотношений содержания рудных компонентов в пределах центральных частей рудных залежей показывает, что относительно золото-медной минерализации молибден занимает преимущественно верхнерудную позицию, а элементы второй корреляционной группы (Pb, Zn, Mn) — нижнерудную. Установлено также, что золото концентрируется

преимущественно на верхних горизонтах рудных залежей. С глубиной наблюдается рост содержания меди, увеличение соотношения Cu/Au, а также увеличение количества халькопирита по отношению к пириту;

– характер латеральной и вертикальной зональности позволяет предположить, что на участке Свобода наблюдается верхнерудный эрозионный срез и сохраняется перспектива продолжения рудных залежей с промышленным медным (\pm Au) оруденением на глубину;

– рудно-метасоматическая зональность участка Свобода в целом соответствует классической модели, составленной для Au-Cu порфировых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буханова Д.С. Вторичные изменения вмещающих пород медно-порфирового месторождения Малмыж, Дальний Восток России // Мат-лы XII региональной молодежной науч. конф. «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 15–28.

Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. Рудно-метасоматическая зональность Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 5. С. 75–79.

Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии / Пер. с англ. В 2-х кн. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 319 с.

Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золото-медного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Мат-лы Всеросс. конф.: VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». Владивосток, 2013. С. 258–261.

Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 303 с.

О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016–2017 годах. Государственный доклад / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации / Гл. ред. Е.А. Киселев М.: ООО «Минерал-Инфо», 2018. 370 с.

Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И. и др. Малмыжское месторождение — новая крупная золото-

медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65–69.

Hedenquist J.W., Richards J. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits, Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology // Soc. Econ. Geol. Short Course. Toronto, 1998. P. 235–256. DOI: <https://doi.org/10.5382/Rev.10.10>

Jago P.C., Tosdal R.M., Cooke D.R., Harris A.C. Vertical and lateral variation of mineralogy and chemistry in the Early Jurassic Mt. Milligan alkalic porphyry Au-Cu Deposit, British Columbia, Canada // Econ. Geol. 2014, Vol. 109, N 4, P. 1005–1033. DOI: <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.4.1005>

Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Reynolds T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 1998. Vol. 93, N 4, P. 373–404. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373>

Ross S.L., Tosdal R.M., Lehrman N.J. et al. Origin of the McLaughlin Mine sheeted vein complex; metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence // Econ. Geol. 1995. Vol. 90, N 8. P. 2156–2181. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.8.2156>

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105, N 1. P. 3–41. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>

Поступила в редакцию 04.12.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 550.8.055

Хао Юэсян¹, Т.А. Шарданова², Хуан Чунсин³**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАПТОЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ НИЖНЕГО СИЛУРА (ПЛАТФОРМА ЯНЦЗЫ, КНР)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Выделены и охарактеризованы основные литологические типы пород, слагающие самую высокоуглеродистую часть разреза формации Лонмаси раннесилурийского возраста в провинции Сычуань (КНР). Анализ распределения редких и рассеянных элементов в граптолитовых сланцах позволил предположить редокс-условия формирования высокоуглеродистых осадков.

Ключевые слова: граптолитовые сланцы, литологические типы высокоуглеродистых пород, редокс-условия, нижний силур, КНР.

The main lithological rock types typical of the highest carbon part of the section of the Lonmasi formation of the Lower Silurian age of the Sichuan province of the People's Republic of China (PRC) were identified and characterized. An analysis of the distribution of rare and trace elements in graptolite schists allowed us to suggest the redox conditions for the formation of high-carbon sediments.

Key words: graptolite schists, lithological types of high-carbonaceous rocks, redox conditions, lower silur, China.

Введение. Целевыми слоями для разведки и разработки месторождений сланцевого газа служат породы формация Лонмаси раннесилурийского возраста. Глубина погружения структуры с северо-запада на юго-восток меняется от 1500 до 4500 м, мощность осадочного комплекса увеличивается с северо-запада на юго-восток от 180 до 600 м. Формация Лонмаси несогласно перекрыта формацией Ляншань пермского возраста и согласно подстилается формацией Вуфон позднеордовикского возраста, представленной глинистыми известняками со значительным количеством ракушнякового детрита, остатков брахиопод и иглокожих. Породы среднего и верхнего отделов силура представлены светло-серыми, желтыми глинистыми и песчано-глинистыми углеродистыми «сланцами», которые сформировались на стадии регрессии, связанной с ростом внутрибассейновых поднятий. Общая мощность пород силурийского возраста 360–1440 м [Bai Wenhua et al., 2019]. Большая часть отложений силурийской системы в области исследований отсутствует. Их нижняя высокоуглеродистая часть вскрыта скважинами лишь на периферии бассейна Сычуань и склоне горы Хуаханшань. Нижний отдел силурийской системы представлен высокоуглеродистыми, преимущественно пелитоморфными породами смешанного состава (граптолитовые черные сланцы). Сверху вниз по разрезу

отмечено уменьшение размерности терригенной и эдафогенной примеси, преобладание тонкой горизонтальной слоистости («сланцеватости»), цвет становится темнее, характерно обилие пиритовых, реже известковых конкреций; присутствует большое количество остатков граптолитов [Хао Юэсян и др., 2019]. В области Вайюань и Лучжоу к западу и северо-западу от рассматриваемого района преобладают мелководно-морские детритовые карбонатные породы.

Материалы и методы исследований. *Литологическая характеристика пород.* Объект исследования — породы самой нижней части формации Лонмаси раннесилурийского возраста (слой Лон I₁¹), вскрытый 4 скважинами. Профиль ориентирован с запада на восток (рис. 1), расстояние между скважинами составляет в среднем 16–20 км. Толщина слоя в скважинах следующая: Б — 5,2 м, Г — 5,5 м, В — 3,4 м, Д — 4,1 м. Черные граптолитовые сланцы представлены неяснослоистыми высокоуглеродистыми пелитоморфными разностями преимущественно кремниевое и смешанного состава, содержащими большое количество пирита. Для пород характерно значительное количество и видовое разнообразие остатков граптолитов (*Orthograptus vesiculosus*, *Climacograptus*, *Petalolithus* Suess), отмечены спикеры губок и радиолярии. Этот интервал имеет лучшую региональную контрастность

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, аспирант; *e-mail:* yuriiyx@hotmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, доцент; *e-mail:* tshardanova@mail.ru

³ Научно-исследовательский институт геологоразведки и развития, CCDC (Chuanging Engineering co., Ltd.), инженер; *e-mail:* huangcx_dyy@cnpc.com.cn

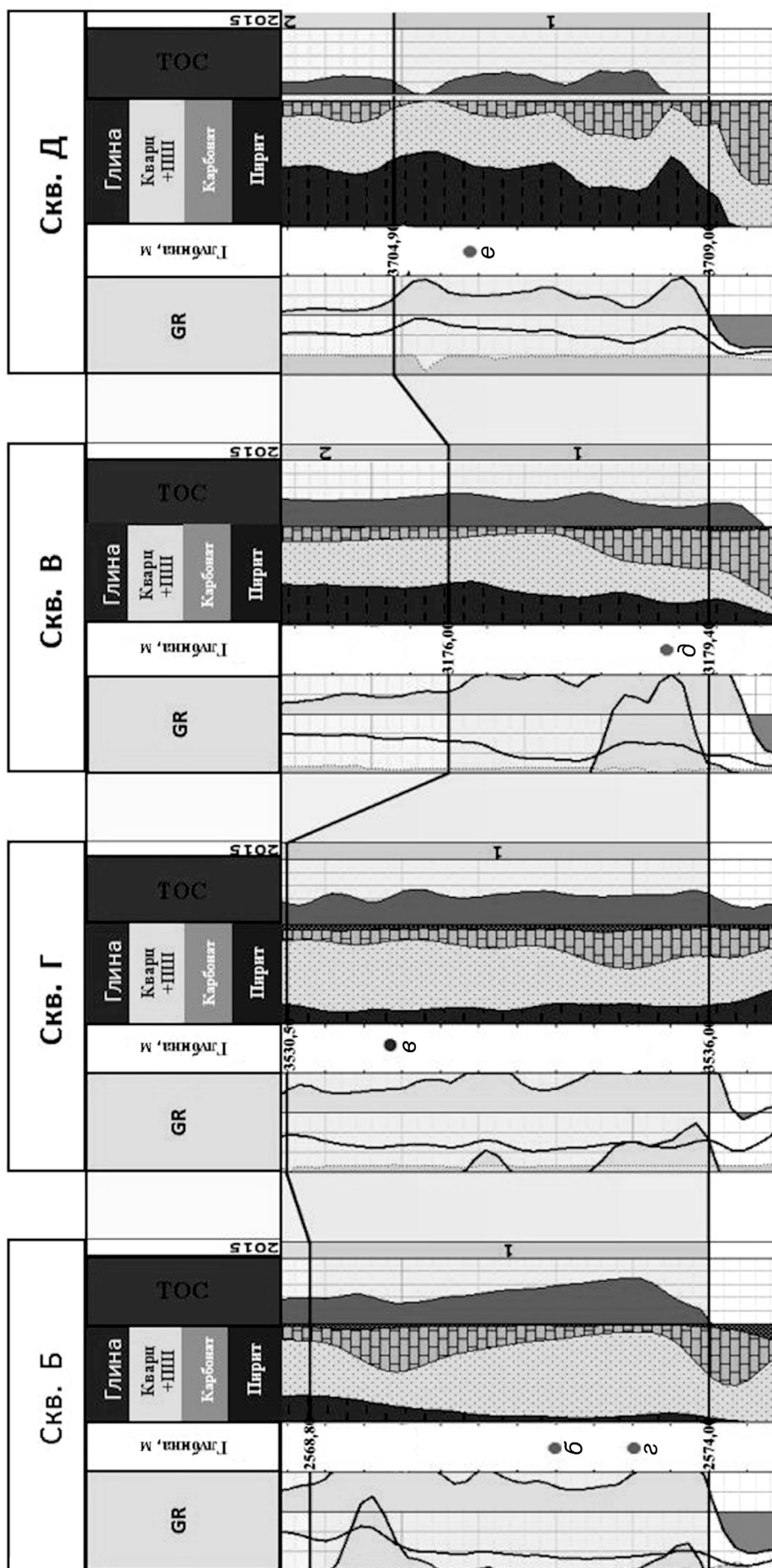


Рис. 1. Минеральный состав граптолитовых сланцев нижней части формации Лонмасы (Лон I₁¹): б, в, г, д, е — места отбора образцов

по гамма-каротажу относительно подстилающих верхнеордовикских пород формации Вуфона за счет повышенного содержания органического вещества (ОВ) (до 15 масс.%) и более однородных литолого-геохимических характеристик по сравнению с вышележащими породами.

Изучение минерального состава пород с рассеянным органическим веществом (керогеном) обычными петрографическими методами крайне затруднено. Основная масса породы представлена черным колломорфным, почти изотропным веществом за счет повышенного содержания ОВ с рассеянными включениями (аутигенными, терригенными, биогенными). Определение минерального состава и процентного соотношения компонентов возможно при использовании рентгенофазового анализа (РФА), однако он не позволяет определить их генетическую принадлежность. Для решения этой задачи породы изучали с использованием QEMSCEN («Количественная оценка минералов под торговой маркой Scanning Electron microscopy»). Интегрированная система включает в себя сканирующий электронный микроскоп (СЭМ), рентгеновскую установку и собственное программное обеспечение для автоматизированного сбора данных. Исследования проводились в компании «iRock Technologies» (Xiamen) Co., Ltd (Китайская Народная Республика).

Результаты исследований и их обсуждение. Несмотря на кажущуюся однородность разреза, детальное изучение пород показало резкую изменчивость их минерального состава. По соотношению кремниевых, глинистых и карбонатных компонентов выделены три группы высокоуглеродистых пелитоморфных пород: кремниевые (скв. Б, Г), глинисто-кремнисто-карбонатные (скв. В) и карбонатно-глинисто-кремнистые (скв. Д) (рис. 1).

Черные сланцы кремниевого состава. Эта группа пород выделена по преобладанию кремниевой составляющей. Содержание кремнезема достигает 75–85%, карбонатных компонентов 7–8% (кальцит 3,6–4,8%, доломит 3,0%), сумма глинистых минералов 3–5% (иллит, хлорит, смектит, с резким преобладанием иллита, до 4,7%), содержание полевых шпатов 1,5–2,5%, мусковита и биотита — от 0,1 до 2,8% (с преобладанием мусковита),

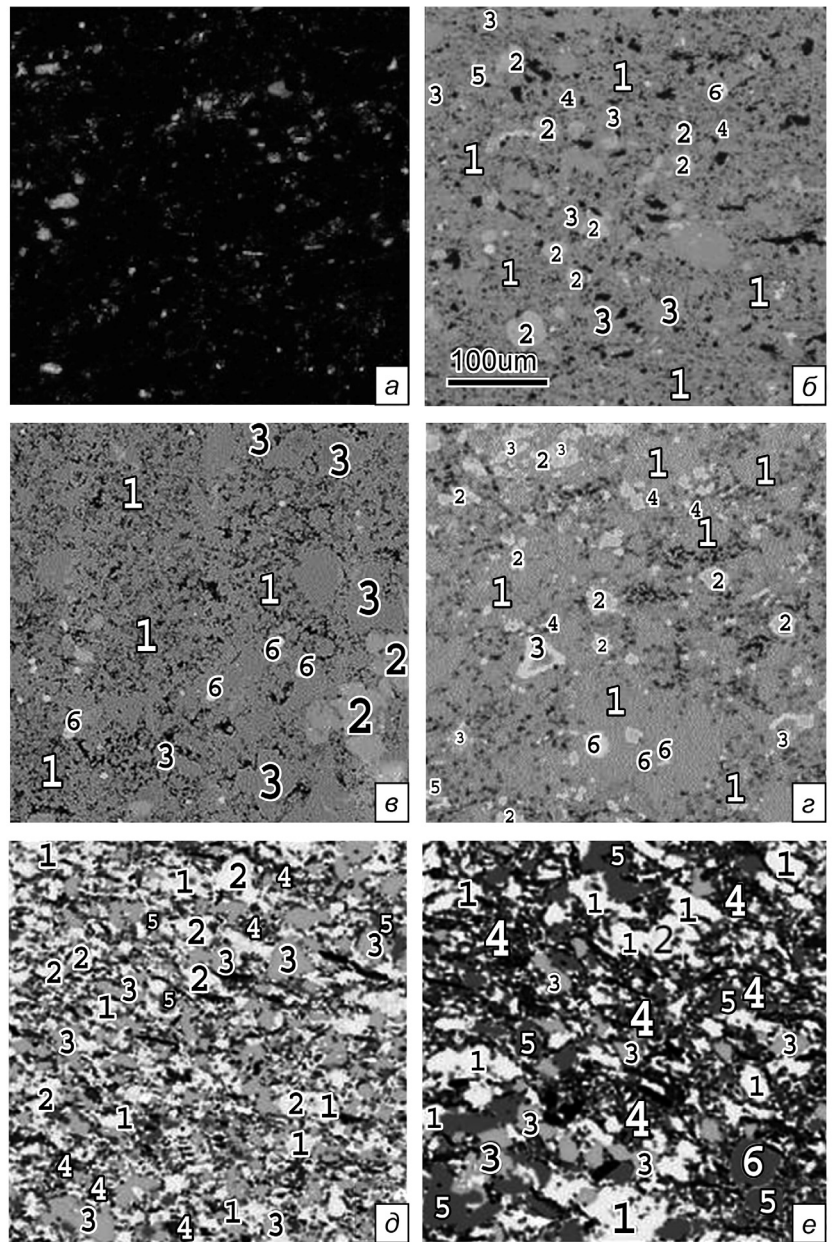


Рис. 2. Литологические типы пород: черные сланцы кремниевого (а, б, в, г), глинисто-кремнисто-карбонатного (д) и глинисто-кремнистого (е) состава: 1 — доломит, 2 — кальцит, 3 — кварц, 4 — глинистые минералы, 5 — полевый шпат, 6 — пирит. Место взятия образца см. рис. 1

пирита от 1,3 до 5,7%. Однако по структурным особенностям строения породы можно выделить две разновидности. Преобладающая структура первой — криптозернистая, микрогранобластовая (рис. 2, а–в). Состав преимущественно халцедон-кварцевый (аутигенный). Отмечены единичные кристаллы аутигенного доломита и кальцита, характерно повышенное значение ТОС. Вторая разновидность пород кремниевого состава отличается значительным содержанием (до 30%) интенсивно перекристаллизованных радиолярий размером 0,025–0,05 мм. Содержание глинистой и карбонатной примеси незначительно (рис. 2, г). Таким образом, среди кремнистых пород выделяются породы с реликтовой радиоляриевой структурой

биоморфного генезиса и породы с преобладающей криптозернистой структурой, возможно, биогенно-хемогенного генезиса.

Черные сланцы глинисто-кремнисто-карбонатного состава. Эта группа пород отличается резким увеличением карбонатной и глинистой составляющих относительно кремнистой (рис. 2, д). Этот литологический тип встречается на разных участках изученных разрезов, но преобладает в нижней части скв. В. Доля (%) карбонатных компонентов — 52, кремниевых — 22,5, глинистых — 18 (также с преобладанием иллита), полевых шпатов — 2,3, мусковита и биотита — до 2, пирита — 2,2. Среди карбонатных компонентов можно выделить идиоморфные кристаллы аутигенного доломита размером до 0,05 мм (до 28%). Известковые включения представлены как ракушняковым детритом тонкоалевритовой размерности (до 0,025 мм), так и аутигенным кальцитом. Кремниевая составляющая представлена криптозернистой массой преимущественно кварцевого состава.

Черные сланцы карбонатно-глинисто-кремнистого, глинисто-кремнистого состава. Этот тип сланцев характерен для разреза, вскрытого скважиной Д, и отличается резким увеличением глинистой (до 31%, преимущественно иллита) и полевошпатовой (до 11,5%) терригенной примеси. В отдельных интервалах отмечено резкое сокращение ракушняковой примеси (0–8%) (рис. 2, е).

Геохимическая характеристика. При геохимических исследованиях отложений основное внимание уделяется анализу распределения редких и рассеянных элементов. Осаждение компонентов, которыми сложены породы, происходит непосредственно из толщи воды или осадка. В процессе седиментогенеза накапливаются те химические элементы и соединения, которые на момент формирования находятся в бассейне седиментации в различных миграционных формах. К ним относятся обломки, микрочастицы, коллоиды, взвеси, золи, химические и органические соединения. Для каждой физико-химической обстановки характерны определенные концентрации и наличие отдельных элементов. Для пород, обогащенных ОВ, характерен высокий фон среднего содержания ряда микроэлементов по сравнению с их кларками в глинистых породах [Юдович, Кетрис, 1988]. Выявлена прямая зависимость между содержанием ОВ и Fe, Co, Ni, Zn, Ni, Cr, V, Cu, Ti, Mo, S, As, S, Re и ураном. Пониженные значения содержания Mn в кремниевых породах, насыщенных радиолариями, позволяют предположить установление режима открытого бассейна «апвеллингового типа» с нормальной соленостью [Шарданова и др., 2019].

Для формирования высокоуглеродистых осадков приняты два основных механизма [Brumsack, 2006]. При первом механизме допускается поступление большого количества органического вещества на дно бассейна вследствие повышенной

биопродуктивности даже в условиях нормальной аэрации придонных вод. Консервации ОВ способствуют высокие значения скорости седиментации сапропелевых илов, отсутствие устойчивых донных течений. Вторым механизмом объясняется улучшение консервации ОВ даже в условиях низкой скорости седиментации ОВ вследствие кислородного истощения столба воды, т.е. формирование аноксической обстановки придонных вод.

Нами рассмотрены те петрохимические модули, которые целесообразны и информативны при рассмотрении геохимической (окислительно-восстановительной) обстановки накопления высокоуглеродистых осадков. Содержание переходных металлов и соотношения Th/U, V/(V+Ni), V/Cr и Ni/Co можно использовать для идентификации древней аноксической среды. Как правило, когда $Th/U < 2$, $V/(V+Ni) > 0,45$, $V/Cr > 2$ и $Ni/Co > 5$, среда была бескислородной [Wu Lanyu et al., 2016]. Результаты измерений образцов из скв. Б для слоя Лон I₁¹ показали, что отношение Th/U составляло от 0,20 до 0,83; Ni/Co — от 7,7 до 30,9; V/Cr варьировало от 1,4 до 2,7, а V/(V+Ni) изменялось от 0,89 до 0,99. Распределение этих модулей по разрезу нижнего комплекса формации Лонмасы и формации Вуфонь имеет четкую корреляцию с содержанием ОВ и радиоактивностью пород. Все эти соотношения указывают на то, что осадки, формирующие слой Лон I₁¹, накапливались преимущественно в дизоксичной (бескислородной) среде (рис. 3). Частично это относится и ко времени формирования слоя Лон I₁³, в отличие от условий накопления осадков слоев Лон I₁² и Лон I₁⁴. Для последних изменились условия сохранения ОВ (с бескислородной среды на кислородную), что привело к снижению содержания ТОС.

Результаты исследований и их обсуждение. Во время формирования осадков, обогащенных ОВ, на ранней стадии формирования формации Лонмасы бассейн Сычуань был окружен поднятиями с ограниченной циркуляцией вод, что подтверждается отсутствием биотурбационных структур и преобладанием граптолитов, ведущих преимущественно нектонный образ жизни.

Детальное изучение минеральных компонентов, которые слагают пелитоморфные породы, обогащенные органическим веществом, позволило выделить две группы процессов, ответственных за состав рассматриваемых пород: седиментационные и постседиментационные. Под седиментационными понимаются процессы, действующие на стадии накопления осадка: биогенные — накопление радиолариевых и сапропелевых илов; биохемогенные — накопление опаловых илов; механогенные — привнос известкового детрита и полевошпат-глинистого материала. Среди постседиментационных факторов выделяются процессы карбонатизации (образование аутигенного кальцита и доломита), причем эти процессы наиболее

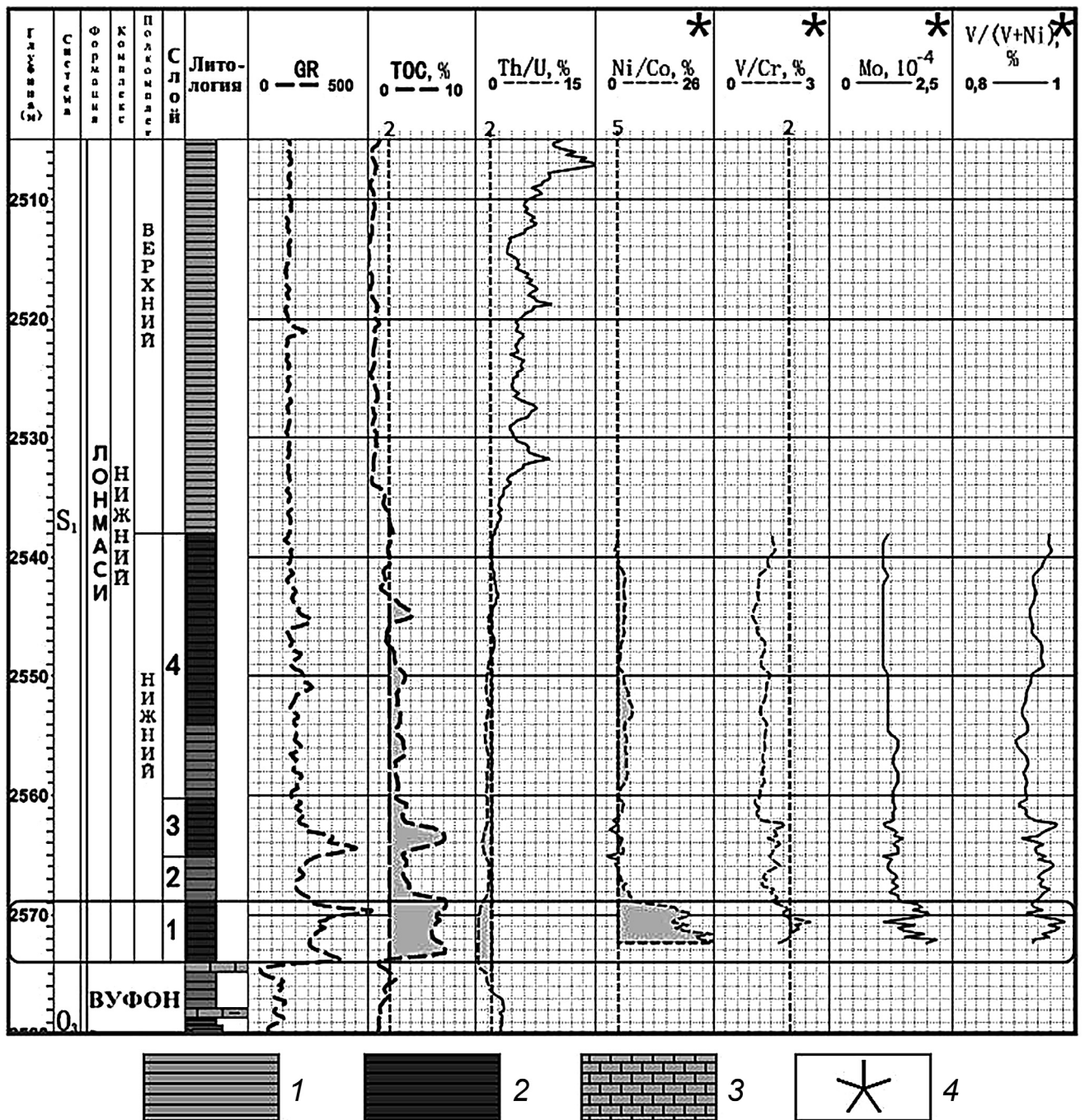


Рис. 3. Геохимические модули, характеризующие окислительно-восстановительную обстановку формирования высокоуглеродистых осадков (на примере скв. Б для формаций Вуфонь и Лонмаси): 1 — серые сланцы, 2 — черные сланцы, 3 — известняки, 4 — данные для других скважин этого района

активны в осадках, насыщенных известковым ракушняковым детритом. Опал, слагающий как основную массу, так и радиолярии, перекристаллизован на стадии катагенеза до кварца.

Необходимо обратить внимание, что по мере удаления от подножия склона внутри бассейнового палеоподнятия увеличивается доля терригенной глинистой примеси (рис. 1). Возможно, перенос как ракушнякового детрита, так и глинистых минералов в удаленные участки бассейна осуществлялся в виде нефелоидной мути (взвеси), транспортировка материала происходила с мел-

ководных участков в более глубоководную часть шельфовой впадины. Колебание соотношения этих компонентов связано, возможно, как с составом мелководных осадков, взмученных штормовыми процессами, так и с процессами дифференциации при осаднении. Преобладание в присклоновой обстановке осадков, насыщенных кремниевым планктоном, связано, вероятно, с восходящими апвеллинговыми течениями, насыщенными питательными компонентами и способствующими увеличению биопродуктивности. Аналогичная закономерность (увеличение доли ракушнякового

детрита и глинистой примеси в кремнистых высокоуглеродистых породах) отмечена и вверх по разрезу. Последнее связано с усилением привноса терригенного и эдафогенного материала в результате роста внутрибассейновых поднятий.

Заключение. В результате литологических исследований определены основные седиментационные факторы, повлиявшие на изменения минерального состава высокоуглеродистых пород

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Особенности строения высокоуглеродистых пород на примере нижнесилурийских отложений в депрессии Сычуань платформы Янцзы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 84–88.

Шарданова Т.А., Хомяк А.Н., Хао Ю. Литолого-фациальный анализ высокоуглеродистых комплексов // «Экзолит–2019». М: МАКС Пресс, 2019. С. 157–159.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Bai Wenhua, Wang Qiang, Sun Shasha et al. Geochemical characteristics and sedimentary environment of the

нижней части формации Лонмаси: повышенная биопродуктивность, привнос терригенного и эдафогенного материала нефелоидитами, анаэробная обстановка придонных вод в условиях максимальной трансгрессии.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников компании «Chuanging Drilling and Exploration Corporation» (КНР) за помощь в сборе и обработке фактического материала.

Wufeng-Longmaxi shales: A case study from southwestern margin of the Sichuan basin // J. China University of Mining & Technology. 2019. Vol. 48, N 6. P. 1197–1210.

Brumsack H.J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation // *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.* 2006. Vol. 232. P. 344–361.

Wu Lanyu, Hu Dongfeng, Lu Yongchao et al. Advantageous shale lithofacies of Wufeng Formation-Longmaxi Formation in Fuling gas field of Sichuan Basin, SW China // *Petrol. Explor. and Develop.* 2016. Vol. 43, N 2. P. 189–197.

Поступила в редакцию 19.02.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УДК 550.34.016

Д.В. Шмурак¹

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРА ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В СКВАЖИНАХ ДЛЯ ОЦЕНКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ИСКУССТВЕННЫХ ГРУНТАХ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Контроль качества скрытых работ в искусственных грунтах — актуальная проблема в строительстве. Сейсмоакустические методы получили широкое распространение при ее решении. Данные сейсмоакустического каротажа в искусственных грунтах (выполненных по технологии струйной цементации) подвергнуты автором обработке с целью извлечения дополнительной информации о распределении неоднородностей в искусственном грунте. Для оценки параметра поглощения были применены метод спектральных отношений и метод сдвига центральной частоты.

Ключевые слова: сейсмоакустика, искусственные грунты, струйная цементация, контроль качества, сейсмическое поглощение, Q -фактор.

Quality control in geotechnical engineering is becoming an important issue, especially when products are buried underground. Seismoacoustic methods are widely used for investigations in such structures. In this article seismoacoustic well logs from hidden structures (made by jet grouting technology) are being processed with the goal of obtaining additional information about distribution of heterogeneities in improves grounds. Two methods of estimation Q -factor are used: frequency shift method and amplitude ratios method.

Key words: seismoacoustics, ground improvement, jet grouting, quality control, seismic attenuation, quality factor.

Введение. В центре внимания находились так называемые искусственные грунты, в последнее время применяемые в строительстве все чаще. Технология струйной цементации заключается в разрушении исходного природного грунта высоконапорной струей цементного раствора с одновременным его перемешиванием и частичным замещением грунта цементным раствором. В результате в грунтовом массиве образуются колонны из композитного материала — цемента-грунта, обладающего высокими прочностными и деформационными характеристиками.

Получающиеся в результате грунтоцементные сваи широко применяются при решении ряда геотехнических задач в подземном строительстве, таких, как устройство противофильтрационных конструкций, ограждающих и несущих конструкций, свай и свайных оснований и др. При решении задач такого рода встает вопрос о контроле качества цементации. Качественно выполненную грунтоцементную конструкцию можно считать однородной, поэтому при исследовании геофизическими методами решается задача выявления существенных неоднородностей, которые можно считать дефектами. Таким образом, автором пред-

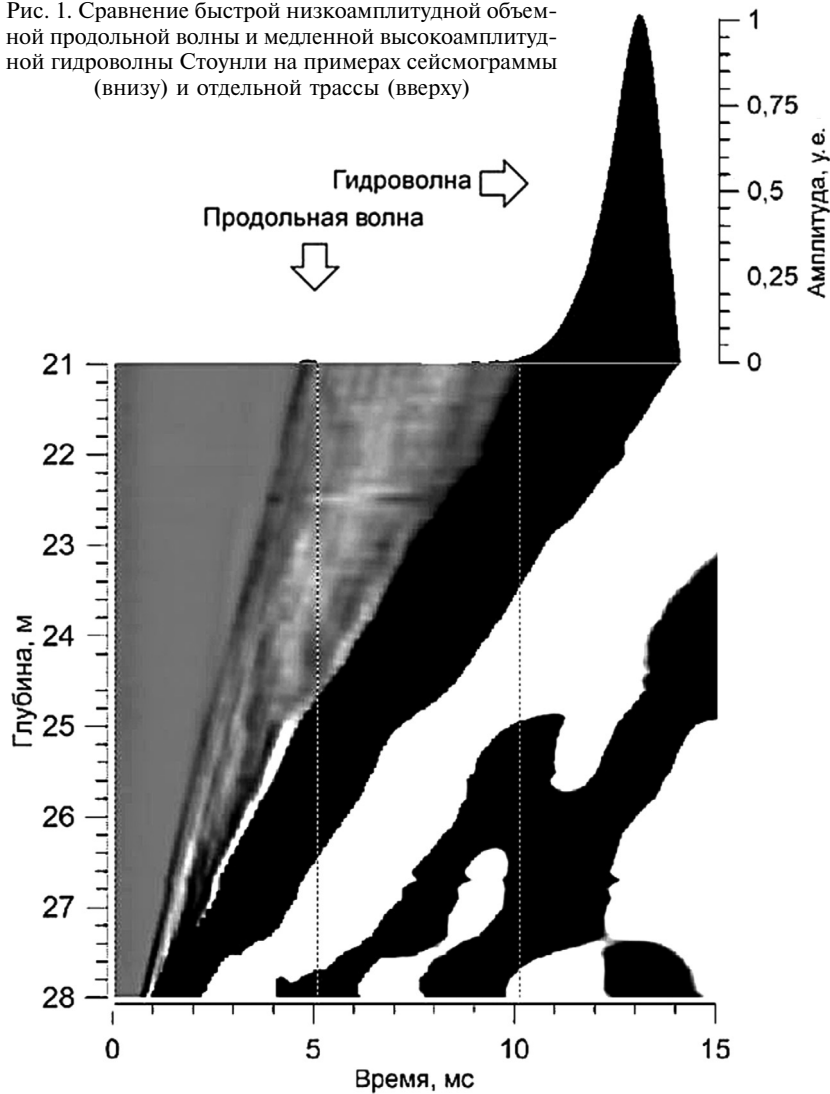
принята попытка определить степень неоднородности массива с целью выявления дефектов.

Для получения информации о строении и свойствах грунтов в массивах, залегающих на значительной глубине, успешно используется вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) в одиночных скважинах с импульсными источниками возбуждения колебаний. Скважинные сейсмоакустические исследования дополняются измерением значений скорости упругих волн на образцах керна. Физическая основа использования сейсмических методов в инженерной геологии основана на зависимости скорости распространения упругих волн в грунтах от их строения, литологического состава и прочности структурных связей.

Установленные закономерности распространения упругих волн в массиве грунтов позволяют выделять неоднородности строения, а на основе установленных корреляционных зависимостей между геофизическими и геотехническими параметрами оценивать деформационные и прочностные характеристики грунтов в массиве, что часто применяется в строительстве. Строительство — важная составляющая хозяйственной деятельности человека, поэтому повышение эффективности сейсмиче-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, аспирант; e-mail: shmouraque@gmail.co

Рис. 1. Сравнение быстрой низкоамплитудной объемной продольной волны и медленной высокоамплитудной гидроволны Стоунли на примерах сейсмограммы (внизу) и отдельной трассы (вверху)



ся в некоторой точке пространства, а приемник (или гирлянда приемников) перемещается вдоль ствола скважины с некоторым шагом. При этом регистрируется волновая картина, содержащая большой набор волн разных типов, анализируя которые можно получить различную информацию о среде.

Как показали практические исследования, выполняемые на протяжении многих лет, существенно улучшить качество материала, повысить точность выдаваемой информации, а также получить дополнительные сведения можно, применив другие типы источников и приемников, а именно электроискровой спаркер и датчик давления.

Электроискровой спаркер позволяет поднять частоту сигнала от 30–100 до 500–1500 Гц, а датчик давления в водонаполненной скважине позволяет их зарегистрировать. Это кардинально меняет разрешающую способность метода. Надежно выделяются отражения от слоев мощностью от 0,5 м и более [Владов, Ошкин, 2008].

Два целевых типа волн, регистрируемых при применении этой методики, — высокочастотная продольная объемная волна и низкочастотная поверхностная гидроволна Стоунли, распространяющаяся вдоль

стенки водонаполненной скважины (рис. 1).

ских методов, применяющихся при строительных работах, весьма актуально.

Скважинные исследования в инженерной геофизике — достаточно редкий вид изысканий, технологией выполнения которых владеет немного специалистов и организаций. Поэтому, возможно, сейсмокаротаж (СК) и вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) в неглубоких скважинах на данный момент фактически находятся на той же стадии развития, что и 30–40 лет назад [Ошкин, Хуснуллина, 2015]. Между тем в нефтяной сейсморазведке уровень развития акустических и сейсмических методов исследования скважин позволяет получать множество сведений как о свойствах горных пород, так и о строении среды. При таком положении дел перенос технологий из нефтяной сейсморазведки в инженерную представляется наиболее логичным и перспективным способом развития. Однако в силу большого количества особенностей малоуглубинных исследований выполнить этот перенос методом точного копирования практически никогда не получается.

При вертикальном сейсмическом профилировании в большинстве случаев источник фиксирует-

стенки водонаполненной скважины (рис. 1).

Расчет параметра поглощения. Описанная выше методика позволяет определять скорость поперечных волн в среде, не прижимая датчик к стенке скважины, через скорость гидроволны благодаря связи, описанной Уайтом (при выполнении исследований в необсаженных скважинах в малопроницаемых породах):

$$v_s = \sqrt{\frac{f}{\rho \left(\frac{1}{v_{st}^2} - \frac{1}{v_f^2} \right)}}$$

где f — плотность скважинного флюида, ρ — плотность породы, v_{st} — скорость гидроволны, v_f — скорость звука в скважинном флюиде.

С учетом того, что параметры скважинного флюида легко определяются, а плотность породы находится под знаком радикала, а значит, высокая точность ее определения не столь важна, определение значений скорости поперечных волн не вызывает больших затруднений.

Другая модификация сейсмоакустических исследований скважин — сейсмоакустический

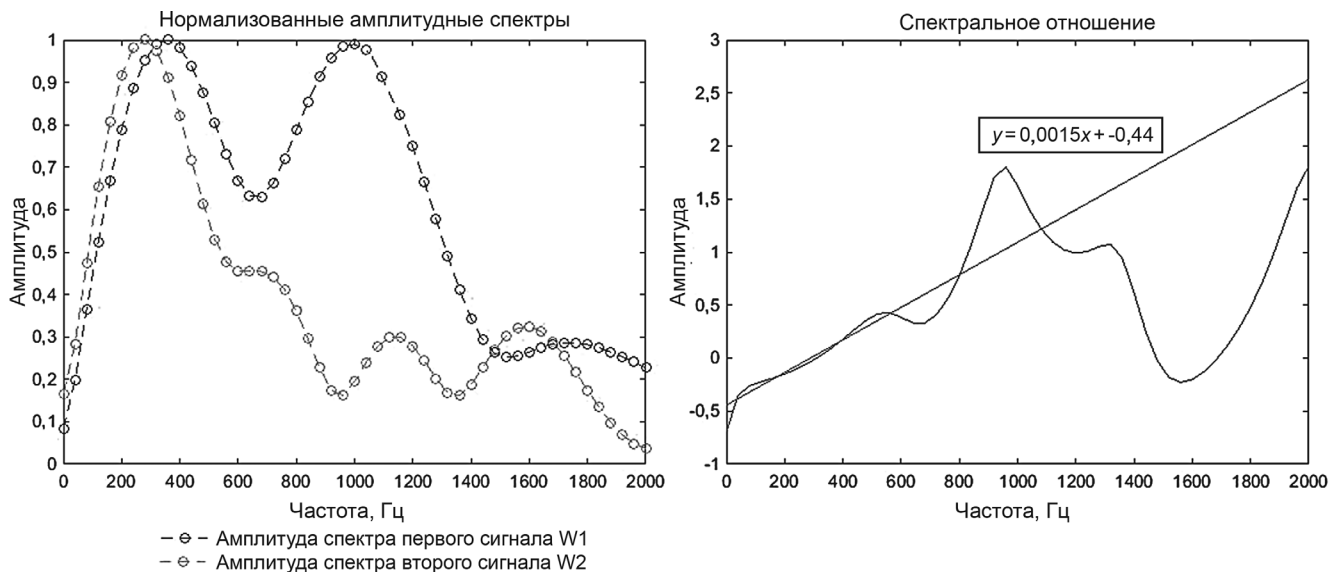


Рис. 2. Пример расчета Q -фактора. В диапазоне частот 100–500 Гц график логарифма отношения спектров можно аппроксимировать прямой

каротаж. Эта методика предполагает использование тех же спаркера и приемника, только в данном случае расстояние между источником и приемником жестко фиксируется. Это позволяет получить несколько иную форму представления данных и дополнить информацию, полученную методом ВСП. Использование постоянной базы значительно упрощает вид волновой картины. В таком виде ее может интерпретировать неспециалист, так как время прихода волны здесь обратно пропорционально скорости волны.

Однако помимо исследования кинематических характеристик (время прихода и скорости) волнового поля, принимаются во внимание также динамические характеристики записей. Использование динамических атрибутов для решения задач определения сплошности грунтового массива и его прочностных характеристик выглядит перспективным ввиду того, что в динамике сейсмических трасс содержится дополнительная информация о среде.

Сейсмические волны, проходящие через неупругую среду, испытывают поглощение — ослабление и дисперсию их скорости из-за неупругости и неоднородности среды [Aki, Richards, 1980]. Вопросы исследования возможностей использования динамики в сейсморазведке на настоящий момент остаются открытыми; особенно это касается инженерной сейсморазведки. Таким образом, необходимо повысить эффективность сейсмических методов при исследованиях искусственных и естественных грунтов, которые все чаще применяются по мере увеличения объема строительства. Для описания степени поглощения в среде используются такие свойства, как добротность среды (Quality factor — Q) и параметр поглощения β_0 , связанные между собой соотношением $\beta_0 = 1/(2QV)$.

В явлении сейсмического поглощения выделяются две составляющие: рассеивание и непосредственно само поглощение (внутреннее). Рассеивание вызвано объемными неоднородностями, которые много меньше длины волны; внутреннее поглощение вызывается трением между зернами в матрице породы, а также связано с движением порового флюида в твердом скелете. Считается, что внутреннее трение и поток флюида напрямую связаны с пористостью породы, типом флюида и насыщенностью в пустотном пространстве.

Методы для оценки значений Q для наземных условий регистрации сейсмических данных развиты достаточно широко. В частности, опубликованы некоторые исследования относительно оценки Q -фактора для вертикального сейсмического профилирования (ВСП) и наблюдений в скважинах [Тонн, 1991]. Среди большого числа опубликованных алгоритмов оценки добротности особо выделяется метод спектральных отношений, разработанный Т. Спенсером [Spencer, 1982]. С помощью сравнения амплитудных спектров на двух временах прихода волн t_1 и t_2 соответственно можно представить отношение двух амплитудных спектров следующим образом:

$$\frac{B(f, t_2)}{B(f, t_1)} = \frac{B(f) e^{-\frac{\pi f t_2}{Q}}}{B(f) e^{-\frac{\pi f t_1}{Q}}}$$

Взяв логарифм от этого выражения, получим:

$$\ln \left[\frac{B(f, t_2)}{B(f, t_1)} \right] = -\frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q} f$$

Изобразив график логарифма спектрального отношения как функцию от частоты, можно аппроксимировать график этой функции линейной

зависимостью на конечном диапазоне частот. С помощью получаемого таким образом коэффициента наклона аппроксимирующей прямой p параметр Q можно рассчитать следующим образом:

$$Q = -\frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q}.$$

Метод спектрального отношения достаточно прост, однако на практике определение значения Q -фактора осложнено наличием интерференции, возможных шумов и помех на записях. Кроме того, линейный тренд часто весьма неочевиден, и в таких случаях требуется коррекция наблюдаемых значений для приведения описываемой функции к линейному виду. Пример расчетов Q -фактора приведен на рис. 2.

В работе [Quan, Harris, 1997] представлен другой метод для оценки сейсмического поглощения, который основан на сдвиге доминантной частоты, наблюдаемой на данных ВСП с глубиной. Авторы указанной работы выявили связь между фактором Q и доминантными частотами в спектрах сигналов до и после прохождения некоторого расстояния в среде, обусловленную сдвигом доминантной частоты спектра сигнала влево во время прохождения через вязкоупругую среду. В основе метода лежит идея о том, что амплитудный спектр сигнала источника может быть достаточно хорошо аппроксимирован неким аналитическим выражением. Например, первый лепесток спектра аппроксимируется спектром импульса Рикера. Спектр последнего может быть задан по следующей формуле, где f_m — доминантная или пиковая частота:

$$B(f) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f^2}{f_m^2} e^{-f^2/f_m^2}.$$

Путем несложных расчетов можно вывести выражение для Q -фактора:

$$Q = \frac{\pi(t_2 - t_1) f_{p_2} f_{p_1}^2}{2(f_{p_1}^2 - f_{p_2}^2)}.$$

В представленном выражении за основу принимается амплитудный спектр импульса Рикера. В зависимости от сходства с наблюдаемыми амплитудными спектрами на реальных данных можно применять другие модели сигналов, например Гауссовский спектр дисперсии.

Серьезное преимущество метода сдвига доминантной частоты по отношению к методу спектральных отношений заключается в значительном снижении требований к качеству исходного сигнала, которое достигается за счет принятия новых допущений о сигнале, а именно — первый лепесток спектра сигнала можно аппроксимировать аналитическим выражением. Это становится особенно важно в случае, когда данные сильно

зашумлены, и увидеть целый импульс не представляется возможным, что достаточно часто происходит на практике.

Чтобы определить, насколько корректно описывать реальные спектры аналитическими функциями, можно применить следующий подход. На первом этапе проводится подготовка реальных данных — для одной из скважин, в которой выполнялся сейсмоакустический каротаж в грунтоцементном массиве (который, за исключением дефектов, можно считать однородной средой), потрассно рассчитываются спектры отдельно для гидроволн и для объемных продольных волн. Затем к каждому спектру (с точки зрения метода наименьших квадратов) приближается аналитическое выражение спектров Рикера и Гаусса и рассчитывается невязка — в качестве метрики можно выбрать среднюю абсолютную ошибку (mean absolute error):

$$MAE = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l |a(x_i) - y_i|.$$

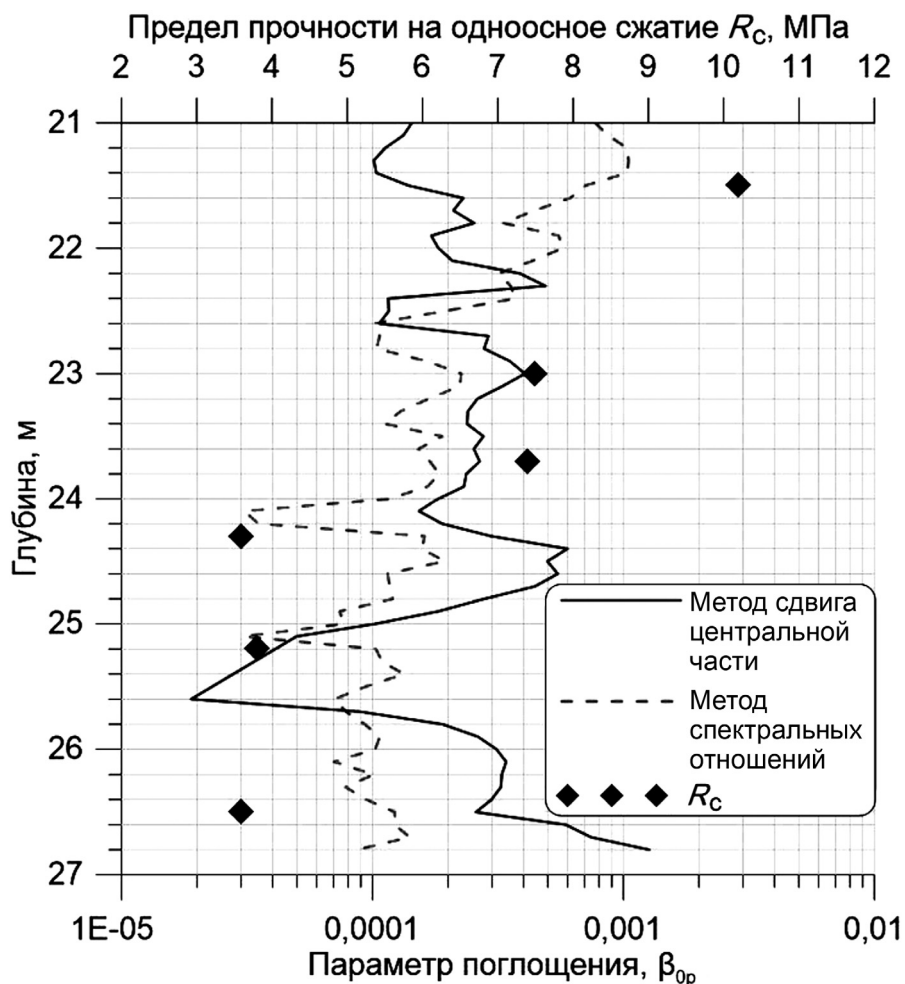
Выбрав допустимый порог ошибок, можно без труда рассчитать Q -фактор для соответствующих участков разреза. Кроме того, графики ошибок могут оказаться полезны сами по себе, так как большие ошибки свидетельствуют о том, что и спектр соответствующего сигнала имеет сложную форму.

Пример расчета параметра поглощения β_{0p} двумя разными методами, описанными выше, приведен на рис. 3. В задаче выделения существенных неоднородностей в искусственно созданном массиве параметр поглощения становится более удобным из-за того, что при интерпретации уже не так важно, с чем именно связано изменение его значений, а важно само наличие неоднородностей, свидетельствующих о качестве цементации; при этом параметр поглощения представляет собой гораздо более чувствительную характеристику грунта по сравнению с кинематическими характеристиками, такими, как значения скорости и связанные с ними атрибуты, так как параметр поглощения изменяется на несколько порядков, а не в несколько раз, как значения скорости.

Приведенный пример также позволяет наглядно продемонстрировать преимущества сейсмоакустики по отношению к натурным инженерным испытаниям, предоставляющим информацию о свойствах исследуемого массива со значительно меньшей детальностью.

Заключение. Акустические записи, получаемые в ходе выполнения каротажа, позволяют получить физические параметры среды. Помимо кинематических характеристик, с помощью которых можно рассчитать значения скорости и динамические модули, есть возможность определять параметр поглощения, особенно информативный при исследованиях искусственных грунтов.

Рис. 3. Пример расчета параметра поглощения методами сдвига центральной частоты и спектральных отношений в сравнении с независимыми испытаниями на образцах



Эти выводы справедливы для линейной модели среды, линейной теории распространения волн (малых напряжений и деформаций), в то время как расположение источника и приемника с большими энергиями разряда на малом расстоянии нуждается в дополнительном исследовании.

Богатый арсенал инструментов, применяемых для расчета поглощения, отнюдь не исчерпывается

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Владов М.Л., Ошкин А.Н. Опыт использования сейсмоакустических исследований водонаполненных скважин в составе инженерно-геологических изысканий // Тез. докл. СПб., 2008, 3-я Междунар. геол.-геофиз. выставка. СПб., 2008.

Ошкин А.Н., Хуснуллина Г.Ф. Возможности и перспективы сейсмоакустических исследований скважин // Технологии сейсморазведки. 2015. № 1. С. 92–98.

Aki K., Richards P.G. Quantitative seismology-theory and methods. San Francisco: W.H. Freeman, 1980.

приведенными примерами, но и описанных методов вполне достаточно, чтобы проиллюстрировать возможность использования динамических характеристик сейсмических записей в инженерной сейсморазведке для получения дополнительной информации о среде.

Quan Y., Harris J.M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method // Geophysics. 1997. Vol. 62. P. 895–905.

Spencer T.W., Sonnad J.R., Butler T.M. Seismic Qstratigraphy or dissipation // Geophysics. 1982. Vol. 47. P. 16–24.

Tonn R. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: a comparison of different computational methods // Geophys. Prospec. 1991. Vol. 39. P. 1–27.

Поступила в редакцию 09.10.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

ИСТОРИЯ НАУКИ

УДК 001.2

В.Л. Сывороткин¹

ИТОГИ 25-ЛЕТНЕЙ РАБОТЫ МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОГО НАУЧНОГО СЕМИНАРА–КОНФЕРЕНЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА «СИСТЕМА ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ»

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

При современном уровне дифференциации наук достижения каждой из них можно сравнить с цитатой, вырванной из контекста. Мы знаем, что такая процедура крайне опасна, так как может изменить смысл сказанного кардинальным образом. В рамках гносеологии контекстом является совокупность результатов всех наук, т.е. всё современное знание об объекте изучения, в нашем случае — знание о планете Земля. Чтобы в какой то мере смягчить неизбежность отрыва современных наук от названного контекста, на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова уже 25 лет работает Междисциплинарный семинар (конференция) «Система планета Земля», на котором проблемы жизни нашей планеты обсуждают представители широкого круга естественных и гуманитарных научных дисциплин.

Ключевые слова: научная конференция, междисциплинарный семинар, геологический факультет, доклад, сборник трудов.

At the current level of differentiation of sciences, we could compare achievements of each of them with a quote taken out of context. We know such a procedure holds a high risk, since it could change scientific ideas and meanings fundamentally. In the framework of epistemology, context is the totality of the results of all sciences, i.e. all modern knowledge about the object of study. In the framework of epistemology, context is the totality of the results of all sciences, i.e. all modern knowledge about the object of study; in our case we're talking about knowledge of planet Earth. To some extent mitigate the inevitability of modern sciences separation from this context, the Interdisciplinary Workshop (conference) "Earth Planet System" has been held for 25 years at the Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University. In the framework of this Workshop, representatives of numerous sciences and humanities discuss a wide range of problems of life on our planet.

Key words: scientific conference, interdisciplinary workshop, MSU Geological Faculty, conference paper, proceedings.

В декабре 1994 г. в г. Троицк сотрудниками ТРИНИТИ РАН В.А. Алексеевым и Н.А. Алексеевой был организован круглый стол на тему «Регулярности и симметрия в строении Земли», в котором приняли участие 7 исследователей из научных организаций Москвы. Обсуждение проблемы получилось очень интересным, тема явно не была исчерпана. Естественным образом родилась идея о следующих встречах. Наиболее удобным местом для их проведения оказался Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Автор, один из участников круглого стола, проявил инициативу по организации таких встреч. Следующая встреча состоялась в мае 1995 г., третья — в феврале 1996 г. По материалам этих трех заседаний был выпущен сборник материалов, главный труд по составлению и редакции которого взял

на себя А.Е. Федоров². В мае 1996 г. прошло еще одно заседание семинара, после этого семинар стал собираться один раз в год в конце января — начале февраля, т.е. в период студенческих каникул.

В 1995 г. по инициативе заместителя декана по научной работе профессора Д.Ю. Пушаровского только что созданный семинар получил статус Научного семинара геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а автор статьи был официально утвержден его руководителем. От имени всех участников Семинара выражаю глубокую благодарность декану геологического факультета МГУ академику Д.Ю. Пушаровскому, который 24 года назад ввел семинар в научную структуру факультета, что во многом определило наши успехи. С 1995 г. по любезному предложению Т.С. Гречиной, ведущего редактора справочно-ин-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с., докт. геол.- минер. н.; e-mail: hlozon@mail.ru

² Список трудов Семинара приведен в конце текста.

формационного сборника Министерства природных ресурсов РФ «Геологическое изучение недр и водопользование» тезисы докладов, сделанных на заседаниях семинара, публиковались в этом издании. Работу по подготовке публикаций выполнял Г.Г. Кочемасов. Сам семинар получил название «Нетрадиционные вопросы геологии». Такое название отражало тогда тот факт, что участники семинара разрабатывают проблемы, необычные для официальной геологической науки. Одной из главных тем по-прежнему оставалась симметрия Земли, кроме того, уже со 2-го заседания семинара определилось еще одно направление — влияние геологических процессов на процессы в гидро- и атмосфере.

С самого начала определились и были четко сформулированы основополагающие принципы работы семинара. Главное его назначение — трибуна, где любой исследователь может изложить свои оригинальные, нетривиальные, необщепризнанные и даже идущие вразрез с господствующими взгляды и идеи, которые не всегда можно обнародовать иначе. Естественно, что при любой степени оригинальности выводов они должны базироваться на научной основе, оккультно-мистические подходы здесь неприемлемы.

На семинаре можно высказывать взаимоисключающие взгляды на любые проблемы. Отсюда строгое правило проведения заседаний: доклады не обсуждаются, тем более не осуждаются, критические замечания высказывать запрещается. Допускаются только вопросы, уточняющие положения доклада. Участнику семинара предоставляется возможность высказать свое видение проблемы в благожелательной аудитории, но эта же благожелательность требуется от него по отношению к другим докладчикам, какое бы возмущение их доклады не вызывали.

В 1998 г. в число участников семинара влилась мощная группа сотрудников ЦАО Росгидромета из г. Долгопрудный, исследователей озонового слоя Земли. Отчетливо стала проявляться междисциплинарная направленность работы Семинара. В этом плане особенно выделялись тогда работы физика С.Т. Тимашева и химика А.П. Руденко, а также историка науки Р.В. Багдасарова. И так, с 8-го заседания междисциплинарный аспект стал преобладающим, было изменено название семинара и, соответственно, сборников материалов на «Система планета Земля. (Нетрадиционные вопросы геологии)». Подразумевается, что планета Земля — единый объект, и свои взгляды на его свойства и строение высказывают люди разных специальностей: геологи, физики, химики, математики, метеорологи, историки науки, врачи, астрономы, биологи. Кстати о геологах, на заседаниях семинара можно увидеть вместе тектонистов и кристаллографов, минералогов и геофизиков, палеонтологов, геохимиков, петрологов, литоло-

гов, нефтяников и представителей других разделов науки.

Очевидно, что никакая теория, никакой, даже гениальный, ученый не может объять все стороны и объяснить все тайны природы. Поэтому каждое заседание семинара ведущий начинает со следующего примера: стакан в руке, который в проекции со стороны аудитории воспринимается как прямоугольник, для держащего его — круг. Совмещение этих двух, казалось бы, совершенно различных образов и приводит к верному представлению о предмете. К сожалению, в реальной науке дело обстоит иначе. Ученый мир сразу делится на два лагеря — «прямоугольников» и «кругов», и вместо того, чтобы объединить усилия в получении объемного образа, начинается взаимоистребление: тормозятся публикации, срываются защиты диссертаций и т.д. Наша цель — тратить усилия не на взаимную вражду, а на попытки синтезировать разные взгляды и мнения.

К 1998 г. выработался и метод работы семинара — прослушивание докладов (без лишних вопросов и дискуссий). Работа эта тяжелая, так как понятийный аппарат и языки представителей различных наук далеки друг от друга. Стало очевидно, что многие из наших работ, вероятно, никогда не смогут быть объединены или сведены между собой, многие из них обречены на противопоставление. Поэтому надо смириться с тем, что такой суперсложный объект, как планета Земля, с разных точек зрения видится по-разному, необходимо эту разность удерживать в сознании, выстраивая объемный образ, не пугаясь и не смущаясь, казалось бы, взаимоисключающих характеристик.

Благодаря усилиям А.Е. Федорова, который формирует сборники, составляет, редактирует их, создает макет, ведет все типографские дела, ежегодно удается издавать сборник трудов оптимальным тиражом в 300 экз. Издается сборник в основном за счет средств авторов, часть средств возвращается при реализации тиража. Такой способ финансирования труден, но делает издание свободным от каких-либо внешних условий. Сборник рассылается во все крупные библиотеки, и он уже приобрел положительную известность.

В процессе работы сложился триумvirат руководства семинара — Г.Г. Кочемасов, В.Л. Сывороткин, А.Е. Федоров, каждый осуществляет некоторую специфическую функцию, о которых говорилось выше, но все принципиальные моменты, связанные с организацией семинара, приема (отклонения) докладов, статей и тезисов решаются только при единогласном мнении.

На первой встрече присутствовали семеро участников. С 1998 г. уже стали проводить двухдневные заседания. Число докладчиков возросло до 30–35, а число участников вместе со слушателями — до нескольких десятков человек в каждый день заседаний, а иногда их число превышало

100 человек. При этом возникло осознание того, что вряд ли семинар станет массовым, так как подавляющее число исследователей все-таки работают в узких областях. Поиск общей картины требует довольно тяжелого труда, для которого нужен определенный психологический склад и эрудиция.

В 2002 г. произошел важный эпизод в жизни семинара, а именно совместное заседание с семинаром Государственного геологического музея имени В.И. Вернадского РАН, проведенное по инициативе академика Д.В. Рундквиста в феврале того же года. В то время он был руководителем и семинара, и музея, а также академиком-секретарем Отделения наук о Земле РАН. Такое приглашение к совместной сессии было крайне лестным, оно показало, что деятельность семинара развивается в правильном направлении.

В 2004 г. в XII трехдневном заседании приняли участие уже 64 человека из 46 научных организаций, было заслушано 45 докладов продолжительностью по 25 минут. Такая динамика, несомненно, указывала на востребованность семинара.

Другое не менее важное назначение семинара — возможность высказывать и опубликовать неординарные, необщепринятые взгляды и оценки. Существенно вырос уровень участников семинара: более 30% докладчиков — доктора наук, профессора Московского университета, заведующие лабораториями различных академических институтов. Постоянным участником заседаний стал академик РАН А.А. Маракушев, в разные годы авторами докладов были члены-корреспонденты РАН — декан геологического факультета МГУ Б.А. Соколов, директор Палеонтологического института РАН С.Б. Розанов, заместитель директора Института физической химии и электрохимии имени А.Н. Фрумкина Б.Г. Ершов.

С 2004 г. работа семинара проходит под эгидой Секции петрографии Московского общества испытателей природы (МОИП). Председатель этой секции академик РАН А.А. Маракушев, с 2003 г. стал непременным докладчиком наших заседаний и автором публикаций в Сборнике. Авторефераты докладов стал публиковать Бюллетень МОИП, отдел геологический, но перестали печатать в Информационном бюллетене МПР, так как это издание больше не существует. Сборники трудов семинара и программы его заседаний совпадают только отчасти, поэтому с 2007 г. стали публиковать выполненные программы заседаний.

В 2011 г. в число организаторов семинара вошел научно-образовательный журнал «Пространство и время». Цель журнала такая же, как и у семинара, а именно собрать представителей разных наук. Создатель и главный редактор журнала О.Н. Тынянова. Ее научные интересы — влияние естественных процессов на процессы социальные.

Первый номер «Пространства и времени» увидел свет в сентябре 2010 г. Журнал имеет свой сайт (URL:<http://www.space-time.ru/>). Журнал сразу стал большим другом семинара. В редакционный совет вошли А.А. Маракушев и А.Г. Гамбурцев; в состав редколлегии — С.Г. Геворкян (заведующий редакцией) и автор статьи (заместитель главного редактора). Авторами журнала в разное время были члены семинара — А.Г. Гамбурцев, С.Г. Геворкян, Л.Н. Дода, И.А. Калашников, А.А. Маракушев, С.А. Маракушев, Л.Н. Литвиненко, П.В. Люшвин, С.А. Медведев, О.В. Олейник, Н.А. Панях, Е.С. Сколотнева, С.С. Сколотнев, В.Л. Сывороткин, А.В. Сухарев, О.Н. Тынянова, А.Е. Федоров.

В 2014 г. Семинар отметил 20-летие. 21 мая 2014 г. президиум Московского общества испытателей природы (МОИП) утвердил новую секцию «Дегазация Земли» и назначил автора статьи ее председателем. Эта секция стала структурной частью семинара. Режим заседаний семинара, где за день заслушивается до 20 докладов, породил насущную потребность в трибуне для больших обстоятельных докладов с вопросами, обсуждением и дискуссиями. Такой трибуной стали заседания секции «Дегазация Земли». За 3 года эта секция стала одной из самых многочисленных в МОИП (40 членов). Заседания собирают от 30 до 60 участников, в основном это члены семинара.

В 2018 г. в жизни семинара произошло знаковое событие — заседания переместились на географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. Назрела необходимость в более просторной аудитории. На геологическом факультете такой возможности не было, так как все прошедшие годы семинар проходил одновременно с Всероссийским тектоническим совещанием, которое занимало обычно большие аудитории факультета.

Инициатором и организатором переезда на 18-й этаж главного здания МГУ имени М.В. Ломоносова стал А.Ю. Ретеюм, профессор географического факультета, который влился в семинарские ряды в 2014 г. Благодаря его усилиям в 2018 и 2019 гг. заседания проходили в огромной 1807-й аудитории, оснащенной необходимой демонстрационной техникой. Первое заседание началось с приветственного слова декана географического факультета МГУ члена-корреспондента РАН С.А. Добролюбова. Расширение в пространстве позволило семинару продлиться и во времени, был введен 4-й день заседаний, причем тематика второй его половины с названием «Социосфера» отдана гуманитариям. Таким образом, с 2018 г. семинар стал межфакультетским.

XXVII юбилейное (25 лет) заседание Всероссийского междисциплинарного семинара — международной конференции геологического и географического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова «Система Планета Земля» проходило с 29 января по 1 февраля 2019 г. в 1807-й

аудитории ГЗ МГУ. Организаторами совещания были геологический и географический факультеты МГУ, Московское общество испытателей природы (секции «Дегазация Земли» и «Петрография»), РГО «Гармония строения Земли и планет», журнал «Пространство и время». За 4 дня работы было заслушано 70 устных докладов продолжительностью по 20 минут.

Всероссийским семинар-конференция стал лет 15 назад, так как в его работе стали систематически участвовать докладчики из разных городов России: Архангельска, Долгопрудного, Иркутска, Курска, Нальчика, Новосибирска, Обнинска, Петрозаводска, Петропавловска-Камчатского, Пушкино, Санкт-Петербурга, Саратова, Севастополя, Тюмени, Челябинска и др. До недавнего времени постоянными участниками были киевляне, кстати, представители Украины (Мариуполь) принимали участие в заседании и в этом году. Кроме того, среди авторов докладов на юбилейном заседании были представители Австралии, Азербайджана, Германии, Ирана, Индии и Швейцарии.

Анализируя содержательную часть достижений, можно отметить, что за 25 лет деятельности семинара в его рамках вызрело, откristаллизовалось и оформилось несколько научных разработок, которые в ближайшем будущем, по мнению автора статьи, станут новыми парадигмами, т.е. ведущими

ми концепциями не только геологии, но и всего спектра наук о Земле. Это концепция симметрии и регулярности строения Земли; взаимодействие внутренних и внешних сфер Земли; воздействие внутренних сфер планеты на биосферу и антропосферу.

Не буду определять заслуги и вклады в разработку этих направлений конкретных исследователей, участников семинара, скажу только, что читатели могут наиболее полно ознакомиться с основными достижениями в разработке этих идей в сборниках, которые издаются с 1997 г. За последние годы именно здесь собраны наиболее значимые работы в указанных направлениях. Когда только начиналась работа семинара, даже заикнуться об этих идеях в иных аудиториях было невозможно, собственно, это обстоятельство стало причиной встреч в рамках семинара и дало его начальное название «Нетрадиционные вопросы геологии».

Очевидны общие свойства всех названных направлений — комплексность, системность, поиск взаимодействий между разными сферами Земли, т.е. синтез различных наук, каждая из которых в своих узких рамках не способна уже объяснить многие процессы, происходящие на планете. Успех работы семинара показывает, что эпоха синтеза знаний приблизилась.

СПИСОК ТРУДОВ СЕМИНАРА

Нетрадиционные вопросы геологии: Мат-лы VII науч. семинара. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 1999:

Нетрадиционные вопросы геологии. VI науч. семинар: Тез. докл. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 1998. 52 с.

Нетрадиционные вопросы геологии. V науч. семинар: Тез. докл. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 1997. 37 с.

Регулярности и симметрия в строении Земли: Мат-лы I—III науч. семинаров ТРИНИТИ РАН — МГУ 1994—1996. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 1997. 151 с.

Система «Планета Земля»: 75 лет Победы в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг. М.: ЛЕНАНД, 2020, 480 с.

Система «Планета Земля»: XXV лет семинару «Система планета Земля» (1994—2019). М.: ЛЕНАНД, 2019, 464 с.

Система «Планета Земля»: 200 лет со дня кончины Михаила Богдановича Баркляя-де-Толли (1761—1818). М.: ЛЕНАНД, 2018. 392 с.

Система «Планета Земля»: 120 лет со дня рождения и 75 лет со дня гибели Юрия Васильевича Кондратюка (Александра Игнатьевича Шаргея) (1897—1942). М.: ЛЕНАНД, 2017. 528 с.

Система «Планета Земля»: 175 лет со дня кончины Александра Семеновича Шишкова (1841—2016). М.: ЛЕНАНД, 2016. 496 с.

Система «Планета Земля»: 200 лет Священному союзу. М.: ЛЕНАНД, 2015. 656 с.

Система «Планета Земля»: XX лет Семинару «Система планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2014. 608 с.

Система «Планета Земля»: 200 лет со дня рождения Измаила Ивановича Срезневского; 100 лет со дня издания его словаря древнерусского языка: Монография. М.: ЛЕНАНД, 2012. 608 с.

Система «Планета Земля»: Русский путь — Рублёв — Ломоносов — Гагарин. Монография. М.: ЛЕНАНД, 2011. 514 с.

Система «Планета Земля». 300 лет М.В. Ломоносову. 1711—2011. М.: Книж. дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 408 с.

Система «Планета Земля». 15 лет междисциплинарному науч. семинару. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. 296 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии): XVI науч. семинар 2008 г.: Мат-лы. Геологический факультет МГУ. М.: Книж. дом «ЛИБРОКОМ», 2008. 624 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). XIV и XV науч. семинары 2006—2007 гг.: Мат-лы. Геологический факультет МГУ. М.: ЛКИ, 2007. 416 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). XIII науч. семинар: Мат-лы. Юбилейное заседание «250 лет МГУ им М.В. Ломоносова и 200 лет МОИП». М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2005. 516 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). XII науч. семинар: Мат-лы. Юбилейное заседание 1994—2004. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2004. 430 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). XI науч. семинар: Мат-лы. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2003. 336 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). X науч. семинар: Мат-лы. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2002. 369 с.

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). IX науч. семинар: Мат-лы. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2001:

Система «Планета Земля» (Нетрадиционные вопросы геологии). VIII науч. семинар: Мат-лы. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2000:

Система «Планета Земля»: Мат-лы науч. семинаров «Нетрадиционные вопросы геологии» (Геологический факультет МГУ. 1998–1999). М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 1999:

Поступила в редакцию 11.06.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vtmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 15.06.2020. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11477. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подписанные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунок следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подписанные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>