

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2012

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Шнайдер А.А.

Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений. 3

Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф., Чечулина Ю.В., Шмельков Н.Т.

Месторождение элювиальных каолинов Ковыльское на востоке Оренбургской области 11

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н., Новиков В.М., Служин А.Д., Кулешов В.Н., Еганов Э.А., Мельников М.Н.

Принципиальные результаты исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации осадочных типов различного возраста методами сканирующей электронной микроскопии 20

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Кориневский В.Г.

Карбонатитовый пепел в нижнеордовикских отложениях и проблема возраста карбонатитов Урала 30

Каневская И.Д.

Некоторые основные закономерности и этапность развития брюхоногих моллюсков в сарматских бассейнах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий 35

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Степанец В.Г.

Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана 40

Бородкин Н.А., Приставко В.А.

Выделение цвиттеров по петрохимическим и геохимическим критериям 49

Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М.

Лампроитовый магматизм и его рудоносность (Срединный Тянь-Шань) 56

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И.

Возмущения геополей на территории Северного Кавказа в период цунамигенного Суматранского землетрясения 26 декабря 2004 г. 63

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Островский В.Н.

О современном питании подземных вод экстрааридных пустынь (на примере северо-восточной части Аравийского полуострова) 70

Рощевская Л.П., Лисевич Н.Г., Витязева К.А.

К 130-летию со дня рождения Алексея Николаевича Розанова 75

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 28.06.2012. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>
Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений

А.А.ШНАЙДЕР (Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю-чена, д.65)

Рассмотрены генетические и минералогические особенности оловорудного месторождения вулканогенно-го ряда Мопай, расположенного в Бута-Коппинском районе северного Сихотэ-Алиня. Выявленные признаки позволили отнести его к новому нетрадиционному генетическому типу оловорудных формаций — оловянно-порфировому. Намечены первоочередные подобные объекты для отработки и обоснована их рентабельность.

Ключевые слова: нетрадиционные типы, олово, генетические особенности, минералогические особенности, вулканогенные месторождения, оловянно-порфировые месторождения, рекомендации.

Шнайдер Алевтина Александровна, Schneider@itig.as.khb.ru

Non-traditional genetic types of tin ore deposits

A.A.SCHNEIDER

The analysis of materials of the last years supplemented by additional rock material made it possible to examine genetic and mineralogical features of the Mopay volcanogenic series tin ore deposit located in the Buta-Koppi area, North Sikhote-Alin. The recognized features allowed us to refer it to a new non-traditional genetic type of tin ore formations — tin-porphyry type. The first-priority similar targets have been outlined for development, and their efficiency has been substantiated.

Key words: non-traditional types, tin, genetic features, mineralogical features, volcanogenic deposits, tin-porphyry deposits, recommendations.

В связи с истощением разведанных запасов месторождений стратегического минерального сырья, усложнением условий их отработки, дороговизной добычи и невозможностью отработанных запасов, резко понизилась ресурсная база для всех полезных ископаемых. Для пополнения утраченных запасов олова и привлечения инвесторов цель исследования заключается в выявлении нетрадиционных типов оловянных месторождений, оценке целесообразности их отработки в современных экономических условиях и переводе этих месторождений в разряд геолого-промышленных типов. Под нетрадиционными типами месторождений понимаются неосвоенные месторождения, которые в силу геологических условий, строения, генетических особенностей, специфического состава руд, морфологии залежей пока не перешли в разряд известных геолого-промышленных типов и которые в современных технико-экономических условиях пока широко не применяются [1, 2, 8]. Согласно данному определению ряд подобных объектов находится в Бута-Коппинском рудном районе на севере Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Ведущими полезными ископаемыми в этом рудном районе являются Sn, W, Au, известны также Mo, Cu, Pb, Zn, Ag. Месторождения и проявления перечислен-

ных видов минерального сырья здесь в основном слабо изучены. Бута-Коппинский рудный район сложен терригенными отложениями раннего мела, смятыми в складки и прорванными интрузивными породами вулканоплутонической серии повышенной щелочности с широкопроявленными субвулканическими, жерловыми и экструзивными фациями. По данным М.В.Мартынюка, это интрузивные породы гранит-лейкокатовой формации (K_2-P) и вулканогенные породы K_2 андезит-дацитовый и риолитовой формации. Многие месторождения в этом районе связаны с вулканотектонической системой, дискордантной по отношению к Восточно-Сихотэ-Алиньскому вулканоплутоническому поясу. Система контролируется зоной трансформного разлома, в которой находятся месторождения: Мопай (Sn), Золотой Ключик (Au, Sn), Руднинское (Sn), Таусинское (Sn), Надежда (Sn), Уджаки (Sn), Иггу (Sn, W), Арго (Sn), Железистое-2 (W) и др.

Территория района имеет блоковое строение, проявленное в образовании локальных структур — вулканотектонических депрессий и грабенов, в которых в позднемеловое время происходили процессы, связанные с извержением вулканов и формированием месторождений. Оловянные месторождения вулка-

ногенного ряда расположены или в купольных поднятиях (рудопоявление Арго), или в депрессиях (месторождение Мопау). Оловянная минерализация связана как с plutоническими, так и с вулканогенными образованиями изверженных пород. Месторождения и рудопоявления plutоногенного ряда отнесены к касситерит-кварцевой (грейзеновый тип), касситерит-силикатной (турмалиновый и хлоритовый типы) и касситерит-сульфидной формациям. Касситерит-кварцевые локализованы в эндоконтактовой зоне грейзенизированных гранитов и гранит-порфиров (рудопоявление Хуппи), касситерит-силикатные расположены в эндо- и экзоконтактовых зонах гранитов (рудопоявление Яко-Яни), касситерит-сульфидные связаны с глубинными магматическими очагами и с осадочными породами (месторождение Пионерское), и они отнесены к известным формациям, поэтому рассматриваться в данной публикации не будут.

Оловянные месторождения вулканогенного ряда в очаговых субвулканических магматогенно-рудных системах генетически связаны с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии [6]. К таким объектам в Бута-Коппинском районе можно отнести месторождения Арго, Мопау, Уджаки. Они попадают под определение *нетрадиционные типы месторождений*. Задача исследований состоит в выявлении генетических и минералогических особенностей нетрадиционных типов оловорудных месторождений, локализованных в вулканотектонических структурах Бута-Коппинского района Сихотэ-Алиня, связанной с ними рудоносности. Данная задача решалась на наиболее разведанном *месторождении Мопау*. В структурном отношении оно отнесено к кольцеобразной Верхнемопаусской депрессии, размером 13–9 км, осложненной центральной вулканической мульдой и двумя периферическими вулканокстрозивными куполами. Оловянное оруденение в большей степени сконцентрировано в юго-восточном вулканокстрозивном куполе. В строении рудного поля Мопау участвуют позднемеловые вулканы, а также осадочные отложения (алевролиты и песчаники) пионерской и уктурской свит раннемелового возраста, смятые в складки (рис. 1). Осадочные породы прорваны Судулюнэ-Майским массивом высокоглиноземистых гранитов (К₂), выходящих на поверхность в восточной части рудного поля. Около массива осадочные породы интенсивно ороговикованы. По данным А.В.Палагина и М.В.Мартынюка, осадочные породы и граниты перекрыты вулканогенными образованиями ольгинской свиты (К₂). В основании вулканических залегают в виде покрова туфы кварцевых андезитов и андезитодацитов мощностью до 30 м. Позднее из жерловин вулкана изливались кислые лавы и выбрасывался пирокластический материал кислого

состава. Формируются лавы, туфы, лавобрекчии риолитов, эруптивные и explosивно-гидротермальные брекчии.

На месторождении широко распространены дайки кислого (фельзиты, липариты, кварцевые порфиры), среднего (андезиты, андезитодациты) и основного (диоритовые и диабазовые порфириты) составов, которые прорывают вулканы. Дайки ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, согласно с простиранием зоны, контролирующей размещение вулканических жерловин. Тем не менее дайки кислого и среднего составов имеют каркасный рисунок за счет их ориентировки северо-западного и субширотного направлений. Внедрение даек кислого состава отражает завершение вулканического процесса и сопровождается ореолами explosивно-гидротермальных брекчий. Дайки среднего состава по времени занимают промежуточное положение и также сопровождаются чехлами брекчиевых пород. Поздние дайки диоритовых и диабазовых порфиритов завершают магматическую деятельность на месторождении. Они ограничивают систему кислых даек с востока. Формирование перечисленных даек кислого и среднего составов происходило в течение позднего мела (75–86 млн.лет), дайки диоритовых и диабазовых порфиритов палеогенового возраста (46 млн.лет) [5]. Породы на месторождении подвержены гидротермальным изменениям: для кислых эффузивов и даек кислого состава характерны кварц-серицитовые изменения, которые псевдоморфно замещают полевые шпаты; местами на перечисленные породы накладывается альбитизация и каолинизация. В дайках среднего и основного составов проявлена хлоритизация [10].

Рудная минерализация концентрируется на трех участках месторождения и соответствует трем поясам скопления даек разного состава: участок Мопау I сложен дайками кислого состава с вкрапленной минерализацией касситерита; Мопау II — дайками кислого и среднего составов с прожилково-вкрапленной касситеритовой минерализацией; Мопау III — наиболее разведанный, где проявлены все дайковые образования с минерализацией обеих морфологических типов руд. Этот участок вскрыт канавами, скважинами и штольней, горизонт 800 м. Генетические и минералогические особенности на месторождении рассмотрены *на участке Мопау III*. Генетическая особенность месторождения — проявление на нем двух морфологических типов рудной минерализации: *рудные тела прожилково-вкрапленного (штокверкового) типа* и *линейно вытянутые минерализованные зоны дробления и милонитизации, в которых присутствуют жилы* [9, 11]. Штокверковая минерализация пространственно и генетически связана с дайками кислого (фельзиты, липариты, кварцевые порфиры) и среднего (андезиты, андезитодациты) составов. Она накладывается на них и образует ореолы шток-

верков в самих дайках и в их экзоконтактовых зонах. Минерализация второго морфологического типа сформировала руды жильного типа. Формированию жил предшествовало внедрение серии даек диабазовых порфиров мощностью до 1 м, происходило образование линейно вытянутых зон дробления (зон милонитизации мощностью до 4,5 м, протяженностью до 1 км), в которых представлена рудная минерализация в виде жил и гнезд

до 15 см, локализующихся в одних структурах с дайками основного состава, дискордантных по отношению к штокверковой минерализации.

Ведущая роль принадлежит орудуению штокверкового типа, минерализация которого развивается в интенсивно серицитизированных дайках кислого состава в виде вкрапленности касситерита, арсенопирита, халькопирита и маломощных коротких прожилков (от 2 до 8 мм) кварц-серицит-касситеритового, кварц-сери-

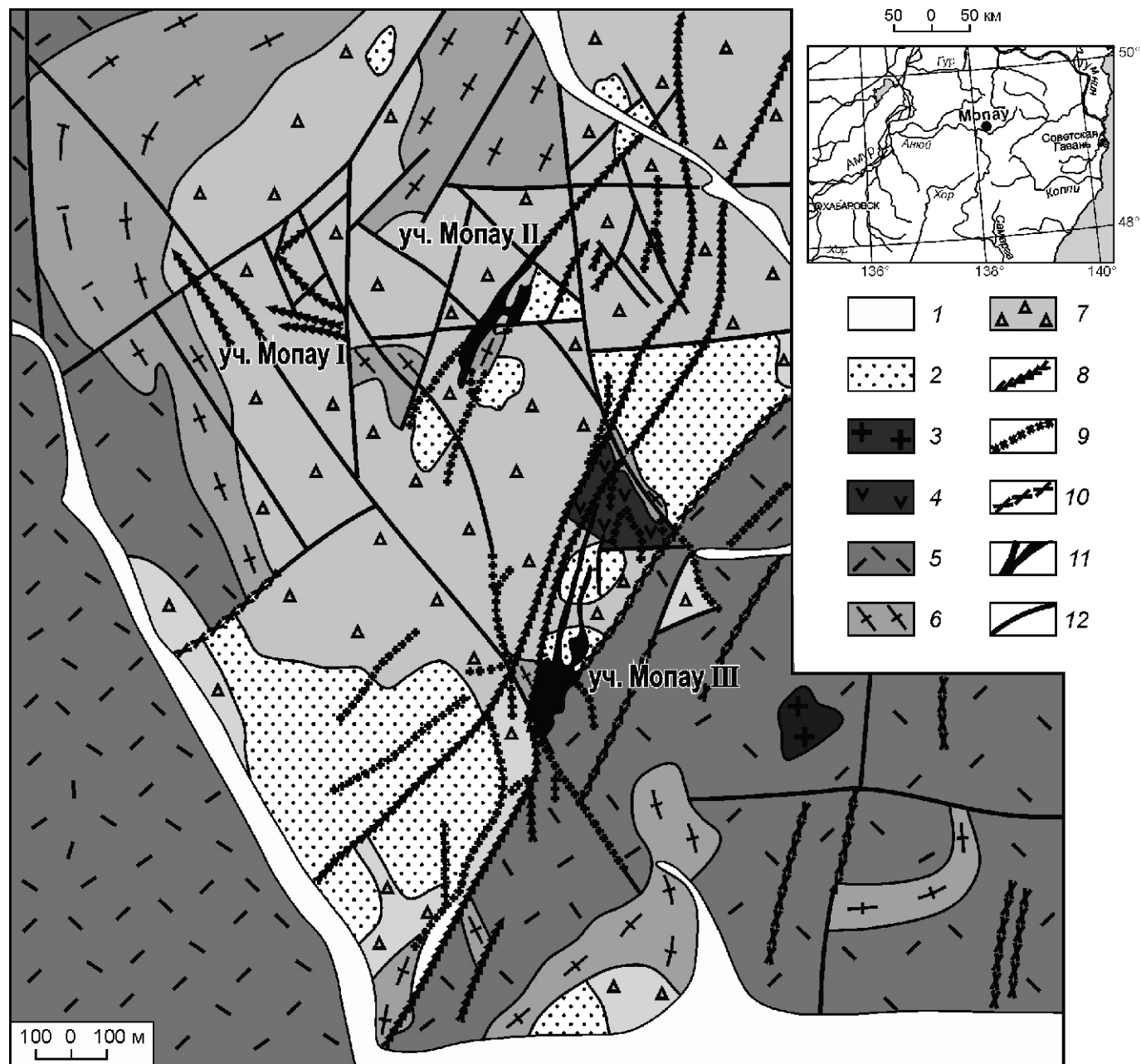


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Мопай. *Использованы материалы С.М.Родионова с уточнением автора:*

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — алевриты и песчаники пионерской и уктурской свит, К₁; 3 — высокоглиноземистые граниты, К₂; вулканогенные образования ольгинской свиты, К₂; 4 — субвулканические андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, туфы кварцевых андезитов и андезитодацитов; 5 — лавы, туфы, игнимбриты риолитов; 6 — субвулканические, риолиты; 7 — эруптивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии; дайки: 8 — фельзитов, липаритов, кварцевых порфиров, К₂, 9 — андезитов и андезитодацитов, К₂, 10 — диоритовых и диабазовых порфиров, Р; 11 — оловорудные тела; 12 — разломы

цит-арсенопирит-касситеритового, кварц-серицит-касситерит-халькопирит-блѣклые руды-сфалерит-галенит-флюоритового составов (рис. 2, I). Количество сульфидной минерализации в них незначительное. Перечисленная минерализация наблюдается и в цементе explosивно-гидротермальных брекчий («порода в руде»), контактирующих с дайками кислого состава. В дайках андезитового и андезитодацитового состава широко распространены прожилки кварц-хлорит-касситерит-халькопирит-пирротин-пирит-карбонатного, халькопирит-пирротинового составов с большим количеством сульфидов, чем в дайках кислого состава. Подобная минерализация наблюдается также в цементе брекчиевых пород, обрамляющих андезитовые дайки. Основная масса олова сосредоточена в прожилково-вкрапленном штокверке с невысокими содержаниями олова на уровне первых десятых процента, но значительной площади развития штокверка, параметры которого соответствуют на поверхности 450 170 м, протяженность на глубину до 340 м. Оловянная минерализация в штокверковых рудах представлена касситеритом незначительных размеров (от сотых до десятых долей миллиметра, реже до 1 мм), бипирамидальной формы, бурой окраски. В липаритовых дайках касситерит псевдоморфно замещает порфиновые выделения полевых шпатов, а также образует тонкие каемки вокруг фенокристаллов кварца. Размер зерен этого касситерита составляет 0,09—0,7 мм. Он ассоциирует с серицитом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном и другими редко встречающимися в штокверке более ранними минералами (молибденит и вольфрамит).

Минерализация в жилах зон милонитизации и дайках диабазовых порфиров в виде довольно мощных прожилков (10 см) и гнездовых обособлений (до 15 см) иная. Вещественный состав жил отличается от штокверковой минерализации интенсивной хлоритизацией и обилием сульфидов: халькопирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, галенита, блѣклых руд (рис. 2, II). Оловянная минерализация здесь представлена касситеритом, станнином и деревянистым оловом при небольшом количестве супергенного касситерита (мелкозернистого), возникшего, по-видимому, при разложении станнина, о чем свидетельствуют данные фазового анализа и структур-

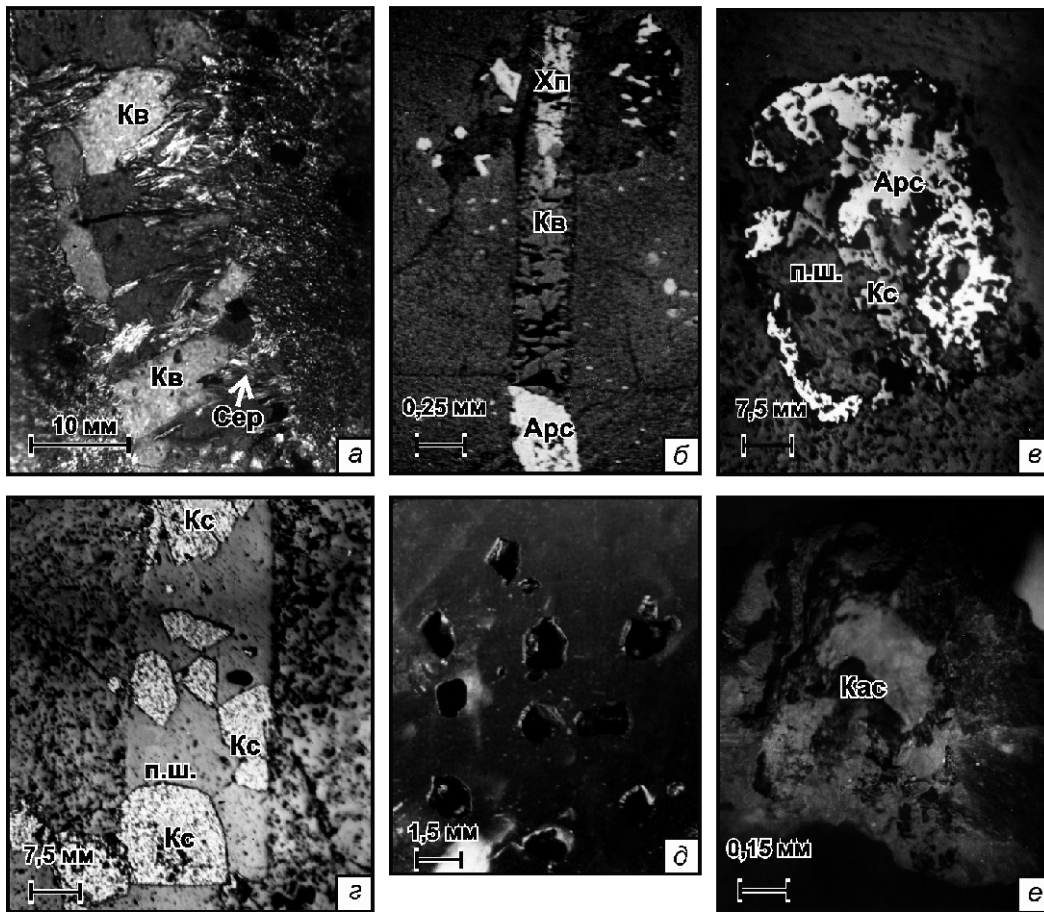
ные взаимоотношения (рисунки 3 и 4). Касситерит в зонах милонитизации развивается в двух ассоциациях: ранней кварц-хлорит-касситеритовой с флюоритом в виде прожилков, гнезд и вкрапленности, цементирующих обломки дробленых пород и поздних кварц-полиметаллических прожилков мощностью более 8—10 см с обилием сульфидной минерализации со станнином и деревянистым оловом. Характерными чертами касситерита в жилах являются довольно крупные размеры (5—10 мм), удлиненная призматическая форма кристаллов, темно-бурая до черной окраска (см. рис. 2, II). Содержание олова в жильном типе руд более высокое, чем в штокверке (0,2—1,0% и выше). Однако масштабы их уступают штокверковому типу. Более поздний возраст жил по сравнению со штокверковой минерализацией отчетливо устанавливается по текстурно-структурным взаимоотношениям, дискордантной ориентировке жил (см. рис. 4) и абсолютному возрасту (86—75 млн. лет назад сформировалась штокверковая минерализация, 46 млн. лет датируются жилы [5]). Жилы завершают процесс формирования месторождения, что фиксируется понижением температур минералообразования. По данным декрепитации 43 проб штокверковая минерализация сформировалась в интервале температур 360—230 С, жилы — 300—210 С, в целом месторождение формировалось при 360—210 С, 150 С. Эти данные свидетельствуют о том, что большого временного перерыва между формированием двух типов минерализации не было, и характерна тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза. В этот период произошло два температурных всплеска, в течение которых сформировались брекчии: первый в 310 С, второй в 345 С. Однако не исключаются на месторождении и два этапа оруденения, разделенные внедрением даек основного состава. Пока этот вопрос остается не решенным до более детальных разведочных работ. На рассматриваемом месторождении проявлена прямая полиасцендентная минералогическая зональность «чехлового» типа [9, 10].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для месторождения Мопан характерны следующие генетические и минералогические особенности:

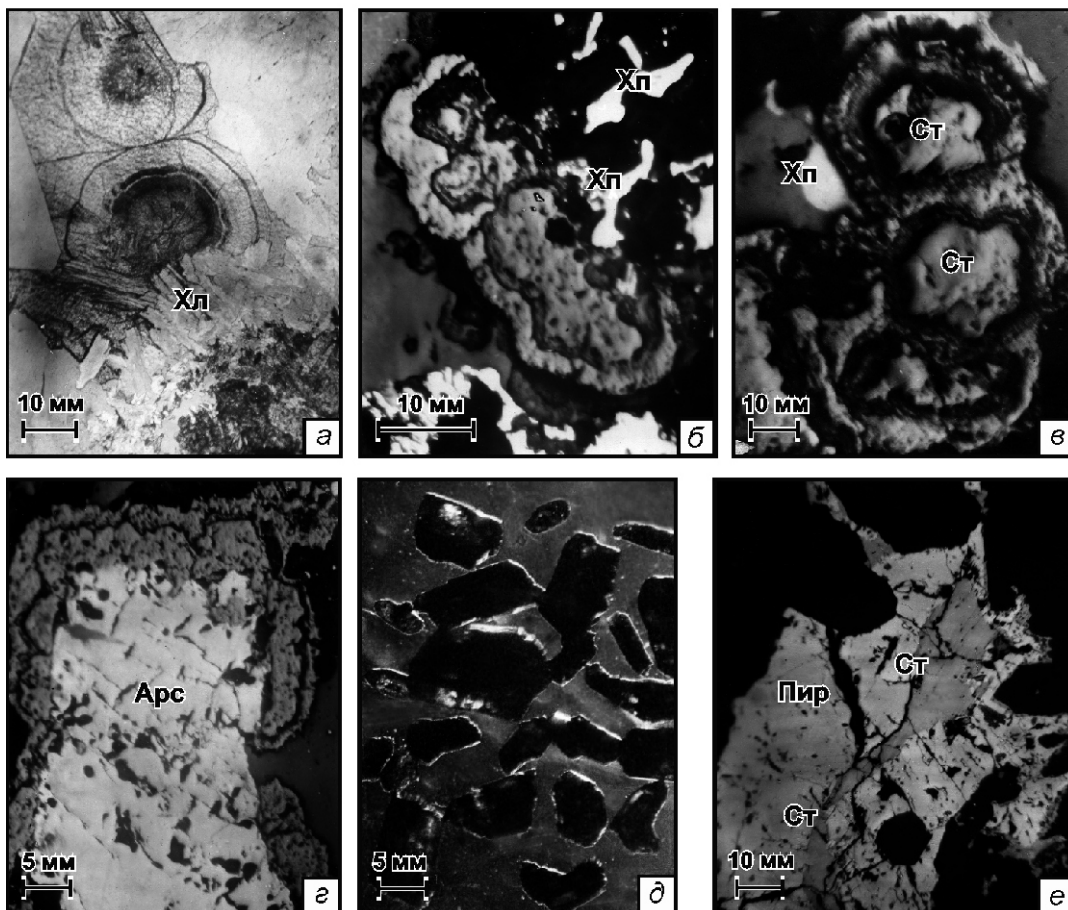
Рис. 2. Структурные взаимоотношения между минералами в штокверке (I) и жилах (II):

минерализация в штокверке: а — кварц-серицитовые метасоматиты по липаритовой дайке, шлиф; *б* — прожилки кварц-арсенопирит-халькопиритового состава в фельзитовой дайке, аншлиф; *в* — замещение кристалла полевого шпата касситеритом и арсенопиритом в дайке кварцевых порфиров, аншлиф; *г* — псевдоморфное замещение кристалла полевого шпата касситеритом в липаритовой дайке, аншлиф; *д* — кристаллы касситерита изометричной формы, фото под бинокуляром; *е* — брекчиевая текстура, обломки фельзитовой дайки (светлое) цементируются касситеритом, аншлиф; *минерализация в жилах: а* — деревянистое олово корродируется хлоритом, шлиф; *б* — деревянистое олово корродируется халькопиритом, аншлиф; *в* — разложение станнина с образованием деревянистого олова и халькопирита, аншлиф; *г* — краевая кайма деревянистого олова (серое) вокруг арсенопирита, аншлиф; *д* — кристаллы касситерита призматической формы, фото под бинокуляром; *е* — прожилки станнина в пирротине; черное — идиоморфные кристаллы кварца, аншлиф; Кв — кварц, Сер — серицит, Арс — арсенопирит, Хп — халькопирит, п.ш. — полевой шпат, Кс — касситерит, Хл — хлорит, Ст — станин, Пир — пирротин

I



II



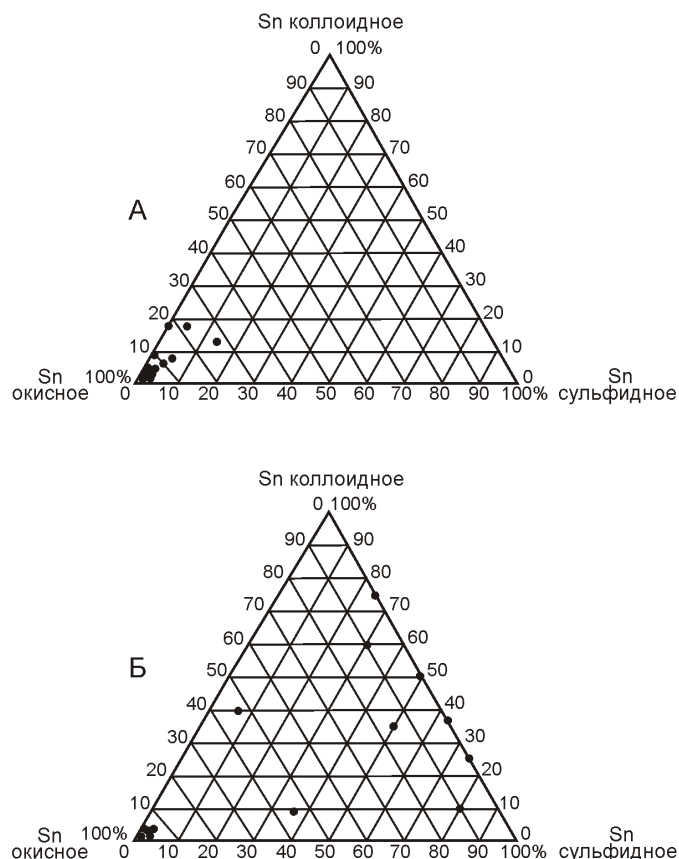


Рис. 3. Диаграммы фазовых соотношений олова в рудах штокеркового (А) и жильного (Б) типов месторождения Мопау

1. Локализуется месторождение в вулканогенных образованиях изверженных пород, сформировалось на завершающих стадиях орогенического развития Бута-Коппинского района, в позднем мелу—палеогене, приурочено к очаговой субвулканической структуре и генетически связано с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии.

2. Характерна тесная сопряженность процессов магматизма и рудогенеза при отсутствии временного перерыва между ними. Оруденение формировалось в близповерхностных условиях и пространственно тесно связано с жерловыми аппаратами.

3. Присутствуют два морфологических типа рудной минерализации: штокерковый (с прожилково-вкрапленным оруденением) и жильный. Оловянная минерализация в штокерке представлена касситеритом, в жилах — касситеритом, станнином и деревянистым оловом. Штокерковая минерализация пространственно и генетически связана с дайками фельзитов, липаритов и андезитов, андезитодацитов. Первые интенсивно серицитизированы, вторые — хлоритизированы. Формированию жил предшествовало внедрение даек диабазовых порфиритов, происходило образование зон дробления (зон милонитизации), к которым приурочены жилы. Жилы заверша-

ют процесс формирования месторождения: понижаются температуры, изменяется состав раствора, появляется большое количество сульфидов.

4. На месторождении широко развиты взрывные и взрывно-гидротермальные брекчии с рудной минерализацией в цементе, с двумя периодами их внедрения: первый проявляется дайками кислого состава, второй — дайками среднего. Брекчии являлись транспортирующим аппаратом для поступления рудной минерализации. Об этом свидетельствует идентичность минерального состава в цементе брекчий и штокерковой минерализации.

5. Основное количество олова сосредоточено в штокерке при небольшом его содержании, но значительной площади развития на поверхности и на глубину. Штокерковые руды на месторождении легкообогатимы с извлечением в концентрат Sn 73—80% (по данным ДВИМС и ЦНИИОлово). В целом по данным Государственной комиссии по запасам (ГКЗ) подсчитанные запасы олова по месторождению Мопау по кат.С₂ составляют 22 тыс.т.

Перечисленные генетические и минералогические особенности месторождения Мопау не позволяют отнести его к известным формациям. В предыдущие годы этот объект относился к месторождению линии «скрещения», в котором проявлены черты разных формаций [3]. Авторы работ [4, 7, 12] считают, что объекты с подобными характерными признаками соответствуют месторождениям оловянно-порфировой формации, новому генетическому типу оловорудных месторождений. С.М.Родионов один из первых обратил внимание на оловянные месторождения Центрального Сихотэ-Алиня, локализующиеся в краевых частях вулканотектонических структур, которые формировались на завершающих стадиях позднего этапа орогенического развития территории, в позднем мелу—палеогене. В порфировое оруденение им вложен генетический смысл, заключающийся «...в тесной пространственной и генетической связи оруденения с близповерхностными порфировыми фациями субвулканических и вулканических пород...» [6, с. 233]. Общая особенность этих месторождений — повышенная щелочность пород с преобладанием калия, взрывно-гидротермальное брекчирование в виде дайковых тел, контролирующее минерализацию. Оруденение этих объектов формировалось в близповерхностных условиях и пространственно тесно связано с жерловыми аппаратами и субвулканическими интрузиями кислых, умеренно кислых и средних пород субщелочного ряда. Эти месторождения С.М.Родионов отнес к оловянно-порфировой формации — новому нетрадиционному генетическому типу оловорудных месторождений на Сихотэ-Алине, которая завершает генетический ряд всех оловорудных формаций: раннемеловые касситерит-кварцевые месторождения, ассоциирующие с поздними лейкократовыми фазами крупных плутонов

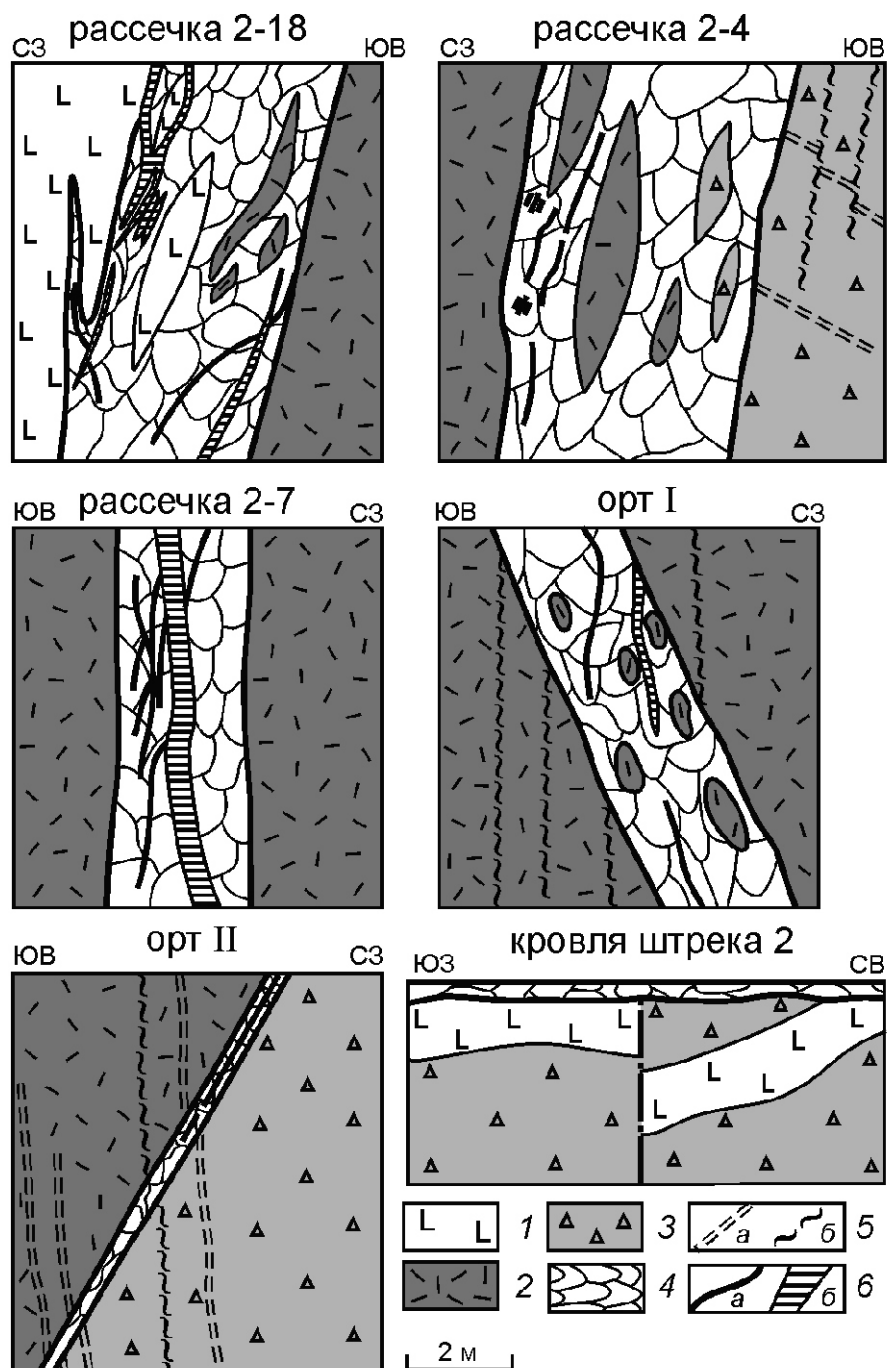


Рис. 4. Временные взаимоотношения минеральных ассоциаций на месторождении Мопан. Зарисовки выполнены в горных выработках штольни, горизонт 800 м:

дайки: 1 — диабазовых порфиров и 2 — фельзитов, липаритов, кварцевых порфиров; 3 — взрыво-гидротермальные брекчии; 4 — минерализованные зоны дробления; прожилки: 5 — в штоковке: а — кварц-серицит-касситеритовые, кварц-серицит-арсенопирит-касситеритовые, кварц-серицит-касситерит-халькопирит-блёклые руды-сфалерит-галенит-флюоритовые; б — кварц-хлорит-касситерит-пирротин-халькопирит-пирит-карбонатные, халькопирит-пирротинные (с небольшим количеством сульфидов); б — прожилки в жильном типе руд: а — кварц-хлорит-касситеритовые, кварц-хлорит-халькопирит-станный; б — кварц-хлорит-древянистое олово-станный-касситерит (супергенный)-халькопирит-пирротин-арсенопирит-сфалерит-галенит-блёклые руды (с обилием перечисленных сульфидов)

раннеорогенной гранодиорит-гранитной формации, позднемеловые касситерит-силикатно-сульфидные месторождения, ассоциирующие с мелкими интрузивными массивами позднеорогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации и оловянно-полиметаллическими месторождениями, имеющими парагенетическую связь с интрузивными образованиями. В рудах оловянно-порфировых месторождений отмечается осложнение геохимических связей олова с другими металлами, увеличение числа минеральных форм олова и смена литофильного профиля оруденения сидерофильным.

Впервые термин *олово-порфировое месторождение* введен Р.Силлитоу [13]. При изучении генетических особенностей оловянных месторождений Боли-

вии (Лялягуа, Потоси, Оруро) им было установлено, что перечисленные объекты обладают рядом признаков, характерных для месторождений медно-порфирового типа. Привлекательность этих объектов заключается в том, что там добыто Sn свыше 0,5 млн.т, месторождения малоглубинные, близповерхностные, благоприятные для отработки. Позднее подобные объекты были обнаружены и описаны в Центральном Приморье (месторождения Ледяное, Звездное, Перевальное, Янтарное), на Северном Сихотэ-Алине (месторождение Арго, Уджаки, Мопан), а также в южной части Приморского края в Фурмановском рудном районе (рудопоявление Поперечка) [4, 5, 6, 12]. Далее в статье приведены признаки, характерные для месторождений нетрадиционного оло-

вянно-порфирового типа, сформулированные по данным перечисленных работ: тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза и отсутствие временного перерыва между формированием продуктивных порфировых пород и оруденением; локализация месторождений в пределах вулканических поясов Тихоокеанского орогенного пояса и генетическая связь с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии; проявление двух морфологических типов минералообразования (штокверковый и жильный); постоянное наличие оруденелых эруптивных и explosивно-гидротермальных брекчий с рудной минерализацией вулканогенного происхождения; формирование месторождений в заключительные этапы развития рудно-магматических систем, которые достигли близповерхностного, субвулканического уровня локализации. Оловянно-порфировая формация завершает генетический ряд известных оловорудных формаций, локализуется на периферии крупных сводовых поднятий. По направлению к центру свода оловянно-порфировые месторождения сменяются оловянно-полиметаллическими, затем месторождениями касситерит-силикатной формации и далее, касситерит-кварцевой формации.

В заключение следует подчеркнуть, что выявленные генетические и минералогические особенности нетрадиционных типов оловорудных месторождений в Бута-Коппинском районе Сихотэ-Алиня позволили перевести их в оловянно-порфировый тип; признаки, характерные для месторождений оловянно-порфирового типа, послужат основанием для переоценки ряда подобных объектов на территории Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Такими первоочередными объектами в Бута-Коппинском рудном районе являются месторождения Мопау, Уджаки, Арго; в Арминском — Янтариное, Ледяное, Звездное, в Фурмановском — рудопроявление Поперечка. Привлекательность оловянно-порфировых месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами латитовой серии заключается в том, что несмотря на относительно невысокие содержания Sn 0,2—0,3%, они могут быть рентабельными по аналогии с объектами Боливии [13]. Эти месторождения экономичны при отработке, в современных экономических условиях, поскольку они малоглубинные, близповерхностные, благоприятные для открытой отработки. Месторождения в Бута-Коппинском районе в настоящее время доступны для геологоразведочных и эксплуатационных работ в связи с вводом автодороги

Советская Гавань—Лидога, имеющей выход на города Комсомольск-на-Амуре и Хабаровск.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, проект 12-I-0-08-027 программы № 27 фундаментальных исследований Президиума РАН, разделу I.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбатова А.А., Астахов А.С., Лавров Н.П. и др. Нетрадиционные ресурсы минерального сырья. —М.: Недра, 1988.
2. Душин В.А. Нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых. УГГУ, 2002.
3. Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Советская геология. 1968. № 1. С. 14—24.
4. Родионов С.М., Родионова Л.Н. Оловянно-порфировая формация новый генетический тип оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня // Генетические типы эндогенной рудной формации. Тезисы докладов. Т. 1. —Новосибирск, 1981. С. 112—113.
5. Родионов С.М., Макеев Н.П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. —Владивосток, 1983. С. 136—152.
6. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. —М.: Наука, 2005.
7. Ручкин Г.В., Сухов В.И., Родионов С.М. Перспективы и пути выявления месторождений порфирового типа на юге Дальнего Востока // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. —Владивосток, 1988. С. 4—12.
8. Солодов Н.А., Усова Т.Ю., Осокин Е.Д. и др. Нетрадиционные типы редкометалльного минерального сырья. —М.: Недра, 1991.
9. Шнайдер А.А., Ведерников П.Г., Шнайдер М.С. и др. Некоторые особенности геологического строения и минералогии руд участка Мопау III // Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. —Хабаровск, 1971. С. 68—71.
10. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. О минералогической зональности на некоторых месторождениях олова Северного Сихотэ-Алиня // Геология и минеральные ресурсы восточной части Байкало-Амурской магистрали. —Хабаровск, 1975. С. 51—56.
11. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. Эволюция декрепитационных свойств минералов из оловорудного месторождения Мопау // Минералогия метаморфических и рудных образований Дальнего Востока. —Владивосток, 1981. С. 136—144.
12. Шнайдер А.А. Прогнозирование оловянного оруденения глубоких горизонтов и флангов месторождений на основе комплексного минералогического изучения руд // ЗВМО. 2004. № 3. С. 25—36.
13. Sillitoe R.H. Halls C., Grant J.N. Porphyry tin deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. Vol. 70. № 5. Pp. 313—927.

Месторождение элювиальных каолинов Ковыльное на востоке Оренбургской области

Г.П.ВАСЯНОВ, Б.Ф.ГОРБАЧЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд); 420097, Россия, Татарстан, г.Казань, ул.Зинина, д.4), Ю.В.ЧЕЧУЛИНА, Н.Т.ШМЕЛЬКОВ (ОАО «Компания вотемиро»; 460520, Россия, Оренбургская обл., пос.Нежинка, Школьная, д.1)

Предварительно разведано и получило промышленную оценку месторождение элювиальных каолинов Ковыльное на востоке Оренбургской области (Светлинский район). Каолиновый концентрат отличается стабильно низким содержанием оксидов натрия и калия. Это определяет эффективность его применения (помимо традиционных направлений) для получения метакaoлина — продукта, сфера использования которого активно расширяется.

Ключевые слова: каолин, элювиальный, месторождение, ресурс, Оренбургская область.

Васянов Геннадий Павлович, root@geolnerud.net

Горбачев Борис Федорович

Чечулина Юлия Владимировна, wtm-geo@rambler.ru

Шмельков Николай Терентьевич

Deposit eluvial kaolins Kovilny in the east of the Orenburg region

G.P.VASJANOV, B.F.GORBACHEV, Y.V.CHECHULINA, N.T.SHMELKOV

In the east of the Orenburg region (Svetlinsky district) it is preliminary reconnoitered and has received an industrial estimation a deposit eluvial kaolins Kovilny. Kaolin the concentrate differs stably low maintenance of oxide Na and K. It defines efficiency of its application (besides traditional directions) for reception metakaolin — a product which sphere of use actively extends.

Key words: kaolin, eluvial, deposit, resource, Orenburg district.

В Российской Федерации безальтернативное промышленное значение в настоящее время имеют каолины первичные, являющиеся белочетным или светлоокрашенным элювием полевошпатовых пород. Запасы каолинов подобного происхождения на 1 января 2011 г. составили в Российской Федерации 45,6 млн.т категорий В С₁ и 57,9 млн.т кат.С₂, что на порядок ниже, чем у ведущих стран-производителей, располагающих крупными запасами элювиального каолина-сырца. Все три разрабатываемые в России месторождения элювиальных каолинов (Кыштымское, Еленинское, Журавлиный Лог) расположены в восточных районах Челябинской области. Южнее, в восточных районах Оренбургской области, в пределах Мугоджарской каолиноносной субпровинции [1] прогнозные ресурсы элювиальных каолинов близки к 0,6 млрд.т. Высокая перспективность субпровинции, обоснованная ранее [3], подтверждена выявлением в Ушкотинском каолиноносном районе Южно-Ушкотинского месторождения [4] и ряда перспективных проявлений. В 2002—2005 гг. поисковые работы были проведены в расположенном восточнее Текельдытауском каолиноносном районе, в результате чего было выявлено 7 проявлений элювиальных каолинов, из которых наиболее перспективным было признано Ковыльное. В 2006—2009 гг. на месторождении проведены оценочные работы.

Геологическая позиция месторождения. Расположено месторождение в 12 км западнее г.Светлый у железнодорожной линии Орск—Рудный Клад. В структурно-формационном плане приурочено оно к Текельдытаусской структурно-формационной зоне, точнее к ее Обалыкольской подзоне, домезозойские образования которой сложены преимущественно комплексами метаморфических и магматических пород, формировавшихся с позднего протерозоя до позднего палеозоя и связанными с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. Типично отсутствие отчетливых контактов гранитов с вмещающими их гнейсами, наличие ореолов интенсивной мигматизации, приводящей к значительному разнообразию текстурно-вещественных характеристик пород. Все это весьма осложняет картирование и усугубляется влиянием наложенных процессов древнего выветривания [2].

В районе месторождения фундамент представлен мозаично-кулисовидным чередованием разновозрастных тел, сложенных метаморфитами бескряковской толщи (R₁?bs) и крылинского гранитоидного комплекса (O₃k), магматическими комплексами джабыгасайским (D₃d) и шалкарским (P₁š). На долю шалкарских гранитов приходится 50—60% площади месторождения, доля гранитоидов джабыгасайского комплекса изменяется, достигая 20%, гранитоидней-

сов крыклинского комплекса содержится около 30%. Нормальные граниты встречаются редко, образуя дайки или жилоподобные тела небольшой мощности, в гнейсах наблюдаются узкие зоны метасоматической калишпатизации. Преобладание плагиоклаза в исходных породах указывает на то, что они являются производными полихронной метаморфизации достигающей стадии анатексиса. Мигматизация формирует все фазы перехода от исходного гнейса палеосомы до неосомы [6]. Граниты шалкарского комплекса, вероятно, также являются продуктами ультраметаморфизма, о чем свидетельствует отсутствие и очень слабая проявленность полисинтетического двойникования у плагиоклаза, низкое содержание светлой слюды и акцессориев (дефицит летучих компонентов).

В позднем мезозое при формировании Зауральского пенеплена формировалась кора выветривания, к сохранившимся от эрозии ее полнопрофильным фрагментам приурочены залежи элювиальных каолинов месторождения Ковыльное. Лейкократовые плагиограниты джабыгасайского и шалкарского комплексов по своему составу наиболее благоприятные субстраты для формирования при их выветривании белоцветных и светлоокрашенных каолинов.

Проведенное на площади месторождения электрозондирование (СЭП) показало, что на участках с низкими значениями k (обобщенный параметр, отражающий суммарное сопротивление рыхлого чехла и коренных пород) при последующем бурении не всегда обнаруживается ожидаемое повышение мощности коры выветривания. По-видимому, на этот показатель оказывают влияние и другие неучтенные факторы. Геофизическими работами (СЭП, магнитометрия) выявлены линейные тектонические структуры (разрывные нарушения, зоны трещиноватости, дробления), различной ориентировки при преобладании структур субширотного и северо-восточного простирания. Особо следует отметить роль субширотных структур, которые определили дифференциацию фундамента на относительно приподнятые и погруженные блоки. Под воздействием процессов денудации произошло расчленение покрова коры выветривания на отдельные фрагменты. Современное расположение полнопрофильной коры выветривания контролируется гипсометрией, ввиду чего залежи каолина приурочены к возвышенным участкам местности с абсолютными отметками не ниже 215 м и не выше 225 м.

Кора выветривания местами перекрыта неоген-нижнечетвертичными пестроокрашенными глинами, содержащими бобовины железомарганцевого состава, кристаллы и щетки гипса. Мощность глин колеблется от 0,5 до 20 м и более. Современные нерасчлененные элювиально-делювиальные и аллювиальные отложения представлены глинами и глинистыми песками, содержащими дресву и щебень. Мощность отложений до 1 м, реже до 5 м.

Кора выветривания и природные типы каолина. Продукты выветривания пород фундамента (в ряду повышения их основности от плагиогранитов до диоритов) имеют в среднем более высокие содержания Fe_2O_3 и TiO_2 . Прямо связаны с этим белоцветные каолины, сформированные преимущественно при выветривании лейкократовых мигматизированных гнейсов, гранитогнейсов и плагиогранитов, в т.ч. пегматоидных. Несмотря на вариации в химическом и минеральном составе исходных пород, профиль образованной коры выветривания может быть представлен в виде унифицированной зональной (снизу вверх) модели:

Зона щебенистых и валунчатых фрагментов слабо измененных материнских пород. Новообразованные глинистые минералы концентрируются вдоль трещин в исходных породах и появление их связано с гидролитическими преобразованиями плагиоклаза и биотита. Мощность этой зоны 3—5 м.

Зона начальной каолинизации. Мезократовые биотитсодержащие породы, преобразованные в рыхлые продукты выветривания, окрашенные в зеленовато- и буровато-серый цвета, что вызвано каолинизацией биотита, сопровождаемой выносом из него и частичным окислением железа. При выветривании пород более основных (тоналит, диорит) вместе с каолинитом образуется смектит. Мощность зоны при выветривании биотитсодержащих пород достигает 5—8 м, на лейкократовых породах обычно слабо выражена и составляет 1—3 м.

Зона полной каолинизации имеет мощность 20—30 м, в ее минеральном составе доминирует каолинит и кварц; прочие минералы имеют резко подчиненное значение. Белоцветные и светлоокрашенные нормальные каолины, приуроченные к этой зоне, — главный объект качественной и количественной оценки. Щелочные каолины развиты локально, что обусловлено присутствием среди исходных плагиопород немногочисленных жильных тел нормальных гранитов или зон калишпатизации. Поскольку щелочные каолины составляют не более 3% прогнозных ресурсов, они далее не рассматриваются как самостоятельный вид каолинового сырья.

Поступление железа и кальция из перекрывающих каолины осадочных и элювиально-делювиальных кайнозойских отложений приводит к появлению под ними некондиционных разностей каолина, слагающих так называемый *горизонт инфильтрации*, мощность которого непостоянна и изменяется от 0 до 3 м.

Каолины могут быть подразделены на природные типы с учетом двух основных показателей: 1) состав исходной породы (пород); 2) содержание в каолине калиевого полевого шпата. На месторождении Ковыльное по унаследованным от исходных пород текстурным признакам выделены три основных природных типа каолина [7], сформированных выветриванием: 1) гнейсов крыклинского комплекса; 2) мигматизиро-

ванных гнейсов того же комплекса и гнейсогранитов джабыгасайского комплекса; 3) плагиогранитов шалкарского комплекса. Установить литологические различия между каолинами выделенных природных типов можно по содержанию в них кварца, размерности его зерен, наличию или отсутствию псевдоморфоз каолинита по биотиту, присутствию смектита.

Провести четкие пространственные границы между телами каолинов каждого типа затруднительно, поскольку между ними во многих случаях имеют место взаимопроникающие кластерные соотношения. Предложенная типизация позволяет хотя бы грубо проводить систематизацию результатов изучения многочисленных проб элювиальных каолинов.

Вещественный состав каолинов даже в рамках одного природного типа значительно изменяется по причине изменчивого содержания кварца, полевых шпатов, биотита и других минеральных компонентов в исходных породах. Ввиду этого сопоставление природных типов каолина проведено по глинистым продуктам их обогащения (табл. 1).

при последующих исследованиях, как правило, бракуются из-за их некондиционности. Обогащение каолина-сырца проведено в лабораторных условиях мокрым просеиванием на сите 0063 с отбором как песчаной, так и глинистой фракций. Общее число проб поступивших на обогащение 1289. Выход глинистого продукта (обогащенного каолина) изменяется в пределах от 18 до 92%, при этом пробы с выходом 35% составляют лишь 9%. Для подсчета запасов были приняты 903 пробы, из которых 55% проб характеризуется выходом обогащенного каолина на уровне 45—60%.

При обогащении в пески-отсевы уходит основная часть зерен кварца, калиевого полевого шпата, а также псевдоморфоз каолинита по биотиту. При этом в обогащенном продукте наблюдается существенное увеличение содержаний Fe_2O_3 и TiO_2 . Этот факт свидетельствует о том, что в каолине большая часть хромогенных оксидов ассоциирует с глинистой составляющей. Средний химический состав обогащенного каолина в пробах, принятых к подсчету запасов

1. Усредненные характеристики природных типов каолинов по продуктам обогащения

Природный тип	Доля в запасах, %	Содержание в обогащенном продукте, %						Выход фракции 63 мкм, %	Содержание, %	
		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	K_2O	п.п.п.		Кварц	Каолинит
1. Апогнейсовый	15	48,7	35,1	0,8	0,85	0,7	13,25	44,7	7	91
2. Апомигматитовый	30	47,4	36,5	0,82	0,77	0,3	13,65	50,4	4	94
3. Аоплагиогранитовый	55	46,3	37,6	0,89	0,61	0,2	13,85	55,7	2	96

Примечание. Все приведенные в статье сведения о результатах аналитических работ и технологических испытаний получены в лабораториях ФГУП ЦНИИГеолнеруд.

Очевидно, что продукты обогащения каолинов по гнейсам отличаются слегка повышенным содержанием оксида железа и микрозернистого кварца при пониженном — глинозема, соответственно, каолинита. Обогащенный «плагиогранитный» каолин имеет существенно более высокое содержание глинозема при несколько пониженных для оксида железа. Запасы месторождения более чем на половину представлены каолинами, сформированными при выветривании плагиогранитов шалкарского магматического комплекса (природный тип 3).

Принимая во внимание тот факт, что обогащенные каолины выделенных природных типов имеют довольно близкий химический состав, в дальнейшем будет приведена их общая характеристика.

Обогащенный каолин. Вещественный состав. Продукт обогащения каолина-сырца представляет собой порошокватый однородный материал белого, светло-серого, реже серого цвета, иногда имеет слабые цветовые оттенки: кремовый, желтый, розовый. При ярко выраженной окраске продукты обогащения

(в %): SiO_2 47,48; TiO_2 0,82; Al_2O_3 36,47; Fe_2O_3 0,75; CaO 0,15; MgO 0,1; Na_2O 0,05; K_2O 0,44; п.п.п. 13,36.

Состав обогащенного каолина также может быть охарактеризован распределением проб с ранжированным содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O . Почти 40% проб содержит 36—37% Al_2O_3 , 32% проб 37% Al_2O_3 (рис. 1, А). Содержание Fe_2O_3 0,6% — 41% проб, 0,8 — 60%, 1 — 73% (см. рис. 1, Б). Содержание TiO_2 изменяется от менее 0,2 до 2%. Пробы с содержанием 0,5—1% TiO_2 составляют 66% проб. Повышенное содержание TiO_2 унаследовано от исходных пород гнейсомигматитового комплекса. В прямой связи с доминированием в исходных породах плагиоклаза 90% проб обогащенного каолина содержат K_2O 1% (см. рис. 1, А). Водная суспензия каолина имеет pH 8—9, содержание легко растворимых солей не превышает 0,02—0,05%.

Минеральный состав обогащенного каолина, согласно результатам рентгенофазового анализа, близок к мономинеральному: доминирует каолинит, содержание которого изменяется в пределах 80—95% в

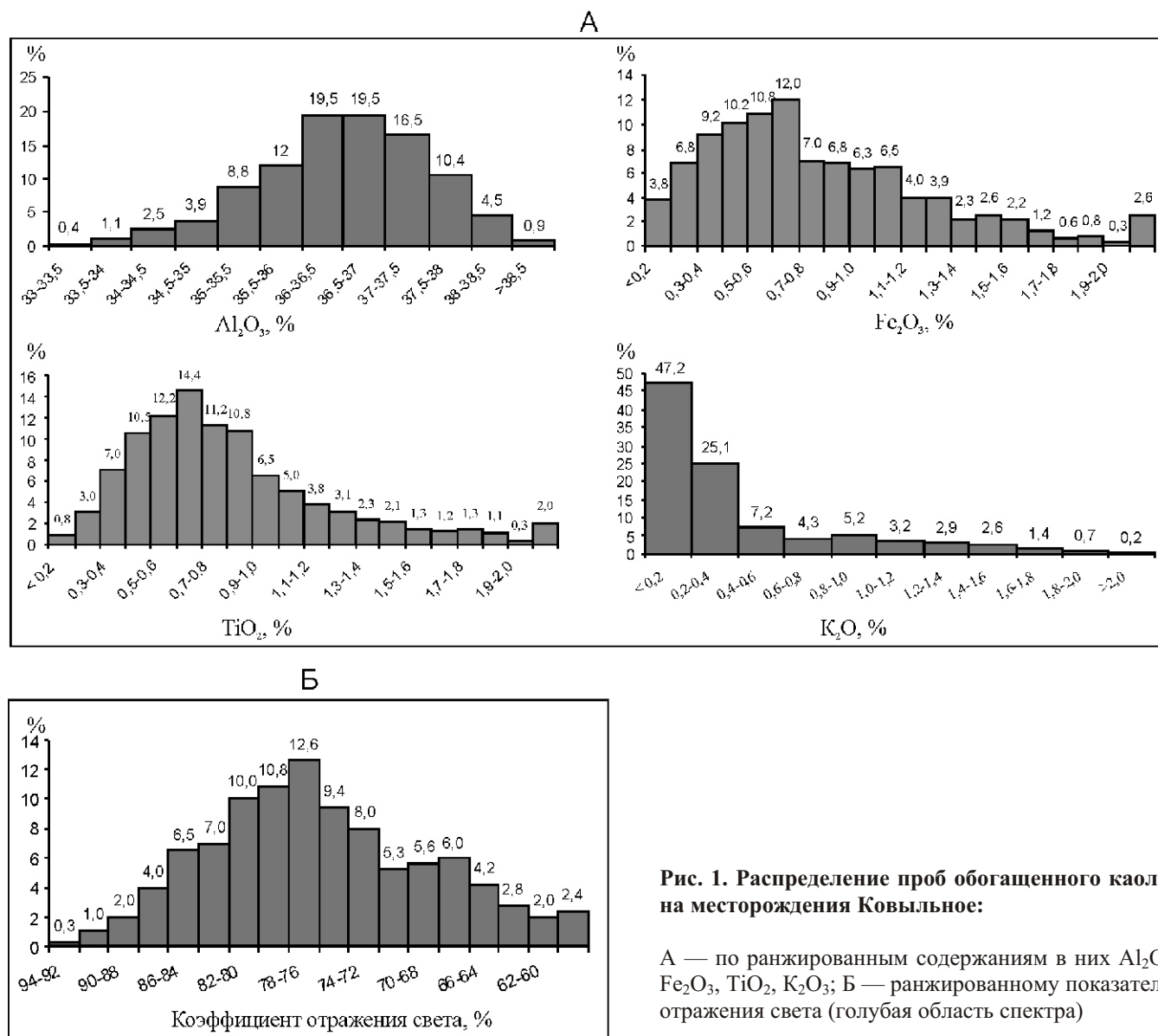


Рис. 1. Распределение проб обогащенного каолина месторождения Ковыльное:

А — по ранжированным содержаниям в них Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O ; Б — ранжированному показателю отражения света (голубая область спектра)

зависимости от присутствия большей или меньшей примеси других тонкодисперсных минеральных компонентов (кварц, калиевый полевой шпат, монтмориллонит, анатаз, минералы оксида железа). Приблизительно в 60% проб содержание каолинита составляет 95—99%. Особенность каолинов — практическое отсутствие в большинстве проб светлой слюды (мусковит—серицит). По результатам дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА, аналитик Л.В.Халепп) основная доля железа, присутствующая в обогащенном каолине, находится в структуре каолинита, что обуславливает высокий парамагнитный фон при температуре 800 С. Минеральные формы оксидного железа (гематит, гётит, маггемит) находятся, по-видимому, в суперпарамагнитном состоянии (тонкодисперсном до наноразмерности).

Минеральные формы TiO_2 , близкие по размеру частицам каолинита, переходят из каолина-сырца в продукт обогащения. Это в основном частицы анатазового лейкоксена. Повышенное содержание в као-

лине-сырце дисперсных минеральных форм TiO_2 потребуют разработки эффективной схемы обогащения, обеспечивающей существенное снижение их присутствия в обогащенном продукте.

Для получения более чистого от примесей продукта из обогащенного каолина были выделены фракции 40 и 20 мкм. Содержания во фракциях Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O и коэффициенты белизны сопоставлены в табл. 2. Явного снижения примеси минералов оксида железа в наиболее дисперсных фракциях не наблюдается, удалена лишь некоторая часть частиц кварца и минералов TiO_2 , несколько повысился коэффициент белизны. Учитывая опыт обогащения на гидроциклонах [5] можно ожидать, что таким путем возможно снижение содержания TiO_2 в обогащенном каолине месторождения Ковыльное при одновременном некотором повышении его белизны.

Свойства. Разнообразные свойства обогащенного каолина определялись для 82 объединенных проб. Обогащенный каолин имеет высокую огнеупор-

2. Усредненная характеристика фракций обогащенного каолина месторождения Ковыльское

Фракция, мкм	Выход фракции, %	Содержание выделенных из проб обогащенного каолина, %					Коэффициент белизны, %
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	
63	100	47,13	37,1	1,01	0,53	0,44	76,4
40	96,56	46,21	37,13	1,05	0,67	0,34	76,6
20	84,0	46,44	37,20	0,97	0,57	0,40	77,1
20*	16,0	52,66	32,40	0,89	0,63	0,85	

* фракция 20 63 мкм

ность. При прямых испытаниях на огнеупорность все пробы выдержали температуру 1700 С. Рассчитанная по уравнению Шуэна огнеупорность тех же проб изменяется для обогащенных продуктов, полученных из нормальных каолинов, от 1730 до 1750 С. У обогащенного продукта щелочных каолинов (содержание K₂O 2—3%) огнеупорность естественно ниже (около 1700 С).

Реологические свойства каолиновых концентратов (средние значения): число пластичности, механическая прочность на изгиб в сухом состоянии показаны в табл. 3. Обогащенный каолин большинства проб (77 из 82) малопластичный, с очень низкой механической прочностью в сухом состоянии, неспекающимся, разжижаемым при добавлении 0,6% жидкого стекла, способным к образованию шликера с достаточной упругостью. Значения коэффициента отражения све-

та (белизны) обогащенного каолина составляют 45—93,7% (среднее 75,76%), при этом коэффициент белизны у 31% проб обогащенного каолина превышает 80%, 54% — 76%, 71% — 72% (см. рис. 1, Б). По результатам определения дисперсности с использованием лазерного анализатора в обогащенном каолине преобладают частицы размером 10—20 мкм. Группировка проб обогащенного каолина в соответствии с показателями их низкой дисперсности приведена в табл. 4.

Для обогащенного каолина месторождения Ковыльское характерно довольно значительное повышение коэффициента белизны после обжига: при 1250 С в среднем от 79,25 до 84,32%, т.е. на 5% (для отдельных проб это повышение достигает 10—12%). При обжиге до 1350 С белизна черепка несколько снижается в среднем от 84,32 до 79,04%.

3. Статистический анализ результатов определения реологических и керамических свойств обогащенного каолина

	Число пластичности	Механическая прочность на изгиб, МПа	Водопоглощение, %		Усадка, %		
			1250 С	1350 С	Воздушная	1250 С	1350 С
Среднее	4,29	0,53	21,3	11,0	5,44	14,42	18,83
Стандартное отклонение	1,51	0,30	4,34	3,41	1,0	1,93	1,71
Дисперсия	2,27	0,10	18,84	11,61	1,01	3,74	2,92

4. Результаты определения дисперсности проб обогащенного каолина

Группа	Средний размер частиц, мкм	Удельная поверхность, м ² /см ³	Выход фракции, %		
			1 мкм	5 мкм	10 мкм
I	20	1,3	До 4	20	35
II	15—20	1,3—1,5	4—5	20—30	35—50
III	15—10	1,5—2,5	5—9	30—45	50—60
IV	10	2,5	9	45	60

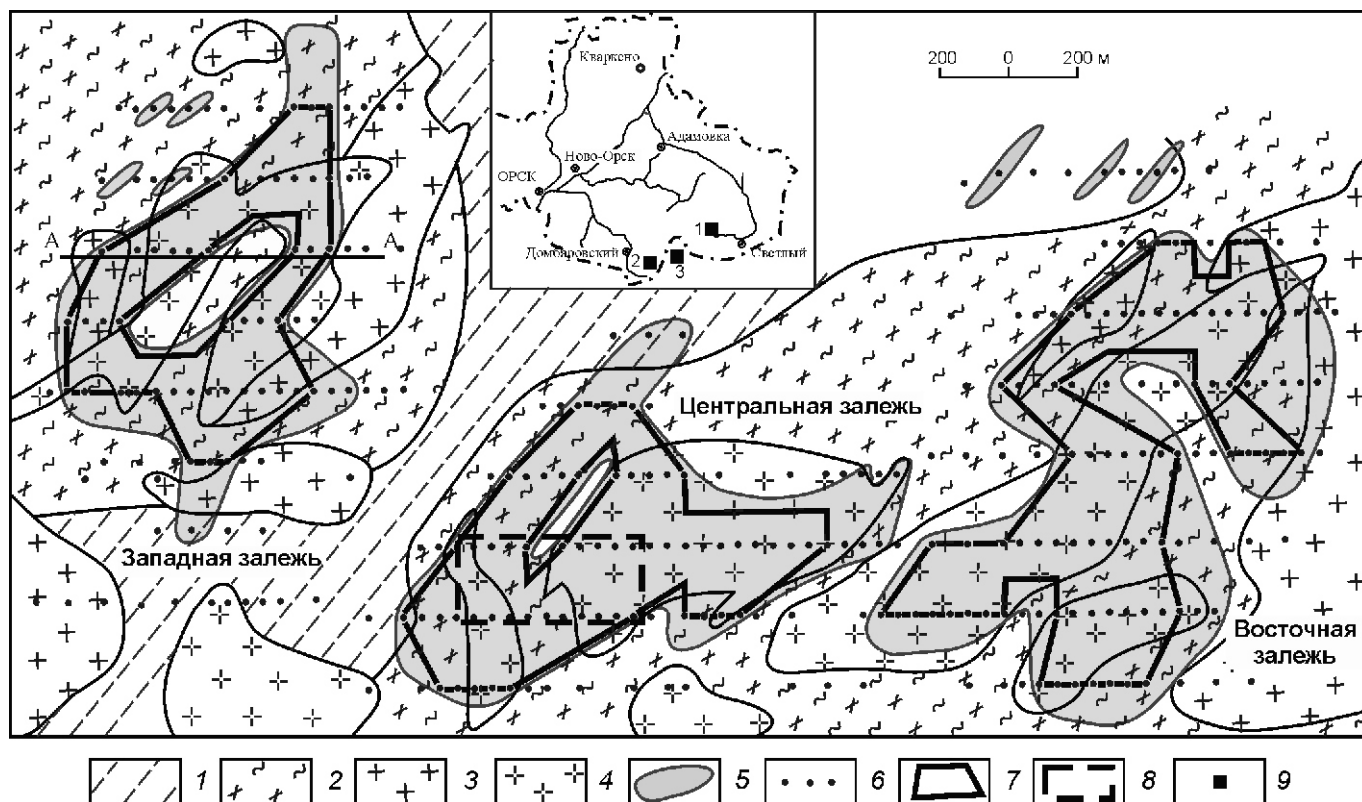


Рис. 2. Схематическая карта геологической позиции залежей элювиального каолина месторождения Ковыльное:

1 — Бескрыковская толща ($R_1^{?bs}$): сланцы биотит-плагиоклазовые, силлиманит-гранит-биотитовые; 2 — Крыклинский комплекс (O_3k), гнейсо-плагиограниты, гнейсодиориты мигматизированные; 3 — Джабыгасайский комплекс (D_3d), граниты биотитовые, плагиограниты, тоналиты; 4 — Шалкарский комплекс ($P_1\delta$), плагиограниты лейкократовые, граниты биотитовые; 5 — площади развития полнопрофильной коры выветривания; 6 — буровые скважины; контуры залежи с запасами категорий: 7 — C_2 и 8 — C_1 ; 9 — положение разведанных месторождений элювиального каолина в пределах восточной части Оренбургской области (1 — Ковыльное, 2 — Южно-Ушкотинское, 3 — Союзное (Казахстан)); А-А — геологический разрез

Коэффициенты корреляции между белизной сухого порошка и содержанием TiO_2 и Fe_2O_3 составляют, соответственно, 0,49 и 0,53, после обжига до 1250 С — 0,4 и 0,80, после обжига при 1350 С — 0,37 и 0,72. Примечательно, что после обжига усиливается обратная связь между Fe_2O_3 и белизной, в то время как для TiO_2 данный показатель изменяется незначительно. По-видимому, это связано с присутствием изоморфного железа в каолините, проявляющего себя после распада его структуры.

В целом, исходя из результатов аналитических и технологических исследований обогащенных каолинов месторождения Ковыльное, можно заключить, что приоритетным направлением их практического использования является производство метакаолина и керамики.

Песчаные отсе́вы, выделенные в процессе обогащения каолина-сырца, изучались с целью получения из них кварцевых концентратов, представляющих промышленный интерес. Полученные результаты показывают, что зерновой состав отсе́вов наследуется от вещественно-структурных особенностей исходных пород. Без дополнительной классификации отсе́-

вы не пригодны для практического использования. Установлено, что фракция 0,3—0,8 мм по своему химическому составу (SiO_2 97—98%; Fe_2O_3 0,1—0,2%) может найти применение в стекольном производстве.

Характеристика залежей. При проведении геологоразведочных работ на месторождении Ковыльное оконтурены три залежи элювиальных каолинов — Западная, Центральная и Восточная. Расположены они в субширо́тно ориентированной полосе, в которой наблюдается наибольшая сохранность полнопрофильной коры выветривания. Залежи разобщены благодаря воздействию эрозионных процессов (рис. 2), имеют довольно сложную конфигурацию и изменчивую мощность как коры выветривания (от 5 до 50 м), так и ее продуктивной (каолиновой) зоны (от первых метров до 30 м). В контурах залежей максимальные мощности продуктивной зоны профиля выветривания приурочены к зонам линейных тектонических нарушений и повышенной трещиноватости в фундаменте (рис. 3). В то же время присутствуют приподнятые тектонические микроблоки фундамента с почти полностью смытой корой выветривания. Следует отметить, что в составе фундамента Запад-

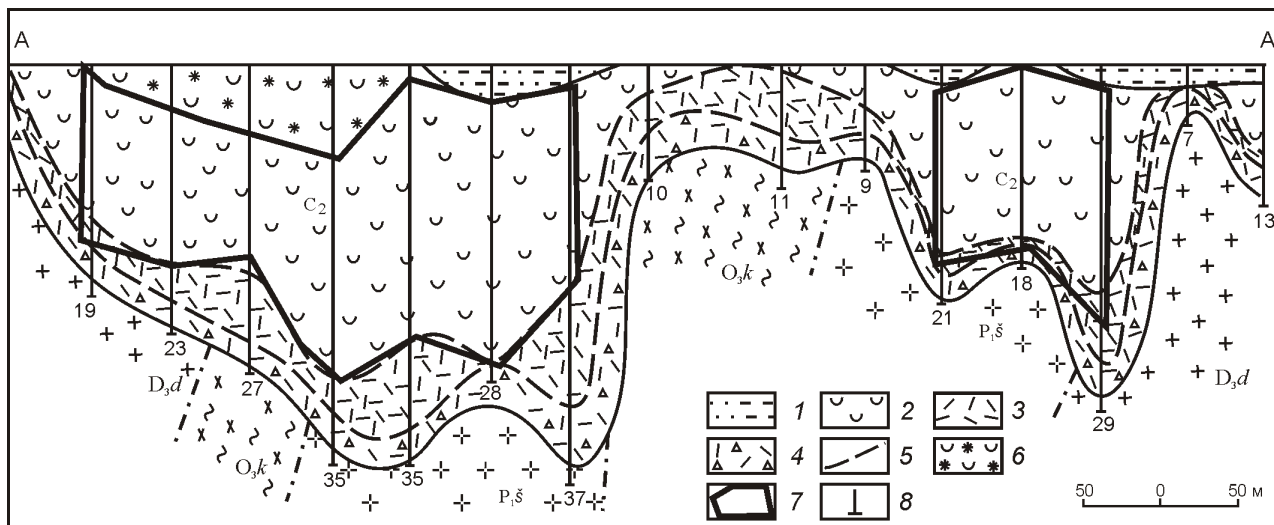


Рис. 3. Разрез каолиновой коры выветривания Западной залежи по линии А-А:

1 — покровные отложения (N—Q); зоны в профиле коры выветривания (сверху вниз): 2 — завершённой и 3 — начальной каолинизации, 4 — дресвяно-щебенистых образований; 5 — границы зон; 6 — участок инфильтрационного обохри-вания каолина; 7 — контур подсчета запасов каолина кат.С₂; 8 — буровые скважины и их глубина; см. услов. обозн. к рис. 2.

ной залежи по сравнению с прочими более значи-тельное участие принимают жилородные тела пегматитов.

Залежи по занимаемой ими площади, мощности белоцветных и светлоокрашенных каолинов и запаса-сам кат.С₂ мало отличаются друг от друга (табл. 5). В контуре Центральной залежи выделен блок детализа-ции, для которого подсчитаны запасы кат.С₁ в коли-честве 3138,4 тыс.т, составляющие 8,6% от запасов месторождения.

отраслей. Обобщенные оценки содержания на место-рождении сортов обогащенного каолина, использу-емых в производстве керамики, бумаги и картона при-ведены в табл. 7. По месторождению в целом около 67% обогащенного каолина отвечают требованиям керамического производства. Обогащенные каолины с белизной выше 74%, пригодные для наполнения бу-маги, составляют 70% всех проб. Однако для от-дельных залежей, приведенные в табл.7 показатели, могут отличаться на 1—10%. Наблюдается также не-

5. Подсчет запасов каолина-сырца по залежам и месторождению в целом

Залежь	Площадь в плане, тыс.м ²	Средняя мощность каолина, м	Объем кон- дичионного каолина, тыс.м ³	Влажность сырца, %	Плотность каолина, т/м ³		Запасы категорий С ₁ С ₂ , тыс.т	
					сырца	сухого	сырца	сухого
Западная	348,70	16,54	5767,50	9,39	1,81	1,64	10439,17	9458,70
Центральная	486,34	15,69	7347,83	9,39	1,81	1,64	13299,56	12050,43
Восточная	541,4	13,14	7114,87	9,39	1,81	1,64	12877,92	11668,39
Итого по месторождению							36616,65	33177,52

Выход обогащенного каолина изменяется в преде-лах от 46 до 54%. Можно ожидать, что при пере-работке запасов каолина-сырца получится около 18 млн.т каолинового концентрата. Продукты обо-гащения каолина-сырца залежей имеют весьма сход-ные основные оценочные параметры (табл. 6).

Возможные направления использования обога-щенного каолина определялись в соответствии с тре-бованиями отраслевых стандартов потребляющих

которая «специализация» ряда залежей: в Западной залежи доля керамических сортов достигает 76%, в то время как доля сортов, пригодных для наполнения бумаги, составляет всего 55%, а в Восточной залежи при более значительных содержаниях «бумажных» сортов (77%) доля керамических сортов менее значи-тельная (64%).

В заключение следует отметить, что элювиальные каолины месторождения Ковыльное были сформиро-

6. Содержание главных компонентов химического состава и коэффициент белизны (средние оценки по залежам)

Залежь	Выход фракции 63 мкм, %	Содержание, %				Коэффициент белизны, %
		Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	
Западная	54,4	36,54	0,89	0,65	0,51	74,4
Центральная	51,5	36,28	0,82	0,83	0,38	77,3
Восточная	47,6	36,60	0,74	0,77	0,45	76,7
Итого по месторождению	51,2	36,47	0,82	0,75	0,44	76,1

ваны выветриванием пород гнейсо-мigmatито-плагиогранитных комплексов, полевошпатовая составляющая которых представлена в основном или целиком плагиоклазами. Открытие месторождения Ковыльное позволяет в границах Мугоджарской каолиноносной субпровинции выделить специфический геолого-промышленный подтип месторождений элювиальных каолинов. В отличие от месторождений Южно-Ушкотинское, Союзное, где исходными породами послужили лейкократовые микроклиновые граниты, на месторождении Ковыльное практически отсутствуют щелочные каолины. По составу и свойствам каолины месторождения Ковыльное более всего сопоставимы с каолинами Западного участка месторождения Глуховецкое (Украина).

В результате проведенных геологоразведочных работ оконтурены три залежи нормальных каолинов линзовидно-пластовой формы, разделенные полями отсутствия кондиционных каолинов, с общими запасами каолина-сырца кат.С₂ около 36 млн.т. Выделенные природные типы каолина могут рассматриваться как единый технологический тип; обогащение можно проводить как сухим, так мокрым способами.

Минеральный состав обогащенных каолинов достаточно выдержан: на 88—98% он состоит из каолинита с незначительной примесью кварца. Около 67% обогащенного каолина отвечают по содержанию Fe₂O₃ и TiO₂ требованиям керамических производств, в т.ч. 53% фарфора и фаянса; у 65% обогащенного каолина белизна превышает 73%, что определяет возможность его применения в качестве эффективного наполнителя (бумаги, красок и др.); более 98% обогащенного каолина может найти применение в качестве наполнителей резинотехнических изделий, пластмасс, искусственных тканей и кож, шамота.

Приближающийся к монокаолининовому состав обогащенного каолина, стабильно низкое содержание в нем оксидов Na и K определяют его привлекательность для получения метакаолина — продукта, сфера применения которого непрерывно расширяется.

Открытие месторождения Ковыльное — подтверждение состоятельности прогнозов в отношении высокой перспективности Оренбургского Зауралья для выявления промышленно ценных залежей элювиального каолина.

7. Сортной состав обогащенных каолинов месторождения Ковыльное по объединенным пробам

ГОСТ 21286-82, каолин, обогащенный для керамических изделий							ГОСТ 19285-82, каолин, обогащенный для производства бумаги и картона					
Содержание сортов каолина, %												
КФ-1	КФ-2	КФ-3	КФН	КС-1	НК	Выход каолина	КН-83	КН-80	КН-77	КН-74	НК	Выход каолина
Залежь Западная												
5,0	11,9	33,6	7,9	18,9	22,7	77,3	10,9	18,8	11,9	16,8	41,6	58,4
Залежь Центральная												
5,6	9,0	25,0	8,3	15,3	36,8	62,3	18,8	18,8	25,0	10,4	27,0	73,0
Залежь Восточная												
6,4	7,3	21,1	11,0	18,4	35,8	64,2	11,9	17,4	28,5	18,3	23,9	76,1
Всего по месторождению												
5,6	9,3	26,3	9,0	17,2	32,6	67,4	14,4	18,4	22,3	14,7	30,2	70,8

Выгодное расположение месторождения — непосредственно у железнодорожной магистрали, наличие поблизости развитой инфраструктуры позволяют высказать мнение, что оно заслуживает внимания потенциальных недропользователей и привлекательно для лицензирования.

Освоение ресурсов каолина, выявленных на степных просторах Оренбургского Зауралья, несомненно будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы каолина Российской Федерации и послужит существенным вкладом в решение задач социально-экономического развития Оренбургской области, особенно ее восточных районов, т.е. там, где имеются предпосылки для формирования крупного горно-промышленного комплекса по добыче, обогащению и разнообразному промышленному использованию каолиновых продуктов. Целесообразность этого очевидна, поскольку потребности в них отечественных потребителей удовлетворяются приблизительно на 1/3 продукцией трех функционирующих в Российской Федерации горнообогатительных комбинатов (все они расположены в Челябинской области). Остальные 2/3 возмещаются за счет импорта, что с точки зрения обеспечения сырьевой безопасности не может не вызывать беспокойства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф.* Урало-Мугоджарская каолиноносная провинция / Месторождения каолинов СССР. — М.: Недра, 1974. С. 65—93.
2. *Водорезов Г.И.* Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар / Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала // Тр. первого Уральского петрографического совещания. — Свердловск, 1963. С. 157—165.
3. *Горбачев Б.Ф., Васянов Г.П.* Каолины Мугоджар и закономерности их размещения // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 18—26.
4. *Горбачев Б.Ф., Шарапов А.Ф., Лядский П.В.* Южно-Ушкотинское месторождение элювиальных каолинов на юго-востоке Оренбургской области // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 476—490.
5. *Сонкин Л.С., Чайковская Н.И., Возианова Т.Г.* Минеральные формы титана в каолинах Глуховецкого месторождения в связи с вопросом повышения качества сырья // Геологический журнал. Т. 31. Вып. 2. — Киев: Наукова думка, 1971. С. 48—58.
6. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород / Перевод с английского. — М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
7. *Gorbachev B.F., Vasjnov G.P., Shmelkov N.T. and al* The Kovilny eluvial kaolin deposit (the Orenburg region) material composition and effective direction industrial development // International Conference. Cleys, Clay Minerals and Layered Materials. Book of Abstracts. — Moscow: publisher I.V. Balabanov. 2009. Pp. 260.

Принципиальные результаты исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации осадочных типов различного возраста методами сканирующей электронной микроскопии

Э.Л.ШКОЛЬНИК (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН; 690022, г.Владивосток, просп.100-летия Владивостока, д.159), Е.А.ЖЕГАЛЛО (Палеонтологический институт им.А.А.Борисяка РАН, 177997, г.Москва, ул.Профсоюзная, д.123), Г.Н.БАТУРИН (Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН; 117997, г.Москва, Нахимовский просп., д.36), В.М.НОВИКОВ, А.Д.СЛУКИН (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН; 119017, г.Москва, Старомонетный пер. д.35), В.Н.КУЛЕШОВ (Геологический институт РАН; 119017, г.Москва Пыжевский пер., д.7), Э.А.ЕГАНОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН; 630022, г.Новосибирск, просп.Коптюга, д.3), М.Н.МЕЛЬНИКОВ (ГНЦ РФ Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам»; 353461, г.Геленджик, Краснодарский край, Крымская ул., д.20)

Обнаружено обилие реликтов микроорганизмов при изучении под сканирующим электронным микроскопом марганцевой и железомарганцевой минерализации в осадочных породах, корях выветривания, наземных, озерных и морских конкрециях различного возраста (от современных до докембрийских). Сделано заключение в процессе этих наблюдений о том, что изученная минерализация — продукт постмортального замещения биогенных осадков металлоносными поровыми водами, и представляет репликацию по биологической матрице.

Ключевые слова: железомарганцевая биоминерализация, микробиота, биологическая матрица, сканирующая электронная микроскопия.

Школьник Эмиль Львович, gelik@mail.ru
Жегалло Елена Александровна, ezheg@paleo.ru
Батурин Глеб Николаевич, gbatur@ocean.ru
Новиков Владимир Михайлович, novikov@igem.ru
Слукин Анатолий Данилович, novikov@igem.ru
Кулешов Владимир Николаевич, kuleshov@geo.tv.signra
Еганов Эрик Аршавирович, eganova@math.nsc.ru
Мельников Михаил Николаевич, m_e_melnikov@mail.ru

The results of study the sedimentary manganese and ferromanganese mineralization of different ages by methods of scanning electron microscopy

E.L.SHKOLNIK, E.A.ZHEGALLO, G.N.BATURIN, V.M.NOVIKOV, A.D.SLUKIN, V.N.KULESHOV, E.A.EGANOV, M.N.MELNIKOV

The SEM study of the manganese and ferromanganese mineralization in sedimentary rocks, weathering crusts, terrestrial, limnal and marine nodules of different ages (from Recent to Precambrian) has established abundant relics of microorganisms. These observations have made possible the conclusion, that the studying mineralization is a product of postmortem replacement of the biogenic sediments by the metalliferous porous waters and represents the replication after biological matrix.

Key words: ferromanganese biomineralization, microbiota, biological matrix, SEM.

Условия формирования осадочных марганцевых руд в ходе истории Земли представляются весьма важной и сложной задачей, для решения которой неоднократно предлагались различные варианты. В настоящее время господствуют представления о формировании осадочных марганцевых руд в результате прямой седиментации из обогащенных марганцем морских или океанических вод, хотя до сих пор не установлены современные марганцевоносные осадки — аналоги соответствующих древних отложений. Марганцевые накопления, которые широко известны в морских, океанических и озерных бассейнах — мар-

ганцевые корки и конкреции, сопоставить с осадочными марганцевыми рудами крупнейших бассейнов мира нельзя. Отсюда следует, что при формировании осадочных марганцевых руд существовали специфические условия, требующие расшифровки. В течение нескольких лет авторы данной статьи в тесном сотрудничестве с рядом других специалистов работали над данной проблемой и для ее решения выполнили громадный объем исследований в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) с микроанализатором. Были изучены многие сотни образцов марганцевых руд и минерализованных пород различного воз-

раста: от современных до докембрийских, характеризующих как небольшие месторождения, так и многие крупнейшие бассейны мира. Было сделано более 1500 микрофотографий и многие сотни анализов. Кроме того, были использованы опубликованные в различных изданиях данные по этой проблематике. Оказалось, что в мире нет обобщенной публикации по обсуждаемому вопросу. Проблема была изложена в возрастной последовательности от современных, четвертичных до докембрийских марганцевых концентраций и месторождений.

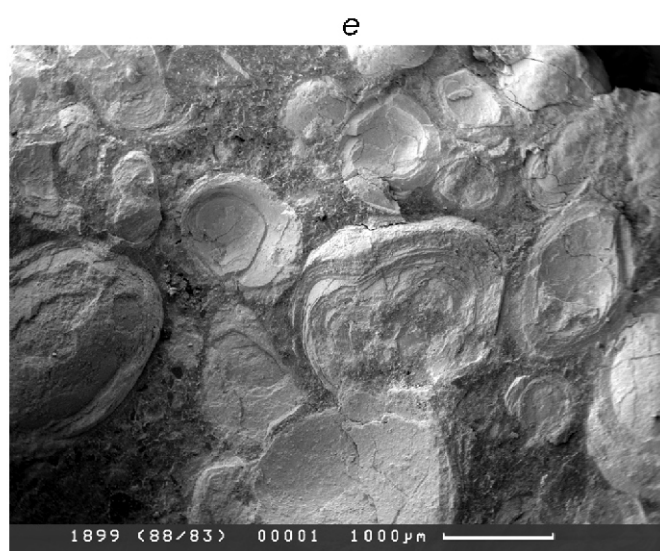
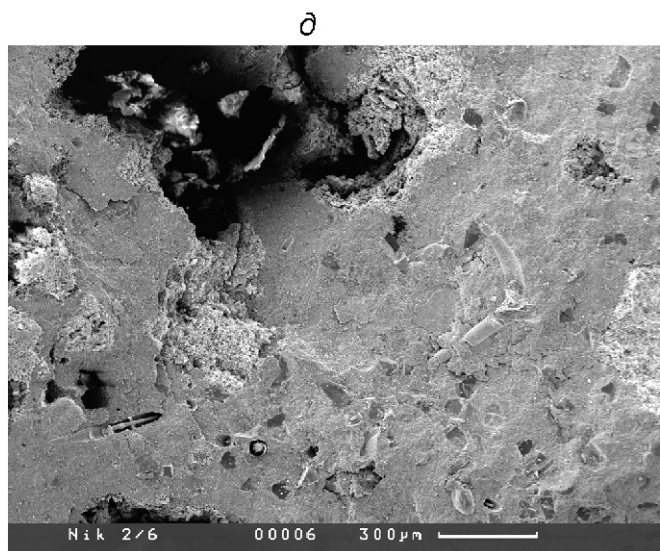
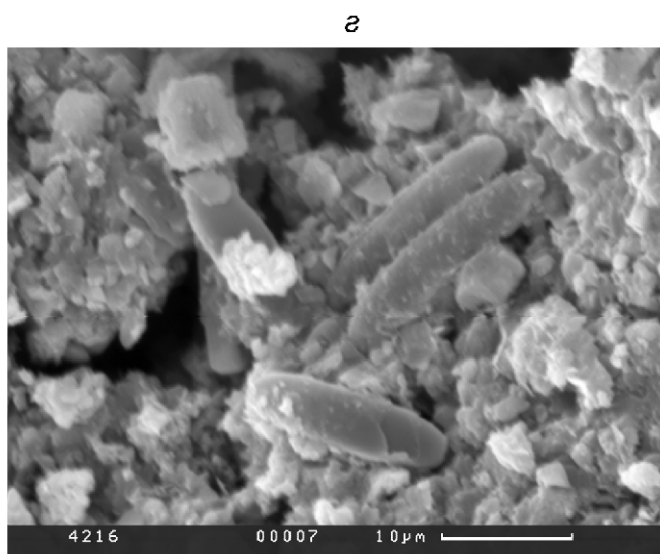
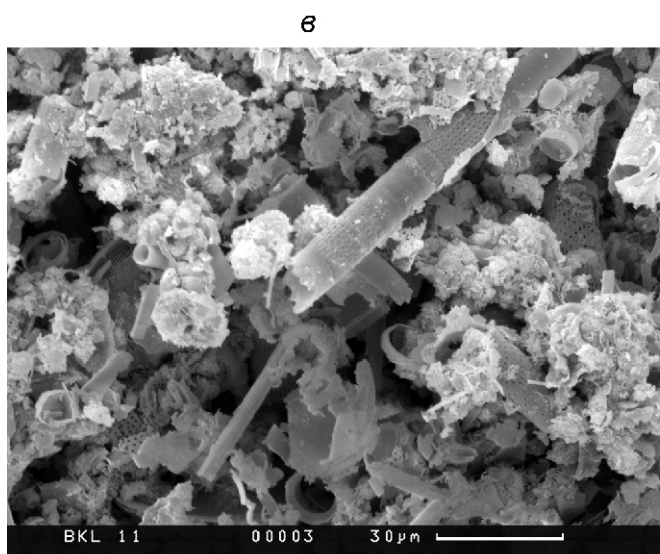
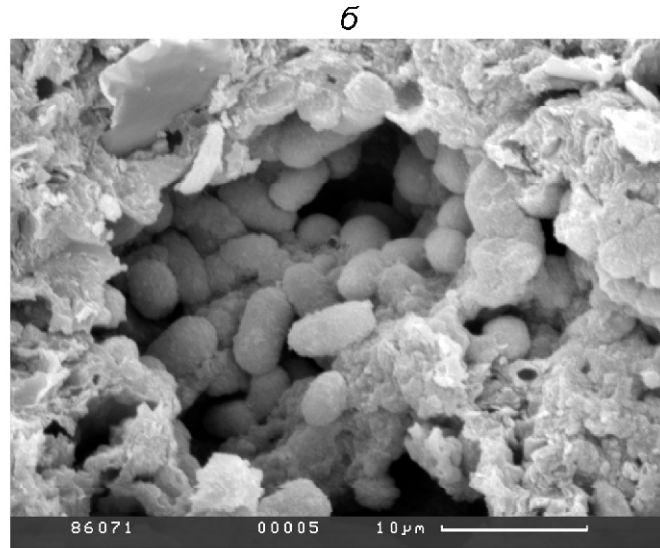
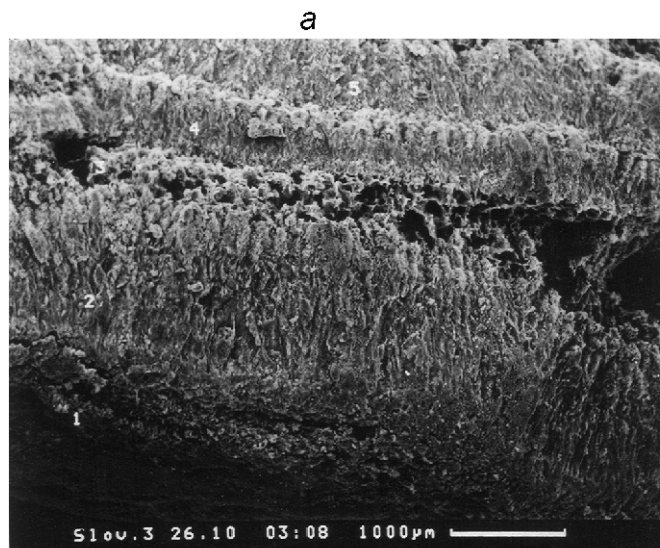
Современная—четвертичная минерализация рассмотрена на примере изучения пород зоны выветривания в пустотах жилы Терезия золотополиметаллического месторождения Банска Штявница в Словакии, а также марганцевых нарастаний на стенках обычных пещер и так называемого «пустынного загара» на коренных выходах горных пород и свалах их глыб, изученных специалистами США в 40 пунктах разных стран.

В пустотах жилы Терезия на высоте около 800 м над уровнем моря по стенкам пустот развиты марганцевые нарастания (см. рисунок, а) до 5 параллельных полосок толщиной не более первых сантиметров [1]. Все они сложены разными биоморфозами: гифами грибов, нитчатыми, кокковидными, столбчатыми формами, местами столбчатыми формами со сферами на одном конце. Несомненно, это минерализованные остатки грибов и бактерий. Марганцевая минерализация этих биоморфоз вызвана разложением карбонатов марганца и родонита в составе жил и отложением гипергенных минералов в нарастающих полосах, сложенных тодорокитом, криптомеланом и коронадитом. Микробиота обитала на стенках пустот, после отмирания минерализовывалась за счет растворявшихся марганцевых минералов жилы. Какой-либо приток марганцевых продуктов и миграция микробиоты в пустоты жилы практически невелика и реально не видна.

К этой минерализации близки нарастания вторичных марганцевых минералов на стенках пещер, описанные в США и также образованные по микробинальным скоплениям. Интересна природа «пустынного загара», развитого на поверхности коренных выходов горных пород и их обломков в условиях жаркого сухого климата. Одним из весьма характерных примеров района широкого развития «пустынного загара» является каменистая пустыня Гоби в Монголии. Здесь было прослежено изменение горных пород от вершины горы Алаг-Ула в хр. Ихэ-Дариби до равнинной части этой пустыни, называемой Шараин Гоби, в пределах абсолютных отметок 2438—800 м. Пестрота окрасок обусловлена сочетанием зеленых серпентинитов, красно-бурых диаспор-корундовых пород и белых тальк-кальцитовых контактовых зон. Вниз по склону хребта наблюдается прогрессирующее увеличение на поверхности серпентинитов желтых, красных и черных пятен, обусловленных процессами вы-

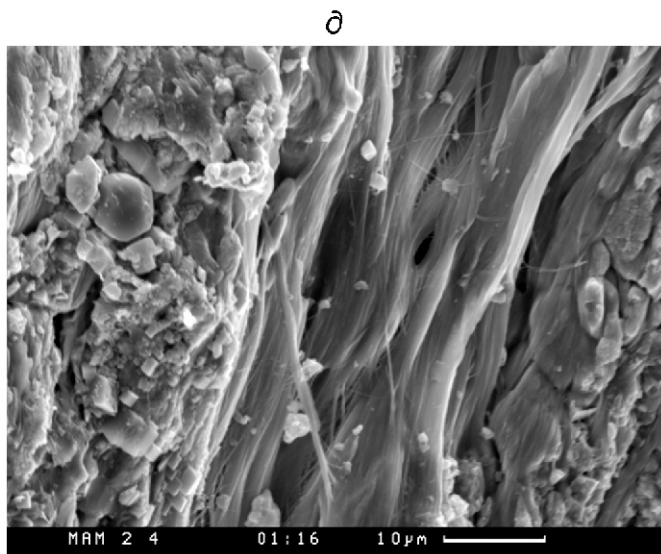
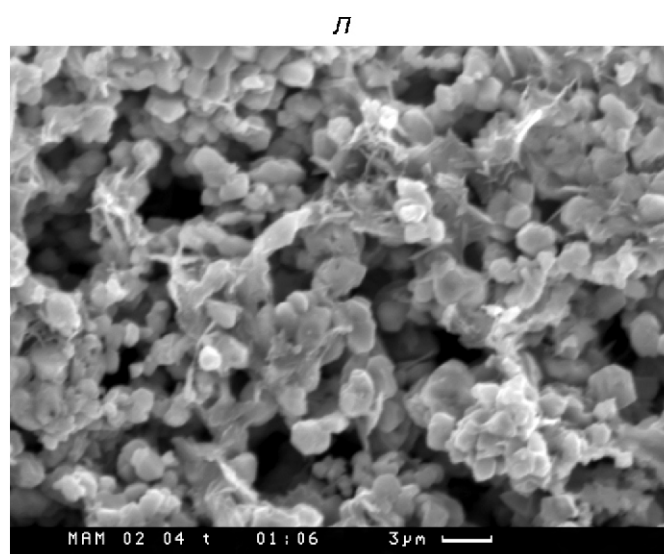
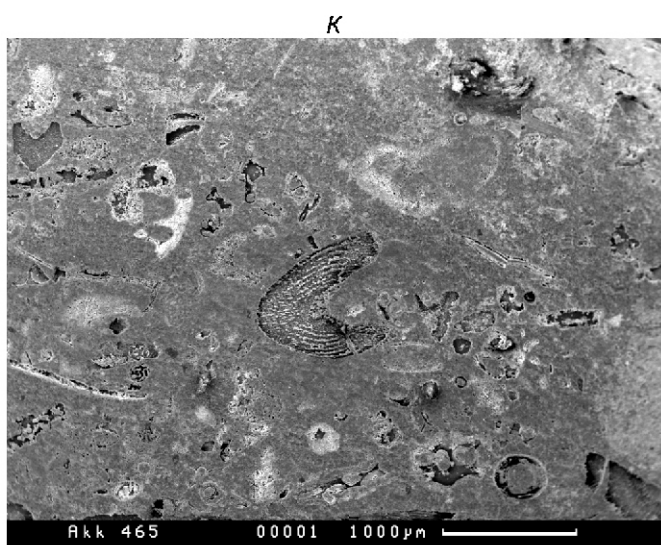
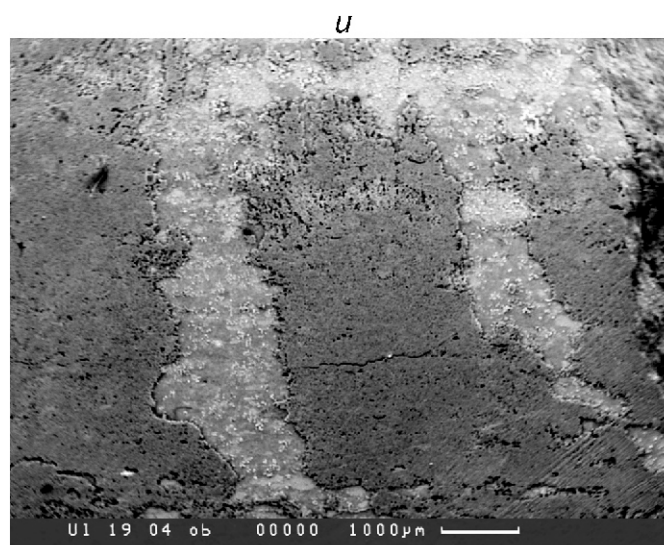
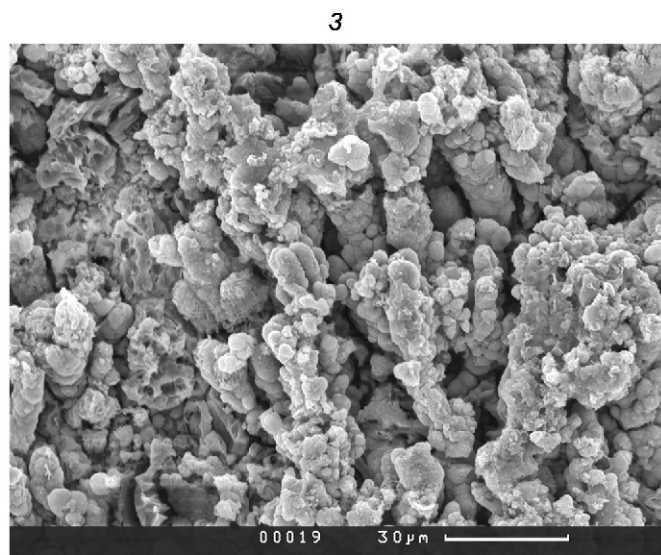
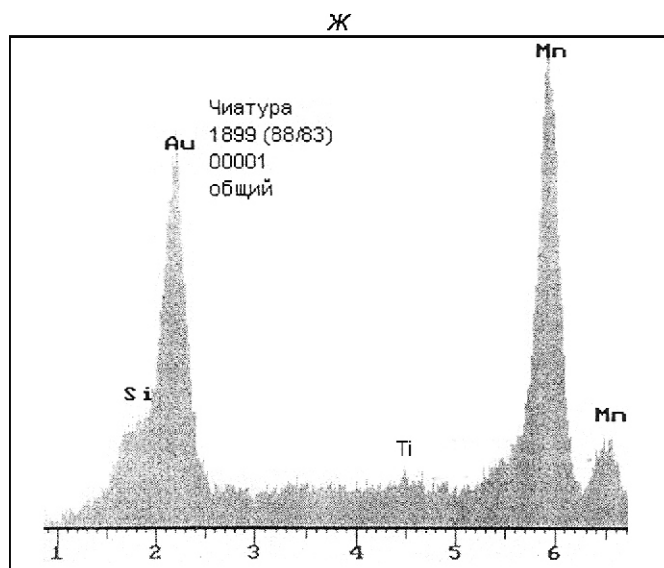
деления оксидов и гидроксидов железа и марганца. В пределах высот 1700—1000 м преобладает пролювий, и размер обломков пород уменьшается до нескольких сантиметров. Здесь развит редкий травяной покров, а обломки имеют красные и черные оболочки, матовые и глянцевые. На отметках 1000—800 м нет ни одной травинки, исключая редкие кустики в оврагах. Она выглядит как сплошная черная равнина, в центре которой расположено соленое озеро. Все обломки покрыты черными глянцевыми оболочками, позволяющими идентификацию их петрографического состава только на свежих сколах. Подобные формы известны и во многих других районах мира. Это корочки толщиной менее 1 см, изредка более. В их составе обычно преобладают железо или марганец, местами с кремнеземом, но встречаются и чисто марганцевые или железистые. Концентрация марганца в них по сравнению с составом облекаемой породы достигает более чем четырехкратных величин. Установлена четкая прямая зависимость — на обломках, состоящих из пород с относительно высоким содержанием марганца, развиты более высокомарганцевые корочки. Кроме названных макроэлементов в корочках «пустынного загара» обнаружены следующие микроэлементы: Ba, Sr, Ti, Zr, V, Cu, Ni, Pb, B, Cr, Sc, La, Y и Yb. На состав корочек оказывает влияние местная геохимическая обстановка, поэтому в некоторых из них отмечено присутствие Ag, Nb, W, Cd, Mo, Zn, Sn, Be и Ga. Транспортировка всех химических элементов осуществляется под воздействием рос, капиллярного подъема вод из выветривающихся пород и перекрывающих их песков и галечников. Детальные исследования [8] показали, что периодическое смачивание способствует развитию значительной пористости. При низком содержании в породах органического вещества возникает обстановка, благоприятная для размножения гетеротрофных бактерий вне конкуренции. Характерное нейтральное значение pH благоприятно для развития этой микробиоты и осаждения марганца. В железистых корках — высокие значения pH, но благоприятные условия уже для развития других микроорганизмов и замещения их железом. С помощью СЭМ установлено, что в марганцевых корках присутствуют микроорганизмы палочковидной, нитчатой, кокковидной и иных форм, которые отнесены к подобным *Metallogenium* и другим, встречающимся в марганцевых рудах. Марганцевая минерализация развивается по микробиоте, а не в результате действия её. Интересно отметить, что здесь же наблюдаются микровыделения пирита.

Еще одна форма развития железомарганцевой минерализации — это отложение современных продуктов действующих термальных источников в виде известкового туфа, или травертина. Она известна вблизи многих термальных источников мира, но детально изучена в Марокко и Турции [7, 14]. В первом случае в более



Бактериальные образования и различные органические остатки в марганцевых рудах:

а — корка микробного нарастания месторождения Банска Штявница, Словакия; *б* — палочковидные бактерии в пустотке гипергенной железомарганцевой конкреции, Дальний Восток, Россия; *в* — фрагмент корки с многочисленными остатками диатомовых водорослей, оз.Байкал, Россия; *г* — органические остатки в железомарганцевой конкреции из Балтийского моря, Россия; *д* — общий вид марганцевой руды с органическими остатками Никопольского марганцевого месторождения, Украина; *е* — общий вид онколитовой руды из Чиатурского марганцевого месторождения, Грузия;



ж — ЭДС онколитовой руды; з — омарганцованные зеленые водоросли, образующие строматолит, Таманский полуостров, Россия; и — марганцевые микростроматолиты Улутелякского марганцевого месторождения, Россия; к — протравленная, карбонатная руда, почти ракушняк, Аккермановское месторождение, Россия; л — фрагмент образца Мам-02/04 сложенный кокковидными формами с раскристаллизованными участками марганцевого месторождения Маматкан, ЮАР; м — нитчатые формы в образце Мам-02/04, марганцевого месторождения Маматкан, ЮАР

ранних слоистых известковых туфах располагаются вертикально ориентированные дендритовидные железомарганцевые образования, внешне не отличающиеся от дендритов в корках и конкрециях морей и океанов, на что специально обращалось внимание исследователями. При больших увеличениях в СЭМ видно, что такие дендриты имеют сложное строение, растут перпендикулярно слоистости субстрата и состоят из микробных форм. Также из микробных форм состоят и сами известковые туфы, но они частично окристаллизованы. При больших увеличениях в СЭМ обнаружены дендриты разных видов — прямые, палочковидные, остролистные и кокковидные, причем кокковидные образуют более крупные четкие формы. Дендриты, несомненно, являются совокупным продуктом термальной деятельности и микробной жизни. В Центральной Анатолии Турции вблизи термальных источников накапливаются травертины близкого типа и даже строматолитоподобные формы, местами существенно окристаллизованные.

Своеобразные железомарганцевые конкреции в почвах и моренах, встречающиеся в разных районах мира, почти не были изучены в СЭМ. Авторы исследовали подобные образцы из почв Дальнего Востока России и Вьетнама и из морен Московской области. В южных частях двух первых районов железомарганцевые конкреции образуют скопления в подошве глинистых отложений на неоген-четвертичных корках выветривания. Они имеют шаровидные формы размером 1—3 см, буровато-черный цвет, отчетливо выраженное концентрически-зональное строение. Конкреции включают как общие для этих районов минеральные формы (вернадит, ферроксит, гётит, галлуазит, обломочный кварц), так и свойственные только или северному региону (голландит, литиофорит, бернессит), или южному (алюмофорит, лепидокрокит, ферригидрит, гиббсит, обломочный ильменит). Железомарганцевые конкреции содержат высокие (до 3000 г/т), концентрации редкоземельных элементов. Изучение с помощью СЭМ и ПЭМ позволило установить широкое развитие в таких конкрециях минерализованных биоморфных структур — палочковидных (см. рисунок, б), кокковидных, реже нитчатых форм различной размерности вплоть до наноразмерности, а также присутствие минерализованного гликокаликса. В качестве условий для формирования этих конкреций может служить диффузионный метасоматоз в виде потока вещества, оседающего на окислительном геохимическом барьере, который свойствен вмещающим их слоям, отличающимся резким увеличением значения окислительно-восстановительного потенциала. С такими барьерами связано значительное уменьшение интенсивности миграции элементов и их концентрации, а также массовое развитие микробиоты.

В Талдомском районе Московской области в почвенных суглинках на глубинах 11—50 см встречается

много коричневатых железомарганцевых конкреций, а ниже в морских глинах на моренных валунах — железомарганцевые корки. Конкреции имеют различные формы — от шаровидных до вытянутых, веретенообразных и размеры их до 14 см в поперечнике. Они состоят из песчаных зерен (кварц, амфибол, биотит и др.) и вмещающей тонкозернистой массы. Текстура конкреций массивная, без признаков концентрической зональности. Заполняющая масса оруденелая. В ней имеются пустоты и трещины, по стенкам которых развиты биоморфные структуры: кокковидные и нитчатые. Такие же структуры устанавливаются и на свежих сколах этой массы. Нитчатые формы ветвистые и напоминают гифы грибов. Местами обнаруживается фоссилизированный гликокаликс. Содержания железа и марганца изменяются по площади. Валун, сложенный гранитоидами и метаморфическими породами, заметно разрушен. На нем образовались тонкие (до 0,3 см) темные корки, частично проникающие вглубь валуна по трещинкам. Валун содержит очень мало железа и практически отсутствует марганец, поступавший в корки из окружающего осадка. Корки на гранитоидах имеют двухслойное строение. В нижнем слое больше марганца, здесь развиты глобулы размером до 7—10 мкм, местами группирующиеся в полосы. Отмечаются и гребневидные формы, которые обычно интерпретируются как результат высыхания бактериальной слизи. В нижнем слое вместе с ними видны ячеистые формы, которые могли образоваться под воздействием газов, выделявшихся при метаболизме бактерий. Корки на метаморфических породах сплошные, со скоплениями минеральных зерен, но участками развиты и сферические биоморфозы.

Озерные железомарганцевые конкреции. Многие озера России содержат железомарганцевые конкреции, но немногие из них изучены в СЭМ. Авторы исследовали конкреции из озер Карелии (Пунус-Ярви, Кончозеро), а также из оз. Байкал. Изучены немногочисленные образцы, но все они показывают одну доминирующую картину.

Из оз. Пунус-Ярви образцы железомарганцевых конкреций подразделяются на две группы: концентрически-зональные и с заметной менее четкой зональностью, до сплошных. Среди них выявлены отличия в составе, выражающиеся в том, что в последних очень много хорошо сохранившихся органических остатков, преимущественно диатомовых. Часть панцирей диатомей уже разрушена микробиотой, остатки которой многочисленны. Панцири замещены марганцем, т.е. это типичная репликация по биологической матрице. Первая группа уже испытала заметные диагенетические преобразования, а вторая их испытала меньше, они ближе к существенно осадочным образованиям в самой начальной стадии диагенеза. Первый тип заметно более плотный, явно более изменен, причем соседние зоны заметно различают-

ся. Вероятно, эти типы отражают разную продолжительность пребывания в осадках озера.

Кончозеро находится в том же районе. Изучено два образца железомарганцевых конкреций, взятых в 85 м от берега с глубины 5,5 м. В них отмечается слабо выраженное концентрическое строение с чередованием зон разной мощности. Марганец везде преобладает над железом, других компонентов очень мало. Зоны имеют различную степень окраски (более и менее темную). В первых — больше марганца и присутствует барий. В менее плотных зонах хорошо видна минерализованная микробиота, в плотных она проявлена хуже и видна реже.

Озеро Байкал, хотя и расположено в другом регионе России, но имеет минерализацию близкую железомарганцевым конкрециям. Они неоднократно изучались, но редко с применением СЭМ. Авторы изучили несколько образцов конкреций с Мурьинской банки и ее склонов, представленных гётитом, гематитом, ферроксигитом, романешитом (псиломелан) и вернадитом. Конкреции сложены преимущественно остатками диатомей, которые минерализованы в большей степени, чем пелитовая часть конкреции (см. рисунок, в). Часть панцирей диатомей разрушена, очевидно, при участии микробиоты, которая лучше видна в менее плотных участках, а в плотных сохранились лишь редкие ее остатки. Весьма интересно, что на дне оз. Байкал установлены ураноносные фосфориты [2]. Эти фосфориты сложены в значительной части фосфатизированными остатками тех же байкальских диатомей, причем, в них можно наблюдать все стадии минерализации их тел и твердых частей. По сути, это еще одно хорошее подтверждение идеи авторов о том, что марганцевые руды и фосфориты принципиально образуются по одной схеме — путем репликации по биологической матрице.

Морские железомарганцевые конкреции изучены в Балтийском море с небольших глубин из разных районов Финского и Рижского заливов, вблизи о. Бронхольм. Даже без травления во всех изученных образцах видно много остатков минерализованной микробиоты (см. рисунок, г). Большей частью конкреции концентрически-зональные, и хотя органические остатки их переполняют, все же видно, что условия роста осуществлялись, вероятно, по принципам роста сферолитов. При этом хорошо заметна разная степень замещения органических остатков. Из глубоководных зон приведены описания образований в заливе Ландсорт [13]. Здесь были вскрыты ламинные слои с тонкозернистыми марганцевыми карбонатами и сульфидами. Слои, возможно, подобны варвам. Судя по изотопам карбонатов, предполагался их первично биогенный характер. С помощью СЭМ обнаружены микробиальные остатки, а также спикулы кремневых губок.

Третичная минерализация. В третичное время происходило формирование крупных месторожде-

ний марганца. Одно из них — Никопольское (Украина). Характер его геологического строения хорошо и неоднократно описан в литературе. На месторождении известен ряд типов руд: карбонатные, окисные и другие, но до сих пор нет публикаций об их изучении в СЭМ. Карбонатные руды изучены по 6 образцам. Во всех обнаружены разнообразные многочисленные органические остатки, замещенные карбонатом марганца: спикулы кремневых губок, радиолярии, их фрагменты и различная микробиота (см. рисунок, д). При этом руды местами значительно изменены, вплоть до преобразования в кристаллиты. По присутствию или отсутствию алевритовых зерен руды разделяются на две группы. Кроме того, выделяется группа с эвкарриотными остатками, замещенными рудным веществом при преобладающей основной микробиальной массе, также оруденелой. Иногда встречаются типичные онколиты в значительной степени минерализованные. Встречаются и руды с минерализованными строматолитами. В целом преобладают микробиальные маты с присутствием эвкарриотных форм. Изменяющаяся и терригенная примесь, преимущественно кварца, свидетельствует о незначительном сносе с суши. В общем зона отложения карбоната марганца — аридная мелководная область с преобладающим карбонатакоплением и с обильным развитием макро- и микроорганизмов. Окисные руды, главным образом полуокисленные, также содержат разные органические остатки и примесь алевритовых зерен кварца. Переотложение руд большой роли не играло. Присутствие характерных органических остатков говорит о преобладающем поступлении марганца и железа с суши, вероятно, как продуктов выветривания в условиях аридного климата. Генетически руды месторождения весьма похожи на фосфориты.

Чиатурское месторождение (Грузия), где развито несколько типов руд. Из них окисные руды разделяются на несколько разновидностей: 1) массивные, плотные, почти однородные; 2) переотложенные, обломочные; 3) онколитовые, пизолитовые (см. рисунки, е и ж). Окисные руды определяются как изначально карбонатные, но впоследствии окисленные. В сложении руд преобладают микробиальные остатки, но постоянно встречаются и эвкарриотные организмы разного характера. Установлены и оруденелые строматолиты. Постоянно присутствует и обломочный материал, но в разных количествах. Преобладают кварцевые зерна, есть даже обломки фосфоритов, что хорошо согласуется с присутствием в марганцеворудных пластах месторождения прослоев фосфоритов мощностью до 20 см и содержанием P_2O_5 до 29% [5]. Судя по комплексу органических остатков в этих рудах, их отложение происходило в низких широтах в условиях аридного климата. Марганец поступал, наиболее вероятно, из развивающихся на окружающей суше кор выветривания.

Мангышлакское марганцевое месторождение (Казахстан). Марганцевая минерализация представлена стяжениями типа конкреций, развитых в осадочной толще и сложенных как карбонатами, так и оксидами марганца. Носителем оруденения является их основная масса, представленная скоплениями микробиальных остатков с примесью почти неокатанных зерен песчано-алевритового характера разного состава. Микробиота — от нитчатой до кокковидной, местами присутствуют гифы простейших грибов и продукты раскристаллизации гликокаликса. Крайне слабая окатанность терригенного материала свидетельствует о близости суши, а обилие тонкоразмерной микробиоты — о спокойных обстановках в бассейне. Формирование стяжений обусловлено локальным развитием скоплений органики.

Железомарганцевые конкреции в бокситах месторождения Посус-ди-Кальдас (Бразилия). Бокситоносные коры выветривания на месторождении довольно широко распространены, что связано с особенностями климата. С ним же связано и значительное развитие железомарганцевых конкреций, преимущественно в верхней части коры выветривания. Эта часть кор сложена гиббситом, постоянно присутствуют гётит, гематит, местами каолинит. Изучение нескольких образцов в СЭМ позволило установить, что строение конкреций не концентрически-зональное, а массивное и что они обогащены марганцем. В основной массе конкреций в изобилии присутствуют нитчатые формы микробиоты, встречены также глинистые образования — фрагменты предыдущих стадий выветривания. Участками развиты перемежающиеся сплетенные нити, возможно, по более ранней микробиоте. Изредка встречаются и типичные концентрически-зональные конкреции, также включающие микробиоту. Несомненно, все они формируются в процессе образования бокситов, а железо- и марганцевые соединения исходных пород осаждаются на некоторых участках при благоприятных условиях их концентрации. Ранее авторы показали, что в верхних частях бокситового профиля широко развита микробиота, тесно связанная с почвенной. При этом такая микробиота может замещаться бокситовым материалом [4].

Марганцевые и железомарганцевые строматолиты Таманского и Керченского полуостровов. В отличие от соответствующих биоморфных разновидностей фосфоритов и железных руд, строматолиты, замещенные соединениями марганца, до недавнего времени были неизвестны за исключением строматолитов, замещенных оксидами марганца в докембрийских отложениях Ботсваны. Строматолиты, замещенные соединениями марганца, обнаружены в береговой зоне Таманского и Керченского полуостровов. Здесь они приурочены к пограничным слоям верхнего сармата и мэотиса. Эти слои были открыты еще в начале XX в., но прослой строматолитов были выяв-

лены только недавно. Они залегают в мшанковых известняках. Мшанки сформировали плотные банки. Между ними залегает слой с максимальными концентрациями марганца в столбчатых строматолитовых образованиях (см. рисунок, з). Минерализация развита, но в меньшей степени и в мшанковых биогермах. Все они образовались в мелководных условиях. В залегающих ниже более глубоководных фораминиферовых известняках подобная минерализация отсутствует. В трубках червей также есть марганцевая минерализация, но только вблизи строматолитового слоя. В современном море мшанковые биогермы растут вблизи берега на глубинах всего 0,3—0,9 м при температуре воды до 28 С.

Мезозойская минерализация. Марганцевое месторождение Грунт Эйландт (Австралия) — довольно крупное месторождение, которое эксплуатируется с 1960-х годов, обеспечивая страну марганцем [2]. Пласт оксидов марганца залегает в глинистых осадках мезозоя. Руды сложены оолитами, пизолитами и более крупными концентрически-зональными конкрециями и состоят из пиролюзита и псиломелана. Изучение в СЭМ показало, что они неравномерно окристаллизованы. При этом, состав их не меняется. Вероятно, процесс окисления и кристаллизации — результат поверхностного выветривания. В слоях онкоидов встречаются остатки микробиальных форм. Хорошая окатанность онкоидов может указывать на формирование их в прибрежной зоне интенсивного ветрового воздействия.

В корях выветривания Олимпиадинского золоторудного месторождения (Россия), расположенного на Енисейском кряже, широко развиты каолиновые и латеритные коры выветривания. Золотосодержащая связана с комплексом пород: слюдяно-карбонат-кварцевых метасоматитов, конгломератов и др. В верхних частях зон каолинитизации развиты железомарганцевые конкреции. Авторы изучили несколько таких конкреций массивного сложения и обнаружили заметные скопления минерализованных остатков микроорганизмов. В самых верхних частях развиты существенно марганцевые, а ниже — железомарганцевые разности.

На **Чадобецком поднятии Сибирской платформы (Россия)** широко развиты коры выветривания, несущие железомарганцевую минерализацию. Корки псиломелана обильно покрывают выходы кембрийских известняков. Их толщина измеряется сантиметрами, но в местах развития карста она достигает 0,5 м. В каолиновых и латеритных корях выветривания алюмосиликатных пород марганцевая минерализация приурочена к самым верхним зонам. Она выражена в виде рассеянных черных журавчиков, желваков и конкреций псиломелана. Во всех породах в химическом составе псиломелана отмечается многократная концентрация REE, Ba, Sr, Co, Ni, Pb, Zn, K и некоторых других элементов. Однако наибольший

интерес представляют уникальные для России латеритные коры выветривания карбонатитов на севере (Центральное месторождение) и южном (Чуктукон) куполах Чадобецкого поднятия. Мощность кор выветривания карбонатитов достигает 200—300 м. Коры сложены чрезвычайно рыхлыми железомарганцевыми охрами, неравномерно обогащенными гипергенными фосфатами редких земель (монацит, рабдофан, черчит, флоренсит и вторичные псевдоморфные Се-, Y-, Ва-, Sr- пироксиды). На месторождении Чуктукон в самой верхней зоне масса минерализованного вещества состоит из микробиоты различного характера. Участками наблюдается ее перекристаллизация. Интересно, что здесь железомарганцевая минерализация сопровождается высокой концентрацией редких земель, которая может иметь промышленное значение.

Палеозойская минерализация. Улутулякское марганцевое месторождение (Россия) приурочено к пермским отложениям востока Европейской платформы. Результаты микроскопического и изотопно-геохимического изучения руд позволили установить их определяющие особенности: отсутствие терригенного материала и ассоциация с существенно карбонатными отложениями, включающими обильные бактериальные маты (см. рисунок, и), сформировавшиеся к периоду рудогенеза. Для развития эвкалиотных организмов условия были явно неблагоприятными, поскольку они представлены угнетенными формами. Изредка присутствующие оксиды марганца явно вторичные, как результат окисления руд в поверхностной зоне.

Аккермановское марганцевое месторождение (Россия) расположено недалеко от г.Орск в карбонатных отложениях. Карбонатные руды сложены минерализованной микрофауной без признаков разрушения и перемещения в заполняющем матриксе (см. рисунок, к). Обстановки отложения осадков были, вероятно, лагунные. Первичные карбонатные руды участками интенсивно окислены и замещены пиролузитом и другими оксидными минералами марганца.

Парнокское железомарганцевое месторождение (Россия) находится на Полярном Урале. Возраст его датируется девоном. Вмещающими породами являются сланцы и известняки. Карбонатные марганцевые руды массивные и тонкослоистые. Электронно-микроскопическое изучение позволило установить, что руды сформировались по существенно микробиальным, в частности, цианобактериальным формам со значительным участием эвкалиотных форм.

Усинское марганцевое месторождение (Россия) расположено в Кузнецком Алатау. Руды месторождения не очень богатые, в основном карбонатные, но перспективные запасы месторождения весьма велики. Возраст оруденения раннекембрийский. Руды ритмично-слоистые, обломочные и сферолитовые

сложены, карбонатами, в т.ч. родохрозитом и хлоритом. Структура ритмично-слоистых руд напоминает строматолиты. Минерализация явно раннедиагенетическая, характерная для фосфоритов. В рудах найдется много эвкалиотных остатков, присутствуют даже фрагменты археоциат. По простиранию марганцевые руды замещаются фосфоритами. Мощность рудного горизонта превышает 100 м. Основной рудный минерал — Са-родохрозит, содержания марганца не больше 25—30%. Окисленных руд немного.

Докембрийская минерализация. Марганцевые и железомарганцевые руды позднего докембрия **Китай** обладают значительными запасами [3]. Более 70% этих руд — осадочные, 15% — супергенные. Осадочные руды включают 4 подтипа: аргиллитовый, черносланцевый, карбонатный и кремнисто-аргиллитово-известняковый. Максимум учитываемых запасов приходится на протерозойские (около 10% общих запасов) и синийские (25%) руды. Китайские исследователи провели довольно детальное изучение этих руд с использованием СЭМ, в т.ч. и по просьбе авторов [6, 9]. В результате этого изучения во всех типах руд выявлено массовое развитие микробиоты. Установлено, что соотношения между микробиотой и содержаниями марганца и железа во всех типах докембрийских руд отчетливо взаимосвязаны. В породах с минимумом содержаний рудных компонентов (черные сланцы и карбонаты) биота доминирует в виде сравнительно крупных форм эвкалиотных водорослей. С увеличением содержания марганца и железа крупных форм становится значительно меньше. В богатых рудах цианобактерий несравнимо больше, а крупных водорослевых форм весьма мало. Китайскими исследователями предполагается, что вторые характерны для более открытых бассейнов, а первые — для лагунных, полуизолированных прибрежных участков. Подток талых ледниковых вод мог позволить преобладать одному виду организмов и здесь важно отметить, что верхняя в докембрийском разрезе формация Нантоу сложена тиллитами. Важным контролем, по их мнению, могло быть также содержание кислорода в водах таких бассейнов и в поверхностном слое осадка, существенно влияющих на разнообразие и морфологию микроорганизмов. Подмечено, что сланцы, содержащие обильные микрофосфориты, всегда включают больше рудных тел, что указывает на влияние микробиальной популяции на отложение железа и марганца. На этом же стратиграфическом уровне докембрия и кембрия развиты фосфориты. Местами марганцеворудные тела по простиранию замещаются фосфоритами, формирующими крупные месторождения.

Марганцевое месторождение Маматван, бассейн Калахари (ЮАР). Марганцевые руды пустыни Калахари (провинция Северный Кейп, ЮАР) приурочены к отложениям формации Хотазель и вместе с вышележащими карбонатными породами форма-

ции Моидраай составляют подгруппу Вельватер, входящую в группу Постмасбург формации Трансвааль нижнего протерозоя. Интерес представляет вся информация, полученная по проблеме первичного характера руд месторождения Маматван и условий их формирования. При изучении в СЭМ устанавливается вероятное присутствие реликтов оолитов, местами скопления различных нитчатых форм, цепочек кокковидных форм и их скоплений (см. рисунок, л, м), присутствие остатков идеальной столбчатой формы. При этом широко представлены и кристаллические формы, которые отражают обычную перекристаллизацию первичных руд в результате окислительных процессов. Замещение первичных руд очень хорошо видно на фотографиях прозрачных шлифов. Таким образом, предполагается, что первичные руды месторождения Маматкан были карбонатными, частично оолитовыми, и в значительной степени микробийными. Очень тонкая слоистость указывает на вероятность их строматолитовой природы. Если это так, то формирование, по крайней мере, части карбонатных руд месторождения Маматкан происходило на относительно небольших глубинах, в условиях, сходных с полузакрытыми бухтами. Руды месторождения преимущественно метаморфизованы, перекристаллизованы и окислены, что привело к утрате их первичного строения.

Марганцевые месторождения формации Франсвилле (Габон). В Габоне известна серия крупнейших месторождений оксидных марганцевых руд, располагающихся в районах Моанда—Моунана—Франсвилль—Оконджа. Они приурочены к отложениям нижнепротерозойской формации Франсвилле. Наиболее крупным из них, является *месторождение Моанда*. Оно интенсивно разрабатывается, и поэтому хорошо изучено. Исследование руд месторождения в СЭМ показало значительное разнообразие их ультрамикроскопического строения. Оруденение верхней пизолитовой зоны сравнительно слабо изменено и сложено, по крайней мере частично, остатками микробиоты, подвергшейся железомарганцевой минерализации, что заметно отличает их от основной массы руд. Продукты поверхностного выветривания имеют скрытокристаллическое строение и почти целиком сложены микробиотой, минерализованной железом и марганцем. Это типичные продукты коры выветривания, аналоги бокситов. Таким образом, в строении формации есть весьма различающиеся продукты преобразования исходных пород.

Марганцевые месторождения группы Пенганга (Индия). Индия — один из крупнейших мировых обладателей марганцевых руд преимущественно докембрийского возраста. Авторы не имели образцов марганцевых руд Индии и для сравнения были привлечены опубликованные данные [10]. Оказалось, что работ индийских специалистов по изучению этих руд с помощью СЭМ мало, но одна из них прямо касается

оруденения в верхнедокембрийской группе Пенганга в штате Андхра—Прадеш вблизи г. Адилабад. В СЭМ было изучено несколько образцов. Весьма показателен образец, сложенный родохрозитовыми ооидами. Они вполне аналогичны описанным выше формам руд Чиатурского месторождения. Исследователи полагают, что микрооиды формировались непосредственно ниже поверхности границы: вода—осадок в самом раннем диагенезе. Явное обогащение керогеном некоторых ламин может указывать на определенную роль микробийных процессов при образовании марганцевых карбонатов.

Марганцевая минерализация строматолитов Ботсваны. В разрабатываемом марганцевом месторождении вблизи г. Каньи на юго-востоке Ботсваны в Южной Африке, в рудном столбе Кгвакве Хилл было установлено присутствие марганецсодержащих строматолитов [11]. Марганцевые руды Кгвакве Хилл проявлены в двух типах. Первый тип — это ламинированные варвоподобные сланцы, переменного состава, зависящего от примеси глины или оксидов железа. Они переслаиваются с белыми каолининовыми сланцами, кремнями, слоями вада (марганцевой охры), глинистыми сланцами и песчаниками. Руды второго типа состоят из рассеянных нодулей пиролюзита и нсутита в светлых желтоватых охристых аргиллитах. Эти конкреции часто концентрически-зональные и могут составлять до 40% объема руды, располагаясь преимущественно вдоль неотчетливо выраженных поверхностей наложения аргиллитов. Найденные марганценозные строматолиты весьма хорошей сохранности, о чем свидетельствуют их превосходные фотографии. Поскольку они сложены пиролюзитом, частично окристаллизованным, постольку можно предполагать, что они являются продуктами интенсивного окисления, вероятнее всего, в гипергенных условиях. Первоначально строматолиты были, по-видимому, карбонатными. Затем они были замещены марганцевым карбонатом, а в последующем претерпели интенсивное окисление с образованием пиролюзита. В целом это обычная ситуация в процессе формирования марганцевого оруденения на Земле. Таким образом, уже в древнем докембрии реализовался тот же марганцеворудный процесс, что и в последующем в фанерозое (низкотемпературное замещение биогенной матрицы соединениями марганца с сохранением тончайших деталей сложения организмов).

Глубоководные железомарганцевые корки и конкреции Мирового океана. Предполагается, что в ближайшие годы железомарганцевые корки и конкреции Мирового океана станут объектом разработок как важный источник марганца и сопутствующих химических элементов для современной промышленности. Естественно, было бы полезным сравнить их с марганцевой минерализацией описанных месторождений на континентах для более полного понима-

ния процессов рудогенеза. С этой целью использованы результаты изучения корок на гайоте Федорова в Тихом океане и в районе Кларифон-Клиппертон. По поводу происхождения глубоководных корок и конкреций существуют разные точки зрения. Здесь нужно отметить следующее: и на континентах, и в океане интенсивно развит процесс замещения марганцем и железом разных образований, но прежде всего, осадочных пород. По сути, лишь верхние части образованных корок могут быть продуктом отложения из морской воды чисто рудных компонентов в результате взаимодействия с материалом корки. Концентрически-зональные конкреции океанических глубин не могут рассматриваться как чисто седиментационные продукты, так же как и подобные конкреции в ряде осадочных руд континентов.

В заключение следует отметить, что по результатам проведенного исследования и анализа опубликованных материалов по марганцевым и железомарганцевым месторождениям и проявлениям различного возраста: от современного до докембрийского, разной морфологии, в различных геологических ситуациях и природных обстановках можно сделать следующие выводы.

Первоначально марганцевая и железомарганцевая осадочная минерализация происходит практически исключительно путем постморального замещения поровыми рудонесущими водами биогенных осадков — из прокариотных и (или) эвкариотных организмов путем их репликации по биологической матрице. Состав замещаемых органических остатков достаточно широк и зависит от возраста осадков и условий их седиментации в конкретных водоемах. Замещение происходит в стадию диагенеза и до раннего эпигенеза. При этом превосходно сохраняются даже самые тонкие детали строения органических остатков. Наиболее часто так образуются карбонатные руды. Оксидные руды чаще формируются в результате последующего окисления карбонатных руд, сопровождаемая значительной перекристаллизацией и формированием кристаллических форм оксидов марганца. Таким образом, результаты исследований авторов не подтверждают идею образования марганцевых руд не только крупнейших, но и небольших месторождений мира путем непосредственного отложения марганца из морских или пресных вод. Не подтверждаются и давние представления об отложении железомарганцевых стяжений в озерах в результате жизнедеятельности микроорганизмов. Некоторые из них (например, *Mettallogenium*) по материалам исследователей США вообще не являются микроорганизмами. Вместе с тем, масса остатков микроорганизмов и эвкариотов, установленных в рудах, просто замещены соединениями марганца и железа, как собственно и эвкариотные остатки, которых может быть очень много в тех же рудах. Следует отметить, что и геоло-

ги Китая в этом вопросе занимают принципиально близкую позицию.

Полученные результаты изучения марганцевой минерализации осадочных типов различного возраста показывают, что широкое внедрение методов сканирующей электронной микроскопии позволяет получить новые данные, раскрывающие особенности условий образования марганцевого оруденения в различных геологических обстановках.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ № 10-04-01475а и РФФИ №10-05-00547а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Елень С., Коваленкер В.А., Сандомирская С.М. и др. О роли микроорганизмов при образовании ассоциации минералов марганца в зоне окисления месторождения Банска Штявница (Западные Карпаты, Словакия) // Роль минералогии в познании процессов минералообразования. Мат-лы годичной сессии РМО. — М., 2007. С. 184—190.
2. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Грачев М.А. и др. Урансодержащие фосфориты в донных осадках оз. Байкал // Докл. АН. 2001. Т. 379. № 4. С. 528—533.
3. Федорчук В.П. Минеральные месторождения Китая. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.
4. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). — М.: Эслан, 2004.
5. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н. и др. Фосфориты Чиатурского марганцевого месторождения и особенности их формирования // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 3. С. 309—319.
6. Boston P.J., Northup D.E. et al. Cave Biosignature Suites Microbes, Minerals, And Mars // Astrobiology. 2001. Vol. 1. № 1. Pp. 25—55.
7. Chafetz H.S., Akdim B., Juia R., Reid A. Mn- and Fe- rich black travertine shrubs: bacterially (and nanobacterially) induced precipitates // Journ. of Sedim. Research. 1998. Vol. 68. № 3. Pp. 404—412.
8. Dorn R.I., Oberlander T.M. Microbial origin of desert varnish // Science. 1981. Vol. 213. Pp. 1245—1247.
9. Fan D., Ye J., Yin L., Zhang R. Microbial processes in formation of the Sinian Gaoyan manganese carbonate ore, Sichuan Province, China // Ore Geol. Reviews. 1999. Vol. 15. Pp. 79—93.
10. Gutzmer J., Beukes N.J. The manganese formation of Neoproterozoic Penanga group, India — revision of an enigma // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. Pp. 1091—1102.
11. Litherland M., Malan S.P. Manganiferous stromatolites from the Precambrian of Botswana // Jl. geol. Soc. land. 1973. Vol. 129. Pp. 543—544.
12. Ostwald J. Evidence for A Biogeochemical origin of the Groot Eylandt manganese ore // Econ. Geol. 1981. Vol. 76. Pp. 556—567.
13. Suess E. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. Pp. 339—352.
14. Tekin E., Ayyildiz T. Petrographic properties of the Recent travertines in the Sakgermick geothermal field (NW Sivas, Turkey) // Geol. Bull. of Turkey. 2001. Vol. 44. № 1. Pp. 1—13.
15. Yin L. Microbiota from middle and late Proterozoic iron and manganese ore deposits in China // Spec. Publ. in Ass. Sediment. 1990. Vol. 11. Pp. 109—119.

Карбонатитовый пепел в нижнеордовикских отложениях и проблема возраста карбонатитов Урала

В.Г.КОРИНЕВСКИЙ (Институт минералогии УрО РАН; 456317, Челябинская обл., г.Миасс, Ильменский заповедник)

Приведены данные о находках карбонатитового пепла в известняках нижнего ордовика казахстанской части Южного Урала. Проанализированы сведения о радиологическом возрасте карбонатитов Урала, что дает возможность говорить о наличии в этом регионе двух разновозрастных комплексов карбонатитов: раннеордовикского (488 млн.лет) и раннедевонского (388 млн.лет).

Ключевые слова: нижний ордовик, карбонатитовый пепел, возраст карбонатитов Урала.

Кориневский Виктор Григорьевич, vgkor@mineralogy.ru

Carbonatite ashes in the Lower Ordovician sediments and the problem of age of the carbonatites of the Urals

V.G.KORINEVSKY

Data about finds in limestones of Lower Ordovician of the Kazakhstan part of Southern Urals is cited. Reports about radiological age of the Uralian carbonatites critically analysed. It give possibility to tell on presence in this region et least two varieties of carbonatite complexes: Lower Ordovician (488 Ma) and Lower Devonian (388 Ma).

Key words: Lower Ordovician, carbonatite ashes, age of Uralian carbonatites.

Появившиеся высокоточные методики определения радиологического возраста пород (SHRIMP, Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf и др.) дали возможность датировать многие проявления карбонатитов и щелочных сиенитов на Урале. Вместе с тем выявились значительные расхождения в цифрах радиологического возраста отдельных массивов и тел карбонатитов, полученных различными методами. Обнаружены реликтовые зерна циркона, возраст которых (450 млн.лет и больше) существенно превышал большинство датировок (преимущественно около 388 млн.лет) по другим зернам циркона из этих же тел карбонатитов и сиенитов. Подобное явление обычно объясняется контаминацией магматическим расплавом пород древнего субстрата или последующими преобразованиями пород. Возможно и предположение о том, что на Урале имеются, по крайней мере, две разновозрастные группы карбонатитов и щелочных пород (ордовикская и раннедевонская). Доказательством этого служат не только имеющиеся цифры ордовикского возраста миаскинов [8], но и наличие фрагментов пород ультраосновной—щелочной формации возрастом около 543—662 млн.лет [3]. Представители этой формации имеются в метаморфических толщах и пластинах серпентинитового меланжа в Ильменогорском и Уралтауском комплексах [7, 19, 20, 23]. К таким древним породам пространственно и генетически тяготеет ряд карбонатитовых тел. Прояснить ситуацию могут литостратиграфические доказательства, полученные автором.

Фактический материал. Песчанистые известняки нижнего ордовика на юге казахстанской части Сакмарской зоны Урала в трех пунктах (рис. 1) содержат обломки кристаллов флогопита и рихтерита и их сростков. Эти минералы были выделены при растворении в разбавленной уксусной кислоте образцов пород, содержащих многочисленные остатки макро- и микрофауны позднего тремадока—аренига [6].

Диагностика кристаллов флогопита и рихтерита основана на данных микрозондового химического анализа, оптических и рентгеновских характеристиках, физических свойствах минералов [6]. По составу (см. таблицу) эти минералы аналогичны таковым из карбонатитов Ильменских и Вишневых гор Урала [2, 13, 15, 21]. Рихтерит и флогопит во вмещающих их известняках слагают незначительный объем обломочной примеси, минералы которой (кварц, полевые шпаты, глауконит, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, пироксен, апатит, пирит, фрагменты вулканитов и др.) часто несут признаки окатанности. Характерной особенностью флогопита и рихтерита является то, что они всегда представлены спайными, угловатыми осколками (рис. 2), что исключает возможность их терригенного происхождения.

По преобладающему в настоящее время мнению ранний ордовик — это время раскола окраины Восточно-Европейской плиты и заложения Уральско-палеоокеанического бассейна, что зафиксировано накоплением рифтогенной кидрясовской формации, в

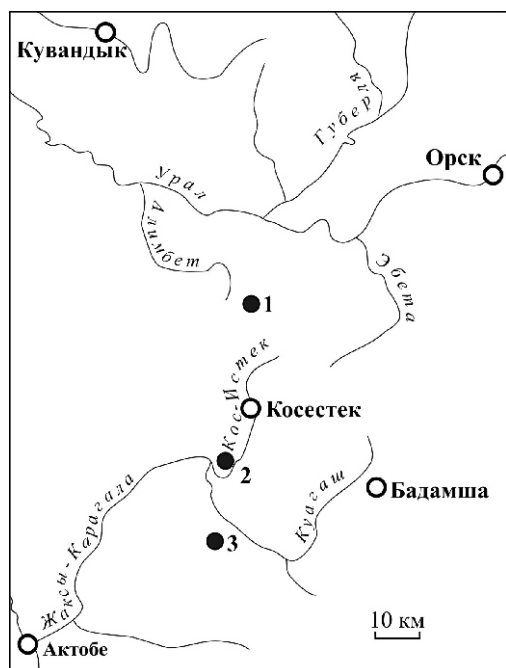


Рис. 1. Места отбора карбонатных пород нижнего ордовика, содержащих обломки кристаллов рихтерита и флогопита, в Казахстанской части Сакмарской зоны Южного Урала Косестекского района Актюбинской области:

обнажения: 1 — В-605-15, верховье р.Акбулаксай, 2 — Г-30-6, правобережье р.Косестек у Каргалинского водохранилища, 3 — В-666, левобережье р.Жаксы-Каргалы

составе которой, помимо терригенных пород с прослоями известняков, где сохранились осколки рихтерита и флогопита, присутствуют большие объемы толеитовых базальтов повышенной щелочности, местами со значительными количествами ниобия, многочисленные тела трахиандезитов и риолитов. Аналогично другим древним и современным рифтовым зонам в такой обстановке логично предполагать проявления и карбонатитового магматизма, в т.ч. и вулканизма. В описываемом случае нахождение среди морских осадков нижнего ордовика сростков рихтерита с красно-коричневым флогопитом с обратной схемой абсорбции (тетраферрифлогопитом), столь типичных для многих карбонатитов мира, можно объяснить. Автор статьи в своей работе [6, с. 81] пишет: «Выдержанность состава и облика обломков рихтерита и флогопита, их остроугольная форма, близкий размер поперечника зерен, одновозрастность вмещающих их пород, различное содержание в удаленных местонахождениях приводят к мысли о том, что эти минералы попали на дно раннеордовикского бассейна как осадки из пепловой тучи». Находки флогопита и рихтерита в известняках нижнего ордовика располагаются в пределах меридиональной полосы (см. рис. 1). Расстояние между крайними точками находок около 50 км. Примечательно, что количество зерен флогопита и рихтерита в известняках последовательно уменьшается в направлении с севера на юг. Заметим, что основные проявления карбонатитового

Химический состав рихтеритов и флогопитов из карбонатитов Южного Урала (в %)

Компоненты	Рихтерит						Флогопит					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54,21	54,55	53,78	54,99	56,70	57,31	40,71	40,12	41,32	41,48	43,75	43,38
TiO ₂	0,15	0,19	0,19	0,24	—	0,04	0,48	0,50	0,57	0,69	—	0,16
Al ₂ O ₃	0,86	1,08	1,10	1,03	0,47	0,85	10,08	9,94	9,90	10,20	10,47	10,97
Fe ₂ O ₃	4,40	4,87	4,35	6,00			7,48	2,85	1,14	2,20		
FeO	2,45	2,53	3,30	3,23	2,41	2,26		5,78	7,54	6,63	2,83	2,77
MnO	0,41	0,46	0,44	0,45	0,35	0,29	0,18	0,18	0,29	0,22	—	0,05
MgO	19,56	20,35	19,47	19,33	24,40	22,98	22,50	24,40	23,73	22,71	27,63	26,99
CaO	5,00	5,16	4,72	3,82	9,32	9,20	0,00	0,26	Не опр.	0,10	—	—
Na ₂ O	6,73	6,75	6,62	6,80	3,49	3,52	0,28	0,63	0,66	0,67	0,52	0,43
K ₂ O	0,96	1,25	1,45	1,42	0,66	0,65	10,18	10,63	10,50	10,75	10,05	9,68
H ₂ O	Не опр.	0,70	0,82	0,41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,26	2,08	1,66	Не опр.	Не опр.
F	Не опр.	2,60	2,68	2,68	0,80	0,69	Не опр.	3,22	3,91	3,28	1,17	1,78
Сумма	94,73	100,49	98,92	100,40	98,60	97,79	91,89	100,77	101,64	100,59	96,42	96,21

Примечание. 1 и 7 — из песчаных известняков нижнего ордовика Сакмарской зоны, обр.В-607-15 [6]; 2—4, 8—10 — из рихтерит-флогопитовых карбонатитов Булдымского массива Вишневых гор [15]; 5 и 11 — из рихтерит-флогопитовых карбонатитов копи 13 Ильменского заповедника [21]; 6 и 12 — из рихтерит-флогопитовых карбонатитов копи 97 Ильменского заповедника [2].

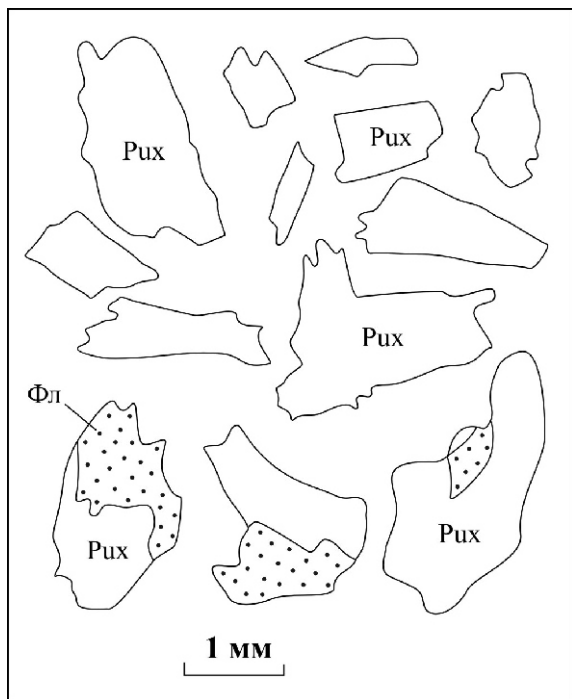


Рис. 2. Угловатые очертания обломков кристаллов рихтерита (Рих), флогопита (Фл) и их сростков. Зарисовка по фотографии

магматизма на Урале находятся севернее описываемого участка — в Вишневых и Ильменских горах. По-видимому, там и располагался карбонатитовый вулкан, породивший пепловую тучу.

Приведенные сведения о находке флогопита и рихтерита в осадках нижнего ордовика Южного Урала сейчас приобретают особое значение в связи с новейшими геохронологическими данными по карбонатитам Урала.

Обсуждение результатов. По наиболее известным карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса имеющиеся датировки их возраста даже по считающемуся наиболее точным U-Pb методу по циркону (SHRIMP) колеблются в пределах 432 [9, 10, 16]—389 [5, 4] млн.лет. Неоднозначны они и для карбонатитов одних и тех же массивов. По Вишневогорскому комплексу известны такие цифры возраста (в млн.лет): 432 [16, 26]; 411 14 [27]; 402 9 [9]; 389 8 [5]. Эти данные для конкретных массивов весьма отличаются в зависимости от методик определения возраста. Так, для Булдымского массива возраст по U-Pb методу оценивается [16] в 306 49 млн.лет, а по Sm-Nd — 176 55 млн.лет. Для рихтерит-флогопитовых ультрамафитов и кальцит-доломитовых карбонатитов этого же массива позже [17] по Sm-Nd изохроне была получена совсем другая цифра — 600 млн.лет.

Одна из причин создавшейся ситуации — это то, что карбонатиты Урала могут быть разновозрастными, претерпевшими сложную историю дальнейших преобразований, что отразилось в появлении ново-

образованного циркона с возрастaми (в млн.лет): 279 10 [27]—359 25 [9].

Традиционно карбонатиты Урала относят к проявлениям формации линейно-трещинных зон, генетически связанной с интрузивами нефелиновых сиенитов (миаскитов) [1, 12, 14]. Структурное положение массивов нефелиновых сиенитов и тел карбонатитов достаточно правдоподобно объясняется [4, 5] переплавлением в раннедевонской зоне субдукции пород островодужных формаций, содержащих крупные массы известняков. При этом карбонатиты локализуются в надсубдукционных комплексах. Отмечено [4, 5] совпадение возраста карбонатитов с возрастом известняков, попавших в зону субдукции (около 388 млн.лет). По мнению автора, в описываемом процессе плавления пород, приведшем к появлению нефелиновых сиенитов и карбонатитов линейно-трещинных зон, могло принимать участие вещество более древних пород, в т.ч. более древних карбонатитов. По данным работы [9], в миаскитах обнаружены реликтовые зерна циркона возрастом около 490 млн.лет, а гипербазиты Булдымского массива, к которым приурочены одноименные карбонатиты, по Sm-Nd методу имеют возраст 600 млн.лет, щелочные преобразования в нем датируются как 443 23 млн.лет [17, 27]. Был сделан вывод [11] о том, что возраст щелочных расплавов, которые непосредственно служили источником генетически связанных с ними малиньитовых, миаскитовых и карбонатитовых расплавов, не может быть меньше 420—430 млн.лет, а возможно, и 490 млн.лет.

Относительно недавно [7] в Ильменогорском комплексе среди апоосадочных метаморфитов и пластин серпентинитового меланжа были описаны блоки пород мафит-ультрамафитового состава, резко отличающиеся от всех других пород комплекса полнокристаллическими структурами, кайнотипным обликом, разновидностями, более нигде в комплексе (некоторых и на Урале вообще) неизвестными, а также повышенными содержаниями легких редкоземельных элементов, высокой известковистостью и глиноземистостью, наличием первичных амфиболов, нередко высококальциевых, присутствием в нормативном составе нефелина и оливина, высокими давлениями (500—1000 МПа) и температурами (650—1100 С) образования. Все эти данные позволили [23] считать эти породы фрагментами древней ультраосновной—щелочной формации. По мнению авторов работы [7], они были выведены из основания коры Урала на поверхность в результате глубоких расколов и крупных надвигов и сбросов, а затем захоронены в более молодых осадках в виде хаотических обломочных скоплений (уразбаевская олиострома). По представлениям А.И.Русина с коллегами [23], эти глубинные породы были эксгумированы в процессе формирования молодых (около 250 млн.лет) регионально-сдвиговых дислокаций и представляют собой блоки в соста-

ве протяженных зон бластомилонитов. Следует заметить, что В.А.Попов на примере нескольких обнажений оливин-рихтерит-флогопитовых пород в Ильменском комплексе (копи 13 и 97), Ахматовской и Шишимской копей уже показал, что их следует считать представителями ультраосновной—щелочной формации [18—22]. Во всех этих случаях примечательно сонахождение рихтерит-флогопитовых пород с жилами карбонатитов редкоземельной минерализации. Геохимическое и минералогическое исследование ультрамафитов и карбонатитов копи 97 позволили показать их аналогию с породами Булдымского массива [2]. Выявлены маломощные линзы карбонатитов в осевой части протяженной дайки крупнозернистых диопсидитов среди амфиболито-гнейсовой протерозойской селянкинской толщи Ильменского комплекса на западном берегу оз.Большой Ишкуль. Полевые наблюдения в 2011 г. Г.Г.Кораблева (Институт минералогии УрО РАН) в стенках Петелинского карьера в г.Бакал показали наличие там карбонатитов в составе дифференцированного (от серпентинизированных гипербазитов через габбро до диоритов) тела среди доломитов саткинской свиты рифея. С учетом этих сведений и имевшихся публикаций о совместных находках карбонатитов и ультраосновных пород Булдымского массива [2, 14—17], из района Ахматовской и Шишимской копей [22], из Хабарнинского массива [24], исследователи считают необходимым выделение на Урале нового типа карбонатитов — производных ультраосновной—щелочной магмы, т.е. предлагается говорить о существовании на Урале двух типов карбонатитов: 1) связанного с породами ультраосновной—щелочной формации, 2) карбонатитов линейно-трещинных зон, связанных с проявлениями щелочных сиенитов. Поскольку уже появились первые древние (543—662 млн.лет) значения радиологического возраста мафитов и ультрамафитов из блоков в метаосадках Ильменского комплекса [3], можно полагать, что помимо среднепалеозойских (около 388 млн.лет) карбонатитов линейно-трещинных зон, на Урале присутствуют и более древние тела (блоки) карбонатитов ультраосновной—щелочной формации. Их переплавленное вещество, вероятно, и фиксируется реликтовыми древними (388 млн.лет) цифрами возраста щелочных сиенитов и карбонатитов линейно-трещинных зон.

В заключение следует отметить, что обнаруженный пепел карбонатитов залегает в породах ордовика (граница тремадока—аренига) и соответствует возрасту 488 млн.лет [25]. С учетом неоднозначности приведенных цифр радиологического возраста карбонатитов Урала, возможно, это и есть возраст наиболее древнего типа карбонатитов, которые формировались при расколе континентальной коры на начальных рифтогенных стадиях развития палеоокеанической структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования // Геохимия. 1990. № 8. С. 1108—1119.
2. Банева Н.Н. Петро- и геохимические особенности щелочных ультрамафитов юго-восточной части Ильменских гор (Южный Урал) // Современные проблемы геохимии. Мат-лы конф. молодых ученых. 12—17 сентября 2011 г. —Иркутск, 2011. С. 22—26.
3. Вализер П.М., Дубинина Е.В., Краснобаев А.А. и др. Глыбообразные включения гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород сайтовской серии (Ильменогорский комплекс, Южный Урал) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 1. —Екатеринбург, 2009. С. 102—105.
4. Иванов К.С. О природе карбонатитов Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 20—33.
5. Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э. О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала) // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 2. С. 218—222.
6. Кориневский В.Г. Значение находок сростков рихтерита и флогопита в нижнеордовикских отложениях Южного Урала // Урал. минер. сб. № 1. —Екатеринбург, 1993. С. 75—82.
7. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. —Миасс, 2006.
8. Крамм У., Чернышев И.В., Грауерт Б. и др. Минералогические особенности и U-Pb систематика циркона в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Магматизм рифтов и складчатых поясов. —М.: Наука, 1993. С. 126—147.
9. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Ежегодник 2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. —Екатеринбург, 2009. С. 261—263.
10. Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 382—385.
11. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. и др. Цирконология малиньитов Ильменских гор (Южный Урал) // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 228—231.
12. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских—Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 4. С. 930—933.
13. Левин В.Я., Левина И.А., Глебова Э.М. и др. Новые минералы карбонатитов Вишневых гор // Новые малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. —Свердловск, 1986. С. 46—47.
14. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. —Екатеринбург, 1997.
15. Недосекова И.Л. Породообразующие минералы щелочных метасоматитов и карбонатитов Булдымского гипербазитового массива (Вишневые горы) // Мат-лы к минералогии рудных районов Урала. —Свердловск, 1988. С. 52—61.
16. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса: геология, вещественный состав, возраст, геохимия, источники вещества // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: материалы Всероссийского совещания. —Миасс, 2006. С. 167—173.
17. Недосекова И.Л., Белоусова Е.А. Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных

- данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование (XIV Чтения памяти А.Н.Заварицкого). —Екатеринбург, 2009. С. 274—277.
18. Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н. О новых проявлениях карбонатитов на Урале // Урал. минер. сб. № 8. —Миасс, 1998. С. 240—248.
 19. Попов В.А. О происхождении флогопит-амфиболовых пегматитов копи № 13 Ильменских гор // Уральский геологический журнал. 2004. № 2. С. 79—92.
 20. Попов В.А. Гипербазит-пегматиты и карбонатит-пегматиты Ильменогорского комплекса // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей (X Чтения памяти А.Н.Заварицкого). —Екатеринбург, 2004. С. 232—233.
 21. Попов В.А. Минералогия щелочных ультрамафитов копи 97 Ильменских гор // Минералогия Урала-2007 // Сб. науч. статей. —Миасс—Екатеринбург, 2007. С. 256—258.
 22. Попов В.А. Минералогические исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи // Урал. минер. сб. № 17. —Миасс—Екатеринбург, 2010. С. 109—117.
 23. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. О щелочно-ультраосновной формации Ильменогорской зоны // Офиолиты: геология петрология, металлогения и геодинамика (XII Чтения памяти А.Н.Заварицкого). —Екатеринбург, 2006. С. 153—157.
 24. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1988. № 12. С. 27—37.
 25. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. —М.: Мир, 1985.
 26. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323—338.
 27. Nedosekova I.L., Belyatsky B.V., Belousova E.A., Bayanova T.B. The geochronology, isotope geochemistry and types of sources of the Il'meno-Vishnevogorsky complex in light of new Lu-Hf, U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr isotope data (Urals, Russia) // Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks» 2010. —Moscow—Koktebel, 2010. Pp. 125—127.

Некоторые основные закономерности и этапность развития брюхоногих моллюсков в сарматских бассейнах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий

И.Д.КАНЕВСКАЯ (Приднестровский государственный университет им.Т.Г.Шевченко; 3300, Молдова, ПМР, г.Тирасполь, ул.25 Октября, д.128)

Представлены основные закономерности и анализ становления фауны сарматских брюхоногих моллюсков в пределах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий. Изучив экологическую последовательность в смене фауны гастропод в пространстве и во времени, выделены три этапа развития данных моллюсков на исследованной территории: ранне-, средне- и позднесарматский.

Ключевые слова: брюхоногие моллюски, сарматские бассейны, Молдавское Приднестровье.

Каневская Ирина Дмитриевна, I.D.Kanevskaya@yandex.ru

Certain basic laws and Stages of development the gastropods in the Sarmatian basin of Moldavian Transnistria and adjacent areas

I.D.KANEVSKAYA

There are presented the main laws and analysis formation of Sarmatian fauna of gastropods within Moldavian Transnistria and adjacent territories. Having studied ecological sequence of changes of gastropod fauna in space and time were identified three stages of development of these molluscs on the investigated territory: Early Sarmatian, Middle Sarmatian and Late Sarmatian.

Key words: gastropods, the Sarmatian basin, Moldavian Transnistria.

Вопросами генезиса и развития сарматской фауны интересовались уже в начале прошлого века. Так, Н.И.Андрусов [1] в своей работе по сарматскому ярусу представил достаточно обоснованный взгляд на общую картину происхождения и развития фауны сарматского возраста. По его мнению, ископаемая фауна сарматского бассейна вела свое происхождение главным образом от конкской и бугловской фауны палеобассейнов, которые существовали в Понто-Каспийской области. Н.И.Андрусов свидетельствует, что лишь отдельные сарматские виды были реликтами западноевропейской средиземноморской фауны.

Несколько позже В.П.Колесников [4] выделил по особенностям генезиса три группы среди малакофауны сармата: 1) немногочисленные средиземноморские виды, которые в начале раннего сармата исчезли; 2) отдельные формы, которые возникли от морских видов в конкское время. Они частично эволюционировали, дав начало значительному количеству новых видов, но большинство из них вымирают; 3) собственно сарматские виды, появившиеся к началу сармата, стремительно развившиеся в среднесарматское время, и вымершие в конце сарматского века.

В дальнейшем ряд исследователей [2, 5, 6, 7, 8, 13, 27, 18, 20] пытались конкретизировать и обобщить состав этих трех групп сарматских моллюсков, которые были выделены В.П.Колесниковым.

Так, согласно Л.Б.Ильиной с соавторами [2], на развитие органического мира сарматского бассейна повлияла прежде всего изоляция водоема от вод Ми-

рового океана. Это в свою очередь привело к изменению условий ископаемой акватории и в целом к дальнейшему опреснению бассейна, что, разумеется, сказалось на составе моллюсковой фауны, в т.ч. и брюхоногих моллюсков, который существенно обеднел на родовом уровне при отсутствии пришлых форм.

Как утверждает Л.А.Невесская с соавторами [12], об интенсивности видо- и формообразования можно судить по количеству родов и видов, возникших в сарматский век. Среди гастропод сарматского бассейна авторами выявлено 3 эндемичных рода, 3 подрода, более 100 видов.

Ряд авторов [2] говорит о том, что сарматский бассейн был довольно крупным среди других акваторий, которые существовали на юге Европы в районе Паратетиса в позднемiocеновое—раннеплиоценовое время. Они выделяют в истории развития этого бассейна три этапа: ранний, средний и поздний, которые, несомненно, отразились на этапности развития сарматских брюхоногих моллюсков, в т.ч. распространенных и в пределах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий.

Возникновение новых форм брюхоногих моллюсков в начале сарматского времени было обусловлено в основном изменением абиотических факторов окружающей среды. При расселении фауны моллюсков по обширной территории сарматского бассейна, возросло значение биотических факторов, и особенно стали значимы конкурентные взаимоотношения между близкими видами. По мнению Л.Б.Ильиной с соавторами [2], в результате интенсивного влияния

условий среды обитания, формы стали вымирать или стремились расселиться, занимая преимущественно относительно глубоководные участки сарматской акватории, а также существенно и заметно эволюционируя во времени.

В раннесарматский бассейн из конской и баденской акваторий перешли некоторые виды пиренелл: *Potamides (Pirenella) nodosoplicatus* (Hoer.), *P. (P.) pictus* (Eichw.) и др., которые автором были зафиксированы в пределах изучаемой территории Молдавского Приднестровья в естественных обнажениях в районе села Бурсук (Молдова), а также сёл Грушка, Подойма и Кузьмин Каменского района Приднестровской Молдавской республики (ПМР). По сведениям Л.А.Невесской с коллегами [10], одним из эндемиков сарматского бассейна был вид *Potamides (Pirenella) disjunctum* (Sow.), который появился в нижнем сармате, а вымер уже в конце верхнего сармата. Вид *P. (P.) pictus* в сармате был представлен подвидом *P. (P.) pictus mitralis* (Eichw.), существовавшим, начиная с нижнего сармата и заканчивая низами среднего сармата, в то время как вид *P. (P.) disjunctum* (Sow.) включал два подвида. Таким образом, Л.А.Невесская с соавторами [12] отмечают, что помимо трех пришлых из конкского бассейна форм, в пределах ранне-, среднесарматского бассейна появились 4 эндемичных вида пиренелл. *Potamides (Pirenella) disjunctum* (Sow.), *Potamides (Pirenella) pictus mitralis* (Eichw.), *Potamides (Pirenella) nodosoplicatus* (Hoer.) были выявлены в отложениях начала сарматского века в границах исследуемого региона.

Согласно данным Л.А.Невесской с коллегами [12], в пределах раннесарматского бассейна, кроме того, продолжали существовать два вида нассариид, перешедшие из конско-баденского водоема и исчезнувшие к середине сармата. Хотя в пределах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий в отложениях раннесарматского возраста эти формы не были обнаружены.

В начале сармата в границах изучаемой части акватории стремительно расселились представители рода *Dorsanum*. Интенсивность их формообразования в сарматском бассейне в начале века определила возможность возникновения двух эндемичных подродов — *Duplicata* Koles. и *Akburunella* Koles. В пределах изучаемого региона были обнаружены в основном остатки представителей подрода *Duplicata* Koles.: *D. (D.) torpidum* (Koles.), *D. (D.) duplicatum* (Sow.), *D. (D.) seminoale* (Koles.), *D. (D.) opinabile* (Koles.) и др.

Кроме дорзанумов, значительную вспышку видо- и формообразования в раннесарматское время дают представители трохид преимущественно рода *Gibbula*, в меньшей степени — рода *Calliostoma*. В.П.Колесников [3] описал около 60 сарматских видов, которые относил к роду *Trochus*. Однако, по утверждению Л.А.Невесской с коллегами [12], в действительности их вдвое меньше. В пределах Молдав-

ского Приднестровья и сопредельных территорий были выявлены остатки представителей таких раннесарматских трохусов, как *Gibbula picta* (Eichw.), *Gibbula urupensis* (Usp.), *Calliostoma papilla* (Eichw.), *Calliostoma podolicoformis* (Koles.), *Calliostoma subturriculoides* (Sinz.), *Calliostoma poppelacki* (Partsch) и др.

Реликтовые формы брюхоногих моллюсков, обнаруженные на изучаемой территории [13], такие как *Clavatula doderleini* (Hoer.), *Ocinebrina sublavata* (Bast.), *Ocinebrina striata* (Eichw.), *Mitrella scripta* (Linne), *Natica catena helicina* (Broc.), не сумели однако приспособиться к изменяющимся условиям обитания сарматского бассейна, хотя будучи умеренно эвригалинными видами, смогли первое время переносить понижение солености вод ископаемой акватории, в связи с чем эти формы вымерли к концу первой половины раннего сармата, недолго просуществовав в пределах раннесарматского бассейна.

Согласно Л.В.Мухелишвили [9], немногие из эврибионтных морских моллюсков, которые пережили стремительное опреснение вод раннесарматской акватории, оказались в довольно благоприятных условиях обитания, удобных для расселения и захвата новых территорий. Автор заявляет, что именно формы, приспособленные к существованию в спокойных водах, на умеренно или даже довольно больших глубинах при неблагоприятных условиях газообмена, и ведущие зарывающийся образ жизни, следует отнести к числу таких ранних поселенцев сарматского бассейна, которые впоследствии достигли значительного развития. Изменяющиеся условия среды, довольно резко проявлявшиеся по мере опреснения бассейна, стали причиной стремительного видо- и формообразования, которое особенно заметно коснулось наиболее эврибионтных форм, в основном некоторых брюхоногих моллюсков. Эта интенсивная изменчивость, по мнению Л.В.Мухелишвили [9], достигла своего апогея уже в начале среднего сармата, и спровоцировала возникновение множества новых видов, которые значительно отклонились от родоначальных форм, что свидетельствует о захвате ими экологических ниш, ранее для них недоступных.

Начало среднесарматского времени ознаменовалось новыми существенными изменениями в составе фауны брюхоногих моллюсков, которые отразили дальнейшее опреснение сарматского бассейна. В связи с адаптацией к новым условиям среды обитания, в среднем сармате произошла очередная, более интенсивная, нежели в начале сармата, вспышка видообразования, гастроподы претерпели заметные эволюционные преобразования. В результате видовое разнообразие возросло по сравнению с началом сарматского века практически в два раза [2], в то время как количество родов морских брюхоногих моллюсков несколько сократилось. При этом представители некоторых родов, до-

вольно широко распространенных в раннем сармате, сохранились теперь лишь в отдельных участках среднесарматской акватории. В это время появились и новые виды, благодаря стремительному видообразующему процессу. По мнению Л.А.Невесской с коллегами [11], значительная изменчивость и усиленное формообразование в большей степени затронули представителей трохий и дорзанумов.

Так, при изучении коллекции представителей рода *Dorsanum* сармата Западной Грузии, Л.В.Мухелишвили отмечает [9], что большинству из них свойственна довольно широкая изменчивость, причем, среди признаков, которые испытывали наиболее существенную изменчивость, выделяются размеры раковины, ее удлиненность, выпуклость последнего оборота и др. Ознакомившись со специальной литературой и ископаемым материалом, автор заметил, что наиболее ярко эта особенность обнаруживается у сарматских брюхоногих моллюсков Предкавказья, Керченского полуострова и Молдавии, где эта группа ископаемых гастропод была довольно широко распространена, отличаясь поразительным разнообразием.

Число видов и подвидов рода *Dorsanum* в среднесарматское время, по данным Л.А.Невесской с соавторами [12], достигало 30, причем большинство из них отнесено авторами к подроду *Duplicata* (8 в раннем сармате и 18 в среднем). В то время как подрод *Akburunella* содержал 2 вида в раннем сармате и 8 — в среднем. В среднесарматских отложениях Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий обнаружены *Dorsanum dissitum* (Dub.), *Dorsanum iassense* (Sim. et Barbu), *Dorsanum elegans* (Sim. et Barbu), *Dorsanum mitraeforme* (Sim. et Barbu), *Dorsanum jacquemarti* (Orb.), *Dorsanum seminudum* (Koles.), *Dorsanum renovatum* (Koles.), *Dorsanum lymnaeiformis* (Koles.), *Dorsanum subspinosum* (Sinz.), *Dorsanum nasutum* (Koles.), *Dorsanum duplicatum gradaria* (Koles.), *Dorsanum duplicatum — verneuilii* (Sinz.) и др.

Выявленный в обнажениях окрестности сёл Грушка, Кузьмин Каменского района (ПМР), в районе г.Рыбница и села Гояны Рыбницкого района (ПМР), села Красногорка Григориопольского района (ПМР) *Cerithium comperei* Orb., впервые появился только в среднем сармате. Согласно Л.А.Невесской с коллегами [10], этот вид возник в Восточном Паратетисе и только на протяжении среднего сармата был распространен в ископаемом бассейне, а в позднесарматское время был не известен.

В начале среднего сармата довольно крупных размеров стали достигать различные группы брюхоногих моллюсков, особенно ярко это явление обнаруживается у трохий. По-видимому, новые условия среды обитания, связанные с обмелением акватории и улучшением аэрации, для этих моллюсков стали благоприятными изменениями в режиме бассейна.

Дальнейшее опреснение сарматской акватории к середине века существенно сказалось на соленоло-

бивых представителях рода *Calliostoma*, которые почти все вымерли, и некоторых видах рода *Gibbula*. В это же время в ископаемый бассейн среднесарматского возраста заселяются новые виды гиббул, и, по мнению Л.В.Мухелишвили [9], число эндемичных видов достигло примерно 30. При этом в связи с исключительно интенсивной изменчивостью данных групп брюхоногих моллюсков, появились не только новые видовые, но и подродовые и родовые таксоны.

Наблюдаемые в экологии сарматских трохий эволюционные преобразования происходили во многих направлениях и коснулись практически всех значимых морфологических характеристик раковины, наиболее отчетливо проявившись в двух направлениях. Одно из них привело к возникновению удлиненной и тонкостенной раковины со слабой скульптурированностью. Другое, наоборот, в результате формообразовательного процесса раковина приобрела значительную толщину и грубую скульптуру. Подобные изменения свидетельствуют о приспособлении данных форм к обмелению и относительному опреснению среднесарматского бассейна.

Так, в процессе приспособления к жизни в новых условиях обитания, характеризующихся наличием спокойных участков мелководья с илистым грунтом, отдельные представители трохий выработали тонкостенные, практически гладкие башенковидные раковины, которые сформировали новый род *Sinzowia*, содержащий 5 видов [12]. При приобретении моллюском толстостенной и скульптурированной раковины в процессе приспособления к новому режиму бассейна в середине сарматского века, появился род *Barbotella* с двумя видами (*Barbotella omaliussii* Orb., *Barbotella grosocostata* Rad. et Pavl.).

При исследовании среднесарматских отложений Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий в естественных обнажениях и искусственно созданных карьерах род *Barbotella* представлен *Barbotella hurnesi* (Barb.), *Barbotella omaliussii* (Orb.), а род *Sinzowia* содержит *Sinzowia* (*Kishinewia*) *bessarabica* (Orb.).

Сглаживание раковин, наблюдаемое у позднейших представителей почти всех филогенетических ветвей дорзанумов сарматского возраста, обусловлено некоторой нивелировкой условий их обитания, являвшейся результатом проникновения этих моллюсков в более глубокие участки дна, характеризовавшиеся спокойной обстановкой и преимущественно илистым грунтом [9]. Для среднесарматских отложений изученной территории были типичны остатки таких более поздних представителей рода *Dorsanum*, как *Dorsanum renovatum* (Koles.), *Dorsanum subspinosum* (Sinz.), *Dorsanum lymnaeiformis* (Koles.), *Dorsanum pauli* (Cobal.) и др.

Среднесарматский век завершается дальнейшим более значительным и стремительным опреснением вод ископаемого бассейна, в результате чего почти

вся столь разнообразная и богатая фауна брюхоногих моллюсков вымирает.

В позднем сармате экологическая обстановка в пределах акватории еще сильнее изменяется из-за резкого понижения солености и большего обмеления бассейна, что, разумеется, сказалось на дальнейшем обеднении фауны и окончательном вымирании большинства представителей среднесарматских форм брюхоногих моллюсков морского происхождения.

Так, в позднем сармате не обнаружены ископаемые остатки группы трохид и потамидесов, за исключением редко встречающегося *Potamides* (*Pirenella*) *disjuncta* (Sow.) [15, 16], который, согласно данным работы [14], отмечен в низах верхнего сармата Молдавии. Также, впервые появившись в среднем сармате, исчезает *Cerithium comperei* Orb. к началу позднего сармата.

К отложениям позднего сармата на территории Молдавского Приднестровья относят обнажения, расположенные южнее сёл Бутор и Ташлык, где типичными являются остатки раковин представителей родов *Viviparus*, *Melanopsis*, *Neritodonta* и др.

Таким образом, в связи с резко изменившимися условиями ископаемого бассейна конца позднего сармата, вся эндемичная эвригалинная морская фауна моллюсков исчезает. При этом, как отмечает Л.Б.Ильина с коллегами [2], в условиях замкнутого сарматского бассейна с прогрессирующим опреснением многие морские эвригалинные виды отличались особенно большим размахом изменчивости, что обусловлено заметным обеднением родового разнообразия фауны в таких бассейнах по сравнению с открытыми морскими водоемами. Это отразилось в существенном расширении границ популяций отдельных видов, сказавшемся на уменьшении числа конкурентов, что привело к ослаблению давления естественного отбора. Авторы утверждают [2], что размах изменчивости отдельных видов стремительно возрастал, причем менее эвригалинные морские виды обычно несколько уменьшались в размерах по сравнению с близкими им формами, обитавшими в бассейнах, которые имели связь с Мировым океаном. В то время как более эвригалинные виды часто увеличивались в размерах.

Следовательно, основным фактором, который существенно влиял на интенсивность формообразования и этапность развития брюхоногих моллюсков в сарматское время, отразившимся в изменении экологического состава моллюсковых фаун сармата, являлось последовательное опреснение и обмеление ископаемого бассейна. И, по мнению Л.В.Мухелишвили [9], представленная выше экологическая последовательность в смене моллюсковых комплексов имела место во многих бассейнах обширного Сарматского моря, включая территорию Молдавского Приднестровья.

В целом, можно утверждать, что наиболее разнообразной являлась фауна среднесарматского бассейна, а

наиболее обедненной — фауна позднесарматской акватории. К тому же, говоря о малакофауне сарматского бассейна, большинство специалистов [2, 4, 13] отмечают ее в высшей степени специфичность и эндемизм, что подтверждено исследованиями автора статьи.

Таким образом, фауна брюхоногих моллюсков полуморского замкнутого сарматского водоема в пределах Молдавского Приднестровья характеризовалась господством форм морского происхождения, обедненным родовым составом по сравнению с предшествовавшим открытым среднемиоценовым бассейном, широкой внутривидовой изменчивостью представителей большинства родов, увеличением абсолютных размеров раковины у представителей наиболее эвригалинных видов, высокой степенью специфичности и эндемичности и др.

Проанализировав становление фауны сарматских брюхоногих моллюсков Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий, а также экологическую последовательность в смене фауны гастропод во времени и пространстве, можно выделить три этапа:

1. Раннесарматский этап или этап вымирания полигалинных форм и эволюционного преобразования переживших эвригалинных видов.

2. Среднесарматский этап или этап усиления процессов формо- и видообразования брюхоногих моллюсков, интенсивного развития фауны моллюсков сарматского типа.

3. Позднесарматский этап или этап вымирания разнообразной среднесарматской морской фауны гастропод.

Так, раннесарматский этап начинается с широкого распространения эндемичных сарматских видов и сопровождается полным вымиранием среднемиоценовых полигалинных морских форм. По продолжительности геологического времени он включает две стадии: кужорскую и збручскую. Кужорская стадия характеризуется присутствием *Gibbula picta* (Eichw.), *Gibbula urupensis* (Usp.), *Calliostoma podolicoformis* (Koles.), *Calliostoma subturriculoides* (Sinz.), *Calliostoma poppelacki* (Parsch), *Calliostoma papilla* (Eichw.), *Hydrobia elongata* (Eichw.), *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Clavacula doderleini* (Hoer.), *Potamides disjunctum* (Sow.), *Potamides* (*Pirenella*) *nodosoplicatus* (Hoer.), *Ocenebrina sublavata* (Bast.), *Ocenebrina striata* (Eichw.), *Dorsanum opinabile* (Koles.), *Dorsanum seminovale* (Koles.), *Acteocina lajonkairieana* (Bast.). Для збручского отрезка времени типичны *Hydrobia uiratamensis* Koles., *Hydrobia elongata* (Eichw.), *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Cerithium gibbosum* Eichw., *Acmaea angulata* Orb., *Acmaea enikalensis* Koles., *Acmaea pseudolaevigata* Sinz., *Ocenebrina sublavata* (Bast.), *Ocenebrina striata* (Eichw.), *Potamides pictus mitralis* (Eichw.), *Mitrella scripta* (Linne), *Natica catena helicina* (Broc.), *Dorsanum mitraeforme* (Sim. et Barbu), *Dorsanum elegans* (Sim. et Barbu), *Dorsanum*

iassiense (Sim. et Barbu), *Dorsanum dissitum* (Dub.), *Dorsanum seminovale* (Koles.), *Dorsanum opinabile* (Koles.), *Cylichna melitopolitana* (Sok.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.).

Среднесарматский этап — время широкого и оптимального развития фауны «сарматского типа». В пределах Молдавского Приднестровья по фауне моллюсков он разделяется на три стадии: новомосковскую, васильевскую и днепропетровскую. Для новомосковского времени были характерны представители *Actaea subcostata* Sinz., *Actaea angulata* Orb., *Valvata pseudoadeorbis* Sinz., *Cerithium comperei* Orb., *Dorsanum jacquemarti* (Orb.), *Dorsanum mitraeforme* (Sim. et Barbu), *Dorsanum seminudum* (Koles.), *Dorsanum seminovale* (Koles.), *Dorsanum elegans* (Sim. et Barbu), *Dorsanum nasutum* (Koles.), *Dorsanum subspinosum* (Sinz.), *Dorsanum triformis pella* (Koles.), *Acteocina inflexa* (Baily) и др.

Васильевская стадия отличается присутствием *Actaea subcostata* Sinz., *Gibbula chersonensis* (Barb.), *Calliostoma podolica* (Dub.), *Calliostoma woronzowii* (Orb.), *Calliostoma armavirensis* (Koles.), *Sinzowia* (*Kishinewia*) *bessarabica* (Orb.), *Barbotella hurnesi* (Barb.), *Barbotella omaliusii* (Orb.), *Cerithium comperei* Orb., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Dorsanum jacquemarti* (Orb.), *Dorsanum subspinosum* (Sinz.), *Dorsanum renovatum* (Koles.), *Dorsanum lymnaeiformis* (Koles.), *Dorsanum nasutum* (Koles.), *Acteocina inflexa* (Baily) и др.

Днепропетровское время характеризуется наличием форм *Sinzowia* (*Kishinewia*) *bessarabica* (Orb.), *Calliostoma armavirensis* (Koles.), *Dorsanum renovatum* (Koles.), *Dorsanum subspinosum* (Sinz.), *Dorsanum lymnaeiformis* (Koles.), *Dorsanum pauli* (Cobal.).

Позднесарматский этап начинается с вымирания большинства видов моллюсков, сменившегося широким распространением специфичных для верхнего сармата видов. Для конца сарматского века типичным становится полное исчезновение морской фауны, широкое развитие пресноводных форм. Данный этап характеризуется самым обедненным комплексом брюхоногих моллюсков и представлен в основном отдельными формами рода *Hydrobia*, а также родов *Viviparus*, *Melanopsis*, *Neritodonta* и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрюсов Н.И. Die südrussische Neogenablagerungen. Theil. 3. Sarmatische Stufe (Fortsetzung und Schluss) // Зап. С-Пб минер. об-ва. 1902. Т. 39. С. 337—495.
2. Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии (поздний миоцен—ранний плиоцен). — М.: Наука, 1976.
3. Колесников В.П. Сарматские моллюски // Палеонтология СССР. Т. 10. Ч. 2. 1935.
4. Колесников В.П. Неоген СССР // Стратиграфия СССР. Т. 12. — М.: Изд-во АН СССР, 1940.
5. Коюмджиева Е. Фосилите на България. VIII. Сармат. — София: Изд. Бълг. АН. 1969.
6. Коюмджиева Е. Хемистенохалинни морски форми от долния сармат в северо-западна България // Известия геологического института. Серия палеонтология. 1969. Кн. 18. С. 5—12.
7. Коюмджиева Е. Развитие на сарматските моллюски // Известия геологического института. 1970. Кн. 19. С. 25—64.
8. Мерклин Р.Л., Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана // Тр. палеонт. ин-та АН СССР. 1955. Т. 59.
9. Мухелишвили Л.В. Моллюсковая фауна сармата Западной Грузии. — Тбилиси: Мецниереба, 1980.
10. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса // Тр. палеонтолог. ин-та АН СССР. Т. 220. — М.: Наука, 1986.
11. Невеская Л.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П. и др. Эволюционные преобразования моллюсков в бассейнах различного типа // Палеонт. журнал. 1987. № 4. С. 5—15.
12. Невеская Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А. и др. Ускоренная эволюция моллюсков Восточного Паратетиса в условиях пониженной конкуренции // Эволюция биосферы и биоразнообразие. К 70-летию А.Ю.Розанова. — М.: Творчество научных изданий КМК, 2006.
13. Рошка В.Х. О среднемиоценовых реликтовых формах моллюсков в сармате Молдавской ССР. — Кишинев: Изв. АН МССР, 1964. № 7. С. 61—67.
14. Рошка В.Х. Моллюски эотетиса Северо-Западного Причерноморья. — Кишинев: Штиинца, 1973.
15. Рошка В.Х. Особенности состава и стратиграфического распространения брюхоногих моллюсков в сармате Молдавии и смежных районов Украины // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1987. С. 16—34.
16. Стеванович П.М., Парамонова Н.П. Верхний сармат (херсонский региоподъярус) Восточного Паратетиса и его стратиграфия в Предкарпатской Сербии по моллюскам // Bull. Acad. Serbe Sci. et Arts. Cl. Sci. mathem. Et nat. Sci. nature. 1983. Т. 83. № 24. Рр. 55—100.
17. Стеклов А.А. Неоген опорной скважины Выселки по фауне моллюсков // Тр. Всес. науч.-исслед. геолого-разведочного нефтяного ин-та. 1955. Вып. 6. С. 109—143.
18. Papp A. Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens // Mitt. Geol. Ges. Wien. 1954. Bd. 45.
19. Papp A. Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken // Mitt. Geol. Ges. Wien, 1956. Bd. 47. Ss. 35—98.
20. Švagrovský J. Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna // Acta geol. et geogr. Univ. comen. Geol. 1971. № 20.

Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

В.Г.СТЕПАНЕЦ (Компания RC-MIR.COM; Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Germany)

Изучен химический состав клинопироксенов, акцессорных и рудных шпинелидов перидотитов офиолитовых комплексов северо-востока Центрального Казахстана. Сделано заключение, что породы нижнепалеозойской офиолитовой триады (перидотиты, базальты и яшмы), картируемой в пределах покровно-складчатых структур палеозоид Центрального Казахстана, не отражают состав палеозойской океанской коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

Ключевые слова: Казахстан, надсубдукционные офиолиты, пироксениты, шпинели, хромиты.

Степанец Владимир Григорьевич, wladimir@stepanetz.de

Clinopyroxenes and spinel as a petrogenetic indicator in supra-subduction zone ophiolites of the north-east of Central Kazakhstan

W.G.STEPANETS

Studied is the chemical composition of clinopyroxenes, accessory and ore spinel's from peridotites of ophiolitic complexes north-east of Central Kazakhstan. It is concluded that the rocks of Lower Paleozoic ophiolite triad (peridotite, basalt, and jasper), mapped within the fold-thrust structures in Central Kazakhstan Paleozoic do not reflect the composition of the Paleozoic oceanic crust, and represent a tectonic mixture of magmatic rocks origin of island-arc and deep-ocean sediments scraped out of the ocean plates immersed in subduction zones.

Key words: Kazakhstan, super-subduction ophiolite, pyroxene, spinell, chromite.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [26], заложенных еще в начале XX столетия немецким метеорологом А.Вегенером [36], офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы и вулканогенные породы) стали интерпретировать как реликты океанской коры геологического прошлого [1, 12, 24]. Такое понимание природы офиолитов дало основание рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [7]. В трехчленной модели строения океанской коры, так называемой «офиолитовой триады» Г.Штейманна [34], включающей перидотиты, базальты, силициты, породы мафит-ультрамафитового комплекса, трактуется как меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и осадочные толщи. В данной схеме перидотиты являются более ранними магматическими образованиями, чем «инициальные» диабазы и базальты [20].

Одновременно с океанической гипотезой происхождения пород офиолитовой триады покровно-складчатых областей континентов стали разрабатываться модели их образования над зонами субдук-

ции [32], позднее было доказано, что офиолиты формируются в преддуговых и спрединговых задуговых бассейнах [10, 13, 14 и др.].

Принимая во внимание, что в настоящее время продолжает обсуждаться в печати стран СНГ только океаническая гипотеза [2, 4, 5 и др.] формирования нижнепалеозойских офиолитов Центрального Казахстана, автор предлагает рассмотреть составы породообразующих пироксенов и акцессорных минералов перидотитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана.

Актуальность данных по плутоническим офиолитам исследуемого района интересна и тем, что в последние годы, благодаря систематизированному изучению геохимии пород вулканогенных комплексов офиолитов покровно-складчатых областей современных континентов, показано преимущественно их надсубдукционное происхождение [31].

Не являются исключением и офиолиты Центрального Казахстана (рис. 1, [15]), для которых характерна высокая степень геохимического сходства с островодужными и внутриплитными вулканитами, производными Палеоазиатского холодного суперплюма [19], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанской коры под суперконтинент Гондвана [30].

Устойчивость клинопироксенов перидотитов к процессам метаморфизма, широкие пределы изоморфизма Cr-шпинелидов и устойчивость к вторичным преобразованиям позволяют рассматривать их в качестве типоморфных минералов при распознавании геодинамических обстановок формирования мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов [6, 29, 33].

В этой связи были изучены клинопироксены и Cr-шпинелиды перидотитов офиолитовых массивов северо-востока Центрального Казахстана (см. рис. 1, I), наиболее детально они были исследованы в пределах паравтохтона Караулчеку (см. рис. 1, II, А), аллохтонов Центральный Толпак (см. рис. 1, II, Б) и Майсор (см. рис. 1, II, В).

Породообразующие минералы, акцессорные и рудные Cr-шпинелиды перидотитов офиолитовых комплексов исследуемого района были проанализированы в лаборатории МГУ им. М. В. Ломоносова на электронном микроскопе Cam.Scan.-4DV с энергомикроанализатором «Link». Результаты этих исследований сведены в таблицы.

Геологическое строение, петрография и минералогия. На юго-западном окончании Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в горах Агырек (см. рис. 1, I, 1) обнажаются тектонические покровы позднекембрийских—среднеордовикских глубоко-водных силицитов, флоских толеитовых островодужных базальтов, дарривилских щелочных базальтов и флоских—дарривилских туфогенно-кремнистых отложений, прослоенных серпентинитовыми меланжами, содержащими будины дунитов, гранатсодержащих гарцбургитов, габброидов, амфиболитов. Реже наблюдаются редкие будины хромитов, а также диоритов и плагиогранитов [18].

Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин ($\text{Fa}_{9,7-10,4}$). Хромшпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr (0,75—0,58%) и умереннотитанистым (TiO_2 0,29%) феррихромпикотитам (табл. 1).

Террейн Центральный Толпак (см. рис. 1, II, Б) обнажается у северных отрогов горы Толпак (см. рис. 1, I, 2). В основании террейна вскрывается разрез (500 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов (80%) и дунитов (5—15%), вебстеритов (5%). Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в хромшпинелевых кумулятивных дунитах. Полосчатый горизонт постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов (250 м), где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты с тонкими параллельными прослоями кумулятов хромшпинелидов, габбронориты, цирконсодержащие габбронориты, завершают разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоями верлитов. Выше, по-видимому, с послойным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м), где чередуются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках

прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В верхах зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю массива и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

Cpx ($\text{Fs}_{10,8}$) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно габброидов переходной зоны слабо обогащен Na_2O (0,45—0,88%), Cr_2O_3 (0,23%) и более железистый (Fe 18,33—19,56). Однако это несколько ниже, чем в Cpx (Fs_7) и Орх (Fs_{20}) вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO_2 (табл. 2).

Уровень железистости Cpx ($\text{Fs}_{5,1-7,6}$) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9,8 до 14,4. Наиболее высокая Fe (19,2—21,9) отмечена в Cpx ($\text{Fs}_{10-11,4}$) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na_2O , Cr_2O_3 ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO_2 (0,75%).

High-Cr (0,76—0,81) кумуляты Cr-шпинелидов (см. табл. 1) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al_2O_3 (8,80—11,98%), тогда как ксеноморфные зерна Cr-шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr (0,56—0,66) и высокими содержаниями Al_2O_3 (16,30—22,03%).

Одак-Майсор-Караайгырская олистострома (см. рис. 1, II, В). В ее составе выделяется серия тектонически-разобщенных аллохтонов дарривилских базальтов задуговых спрединговых бассейнов и дарривилских глубокоководных силицитов шарьированных на серпентинитовый меланж (см. рис. 1, I, Б). В составе серпентинитового меланжа присутствуют целиковые блоки мафит-ультрамафитов. Один из таких опрокинутых блоков был вскрыт скважиной глубиной до 200 м. Разрез начинается горизонтом (25 м) полосчатых хромсодержащих кумулятивных дунитов. Далее вскрывается горизонт (26 м) переслаивающихся полосчатых габбро, дунитов, верлитов, клинопироксенитов. Выше залегают гарцбургиты мощностью до 2 м, которые отделяют горизонт (11 м) чередующихся полосчатых габбро и верлитов. Завершает разрез толща (77 м) переслаивающихся серпентинизированных гарцбургитов и дунитов в основании — горизонт (2 м) клинопироксенитов. Все plutonические породы крайне обеднены иттрием [16].

Уровень содержания петрогенных оксидов в Cpx верлитов и клинопироксенитов (см. табл. 2) изменяется в зависимости от их положения в слоистом разрезе. Cpx (Fs_4) верлитов основания разреза характеризуется невысокими концентрациями Al_2O_3 (1,73%) и TiO_2 (0,04%), Cr_2O_3 (0,76%), тогда как Cpx (Fs_6) верлитов, ассоциирующих с габбро Cpx (Fs_6) верхов разреза, обогащен Al_2O_3 (3,40%), TiO_2 (0,11%). Эта закономерность проявлена и в Cpx (Fs_{4-5}) клинопироксенитов, что залегают выше по разрезу.

Хромшпинелиды серпентинитов представлены двумя типами зерен: 1 — крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещенные магнетитом; 2 — мелкие дендритовидные, лапчатые. В хромитсодержащих серпентинизированных дунитах кумулаты хромшпинелидов подчеркивают расслоенность магматических пород, форма зерен округлая, реже квадратная, по составу отвечают феррихромпикотиту с high-Cr (см. табл. 1).

Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона. Паравтохтон *Караулчеку* находится на северо-востоке Центрального Казахстана южнее гор Акозек (см. рис. 1, I, 7), где он надвинут на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура [16]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [11]. В видимом основании паравтохтона (см. рис. 1, II, А) обнажается толща (1000 м) динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов, реже дунитов с подиформными залежами магнетитов. Завершает разрез горизонт (50 м) кумулятивных дунитов, который сменяется толщей (700 м) кумулятивных high-Y верлитов, дунитов, лерцолитов, роговообманковых и плагиоклазовых лерцолитов, пироксенитов. В строении разреза кумулятивных перидотитов намечается следующая генеральная зональность: в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты; в верхах распространены лерцолиты с характерной шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности. В верхах разреза доминируют ортопироксениты (до 120 м), также постепенно сменяющиеся зоной габброноритов (около 230 м). Они ритмично расслоены в нижней части разреза, где преобладают меланократовые слои, а в верхах разреза преиму-

щественно наблюдаются лейкократовые и роговообманковые габброиды. Эта часть разреза насыщена силлами low-Fe/high-Mg бонинитоподобных пород (караулчекиты [16]) и high-Mg лейкогранитов. Мало-мощные тела плагиогранитов и трондjemитов проникают в подошву диабаз-спилитов раннеордовикской караулчекинской формации и прорваны low-Fe/high-Mg караулчекитами и содержат редкие ксенолиты габброидов и диоритов.

Средне-позднеордовикская акозекская антидромная риодацит-андезибазальтовая формация (см. рис. 1, II, А), согласно залегающая на спилитах караулчекинской свиты, комагматична плутоническим кислым и основным породам надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулчеку [15].

Интенсивно серпентинизированные истощенные гарцбургиты паравтохтона Караулчеку (см. рис. 1, I, 7) содержат low-Al/high-Cr феррихромпикотиты (см. табл. 1), образующие мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вверх по разрезу нарастает железистость оливина (Fe_{18-26}) и пироксенов (Fs_{7-9} в Crx; в Орх $Fs_{16,19}$). В пироксенах независимо от колебаний железистости содержание оксидов невысокое Al_2O_3 и Cr_2O_3 (не более 2,5—1,8 и 0,4—0,7% соответственно), а уровень MgO остается относительно постоянным (16%). Однако широко изменяется химизм Cr-шпинелидов. Феррихромпикотиты дунитов основания переходной зоны high-Al (Al_2O_3 21%)/low-Cr (Cr_2O_3 37%), уровень FeO 32%, чем они резко отличаются от таковых верлитов и лерцолитов (см. табл. 1). Лерцолиты содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы феррихромпикотита (FeO 45%) и титанистого феррихромпикотита (TiO_2 3%; FeO 67%), в которых закономерно возрастает роль FeO, а содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 уменьшаются (15—9

Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений (I) и реконструированные схематические разрезы офиолитов (II) северо-востока Центрального Казахстана:

офиолиты: 1 — задуговых спрединговых и 2 — преддуговых бассейнов; структурно-формационные зоны: 3 — Шакшанская с флишоидно-молассовым типом разреза (O_2-S_1), 4 — Ангрensorская с паравтохтонами вулканогенных комплексов (G_1-S_1), 5 — Аккудукская (O_3-S_1) с осадочно-вулканогенными террейнами (O_2Da), 6 — Баянаул-Акшатауская (O_3-S_1) с системой паравтохтонов преддуговых офиолитов, 7 — Кендыктинская (O_{1-2}); 8 — границы тектонических покровов; цифры в кружках — офиолитовые покровы: 1 — Агырек-Косгомбайский, 2 — Толпакский, 3 — Бурунчикинский, 4 — Одакский, 5 — Кулбалдинский, 6 — Майсорский, 7 — Караулчекинский паравтохтон; Богембай-Ангрensorская сутура, секторы: 8 — Жаман-Богембайский, 9 — Жаксы-Богембайский и 10 — Ангрensorский; схематические разрезy: А — Караулчекинского паравтохтона; Б — аллохтона Центральный Толпак (северные отроги гор Толпак); В — Майсорского аллохтона; породы: G — гарцбургиты, D — дуниты, high-Mg-Crt-D — дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V — верлиты, L — лерцолиты, amL — амфиболовые лерцолиты, Veb — вебстериты, P.ti-Mt — подиформные залежи титаномагнетитов, kG — кумулятивные габбро, iG — изотропные габбро, Di — диориты, микродиориты, Px — пироксениты, qD — кварцевые диабазы, Kp — кератофиры, B — low-Fe караулчекиты и родственные им породы, high-Mg-D — высокомагнезиальные диабазы, AGr — калиевые микрограниты, Tr — трондjemиты и плагиограниты, Pil-Spil — пиллоу-спилиты, MSpil — миндалекаменные спилиты; островодужные: IAB — известково-щелочные вулканы и IAT — толеитовые базальты, high-Nb-B — высоконикобиевые базальты, high-Cr-B — высоко- и low-Cr-B — низкохромистые базальты, high-K/low-Cr-B — высококалийевые и низкохромистые базальты, Rd — риодациты, J — яшмы, S — силициты, K — известняки; горизонты с конодонтами (GK): 1 — яшмы, 2 — силициты, 3 — туфоалевролиты, 4 — туфопесчаники; OL — олистостромовые отложения; FM — флишоидно-молассовые отложения; KMol — континентальная моласса; T-Mb — тектономагматические брекчии; s — силлы; d — дайки

1. Средние содержания Cr-шпинелидов (в %)

Массивы и породы	Cr	Mg	F	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Тип изоморфизма
<i>Агырек</i>						
Перидотиты	0,58—0,75	40,0—48,7	18,6—21,1	0,23—0,29	12,19—21,8	Al ³ /Cr ³
<i>Кызылтумсык</i>						
Cr-Дуниты	0,64—0,78	46,1—63,9	19,5—21,5	0,0—0,08	11,5—18,6	—
Перидотиты	0,47—0,66	33,6—56,7	16,4—19,8	0,0	15,8—28,6	—
<i>Толпак</i>						
Гарцбургиты	0,56—0,66	45,4—57,3	16,9—19,8	0,0	16,3—23,0	—
Дуниты	0,59—0,69	53,2—54,5	18,7—20,3	0,0	21,6—21,9	—
Cr-Дуниты	0,71—0,81	54,9—55,4	20,6—21,9	0,0—0,11	8,8—12,0	—
<i>Майсор</i>						
Cr-Дуниты	0,77—0,82	47,8—50,9	21,4—22,0	0,09—0,16	8,8—11,6	Al ³ /Cr ³
<i>Караулчеку</i>						
Гарцбургиты	0,53—0,54	34,1—35,2	17,8	0,4—0,6	22,0	Cr ³ (Al ³)/Fe ³ (Ti ⁴)
Верлиты	0,64	56,9	19,5	0,0	19,0	—
Дуниты	0,74	37,2—41,6	21,0	0,0	13,4—13,7	—
Верлиты	0,52—0,59	12,0—33,0	17,5—18,7	0,24—0,98	14,0—22,1	—
Лерцолиты	0,55—0,68	5,0—23,0	18,0—20,1	0,74—6,1	7,6—15,0	—

Примечание. Cr — Cr/(Cr + Al); Mg — Mg/(Mg + Fe²⁺); F — степень частичного плавления мантийного вещества (в %) рассчитана по формуле $10 \ln(Cr) / 24$ [25].

и 30—18% соответственно). В ассоциирующих с ними оливинах растет роль FeO и уменьшается MgO, но в Crх эта закономерность не проявлена, однако в них происходит уменьшение уровня Cr₂O₃ (от 0,74% в верлитах и до 0,37% в роговообманковых лерцолитах). Изменения состава минералов в разрезе перидотитов можно интерпретировать как скрытую расслоенность массива.

Богембай-Ангренсорская офиолитовая сутурная зона с юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги. Состоит из трех сегментов: Жаман-, Жаксы-Богембайского и Ангренсорского (см. рис. 1, II, 8, 9, 10 соответственно). В серпентинитовый меланж «закатаны» будины high-Y гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, габбро и гранатсодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов, а также диабазов и вулканитов. Серпентинитовый меланж не содержит будин хромитов, но известны многочисленные жилы магнезитов. На серпентинитовый меланж шарьированы тектонические покровы дапинских глубоководных силицитов и раннеордовикских вулканитов близких по составу внутриплитным и океаническим базальтам [19].

Обсуждение результатов и основные выводы. Рассматривая уровень концентрации Al₂O₃ Crх как

один из основных критериев определения геодинамической природы содержащих их перидотитов [29, 33], можно заключить, что исследуемые мафит-ультрамафитовые комплексы формировались над зонами субдукции, на что указывают низкие концентрации Al₂O₃ породообразующих Crх (см. табл. 2).

Выполненный автором [17] анализ составов рудных и аксессуарных Cr-шпинелидов перидотитов офиолитов Центрального Казахстана показал, что они отвечают двум различным типам изоморфизма трехвалентных катионов (см. табл. 1).

Хромшпинелиды перидотитов, заключенные в серпентинитовые меланжи террейнов Майсор, Кызылтумсык и Центрального Толпака, характеризуются широкими изменениями содержаний Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма данной группы Cr-шпинелидов является Al³ /Cr³ при низких и близких к постоянным концентрациям Ti⁴ и Fe³.

Хромшпинелиды перидотитов паравтохтона Караулчеку образуют непрерывный ряд от хромистых феррихромпикотитов до хромсодержащих магнетитов. Концентрации Al₂O₃, TiO₂ и FeO Cr-шпинелидов высокие, степень их колебания также высокая. Данный тип Cr-шпинелидов представляет собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма: Cr³ (Al³)/Fe³ (Ti⁴).

2. Средние содержания клинопироксенов

Массивы и породы	Fs	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O
<i>Толпак</i>				
Вебстериты	6,9	н.п.ч.	0,46	—
Crt-верлиты	5,1—7,6	0,25	0,32	—
Верлиты	3,7—6,8	0,20—0,29	—	—
Габбронориты крупнозернистые до пегматоидных	8,0	0,30	—	—
Габбронориты мелкозернистые	10,0—11,5	0,35—0,56	—	—
<i>Кызылтумсык</i>				
Габбро	19,6—21,7	0,30—0,63	—	—
<i>Майсор</i>				
Верлиты	4,0—5,8	0,03—0,12	0,65—0,98	0,16—0,26
Клинопироксениты	4,0—5,10	0,02—0,15	0,77—0,93	0,18—0,35
Габбро	5,1—6,7	0,09—0,16	0,36—0,51	0,15—0,28
<i>Караулчеку</i>				
Лерцолиты	6,6—9,4	0,00—0,59	0,18—1,11	0,25—0,87
Верлиты	7,8—8,4	0,25—0,40	0,29—0,89	0,30—0,54
Клинопироксениты	7,6—11,3	0,24—0,65	0,27—0,57	0,59—0,71
Габбронориты мелкозернистые	8,0—14,1	0,26—0,59	0,04—0,35	0,25—0,91

Примечание. Прочерк — содержание ниже предела чувствительности метода.

Несколько обособленную группу представляют Cr-шпинелиды дунитов Агырекского серпентинитового меланжа. Они характеризуются относительно неширокими изменениями содержаний Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма этой группы Cr-шпинелидов является Al³⁺/Cr³⁺ при высоких и близких к постоянным концентрациям Ti⁴⁺ и Fe³⁺, что отличает их от первой группы Cr-шпинелидов.

Гарцбургиты, верлиты и дуниты террейнов Майсор, Кызылтумсык и Центрального Толпака, содержащие Cr-шпинелиды с крайне низкими концентрациями TiO₂, отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам (рис. 2). Ассоциирующие с ними хромистые дуниты основания кумулятивного разреза соответствуют деплетированным мантийным перидотитам, что резко отличает их от абиссальных перидотитов.

Хромистые дуниты Агырекского серпентинитового меланжа отвечают умеренодеплетированным мантийным перидотитам (см. рис. 2). Перидотиты паравтохтоны Караулчеку по степени деплетированности не однородны (см. рис. 2). Интенсивно динамометаморфизованные серпентинизированные гарцбургиты основания паравтохтона по содержанию TiO₂ отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам, а кумулятивные дуниты, верлиты, лерцолиты и роговообман-

ковые лерцолиты соответствуют по типу истощенности перидотитам преддуговых бассейнов.

Фигуративные точки Cr-шпинелидов перидотитов террейна Майсор, Кызылтумсык и Северный Толпак на геодинамической диаграмме Mg /Cr (рис. 3, б) ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона Cr-шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы.

Хромшпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулчеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуративные точки Cr-шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (см. рис. 3, а) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов начальной стадии развития преддуговых рифтов. Различие в характере накопления железа в гарцбургитах и кумулятивных дунитах паравтохтона Караулчеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулчеку.

Хромшпинелиды перидотитов Агырекского серпентинитового меланжа на диаграмме Mg /Cr также тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов (см. рис. 3, б).

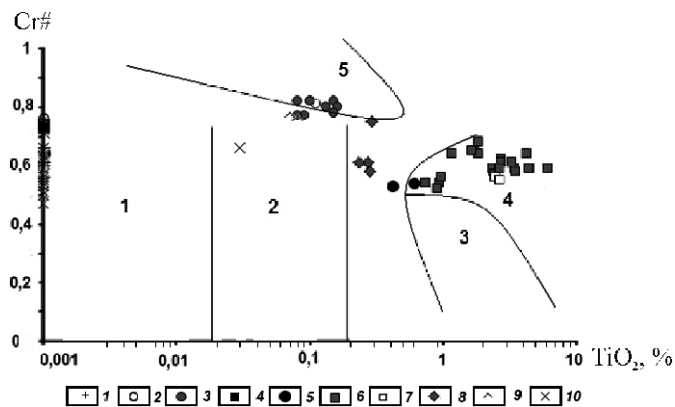


Рис. 2. Диаграмма Cr /TiO₂ для Cr-шпинели перидотитов:

поля выделены по [21, 23, 28]; перидотиты: 1 — высокодеплетированные, 2 — деплетированные, 3 — абиссальные, 4 — преддуговых бассейнов; 5 — бониниты; 6 — перидотиты и 2 — хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 — хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 — гарцбургиты; 5 — дуниты; 6 — лерцолиты и 7 — верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 — перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 — хромистые дуниты и 10 — перидотиты террейна Кызылтумсык

Плутонические офиолиты, формирующиеся над зонами субдукции, различаются тем, что они не все содержат подиформные тела рудных хромитов. В составе Караулчекинского паравтохтона их место занимают подиформные тела титаномagnetитов и magnetитов с медной минерализацией. Это факт подтверждает вывод Дж.Пирса [13] о том, что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых срединно-океанических хребтов.

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления, рассчитанная по формуле $10 \ln(\text{Cr}) - 24$ [25]) мантийного вещества обоих типов остается довольно высокая и достигает 22% в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа массива Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б.А.Базылева [3], что высокая (4%) неоднородность (разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных комплексов обусловлена индуцированным плавлением мантийного источника, привносом флюида или расплава в магматическую систему.

Общепринято, что наиболее подвижными элементами в шпинелидах замещающими друг друга являются Fe²⁺ и Mg²⁺. Экспериментально обосновано [9], что хлор препятствует накоплению в реститовом расплаве железа. Такие процессы могут быть обусловлены присутствием хлора в надсубдукционном флюиде [17].

Высокие концентрации Fe и Ti хромшпинелидов, отмеченные в перидотитах Караулчеку, по работе

[22], могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низких давлениях и медленном охлаждении магматического расплава. Такие концентрации Fe и Ti свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию надсубдукционных флюидов обогащенных хлором. Содержащие их перидотиты — составная часть расслоенных гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбронорит-трондьемитовых интрузий, формирующихся в преддуговых бассейнах [15].

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Y (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na₂O (от 0,25—0,87%), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подиформные тела титаномagnetитов и magnetитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Ca бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al (Al₂O₃ 11,20—13,95%) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

К офиолитам преддуговых бассейнов относится и значительная часть будин high-Y гарцбургитов и кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов полимиктового серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской сутурной зоны (см. рис. 1, I, 8—10).

Хромшпинелиды с низкими концентрациями Fe и Ti с изоморфизмом типа Al³⁺ /Cr³⁺, по-видимому, формируются в процессе индуцированного плавления мантийного источника, обусловленного привносом хлорсодержащих надсубдукционных флюидов.

В зонах низкоскоростной субдукции марианского типа в задуговом спрединговом бассейне, по всей вероятности, формировался расслоенный дунит-габбро-гарцбургит-верлитовый Майсорский массив. Перидотиты таких комплексов характеризуются крайне низкими концентрациями Y, клинопироксен обеднен Na₂O (0,35%), но обогащен Cr₂O₃ (0,65—0,98%), оливин преимущественно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al₂O₃ 15,2—17,0%) примитивными базальтами с характеристиками MORB и дифференцированными базальтами, но слабоглиноземистыми (Al₂O₃ 13,65—16,70%), и нередко высококальциевыми базальтами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Перидотиты Агырекского серпентинитового меланжа, содержащие умереннотитанистые Cr-шпинелиды, по-видимому, образовались в процессе фракционирования обогащенной мантии. Умеренная истощенность перидотитов и высокие концентрации стронция (В.Г.Степанец, 2008) не исключают их фор-

мирование в корневых зонах плюмовых источников, зарождающихся над зонами субдукции.

В зонах высокоскоростной субдукции чилийского типа, в замкнутых магматических камерах формировались расслоенные гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-габбронорит-диоритовые массивы Кызылтумсык и Северный Толпак [16], кровля которых сложена породами кератофир-спилит-диабазовой формации. Керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, габброиды и перидотиты крайне обеднены иттрием, клинопироксен крайне обеднен Na_2O , дуниты содержат горизонты high-Mg хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al_2O_3 14,47—18,36%) дифференцированными вулканитами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Рассмотрев возможные геодинамические модели формирования plutonic офиолитов северо-востока Центрального Казахстана возникает вопрос, для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафит-ультрамафитовые породы, преобразованные в серпентинитовые меланжи в составе крупных аллохтонов и паравтохтонов Центрального Казахстана, как правило, залегают структурно ниже базальтовых и терригенных комплексов.

Надсубдукционные офиолиты, как известно [32], отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия тектонических плит. В таких зонах plutonic офиолиты оказыва-

ются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты и синхронны вновь образованным вулканическим комплексам. Тем самым в подобных структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоциирующие с ними габброиды формировались до излияния «инициальных» базальтов.

В настоящее время нет и оснований утверждать, что меланократовый фундамент палеозойского Центрального Казахстана более древний, чем возраст офиолитовых базальтовых толщ, на чем настаивают Р.М.Антонюк и его коллеги [2]. Тем более нельзя относить составляющие его габброиды и перидотиты к венду—раннему кембрию, а также предполагать повсеместное распространение венд-раннекембрийского меланократового фундамента в пределах палеозойского Центрального Казахстана.

Это очевидно и при анализе значений абсолютного возраста (477—489 млн.лет) [15], выполненного по циркону уран-свинцовым методом, для габброноритов массива Центральный Толпак, где ранее Р.М.Антонюк [1] описал протерозойский меланократовый фундамент.

Возраст плагиогранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [1, 2], по сути, отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов, о чем свидетельствует low-Al Crx перидотитов и габброидов, а также наличие будин хромитов в составе Тектурмасского серпентинитового меланжа.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм Центрального Казахстана толщ, интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [18, 19], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к кремнистой глубоководной формации палеозойского Центрального Казахстана. В настоящее время толщи глубоководных силицитов датируются поздним кембрием—средним ордовиком, им синхронны туфогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с меланжами надсубдукционного типа. Интенсивно конденсированные силициты этих толщ, повсеместно картируются в пределах аккреционных призм и сутурных зон Центрального Казахстана, фиксирующих области схождения тектонических плит, не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [35], можно предположить, что основной объем протерозойской и вендско-кембрийской океанской коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанского

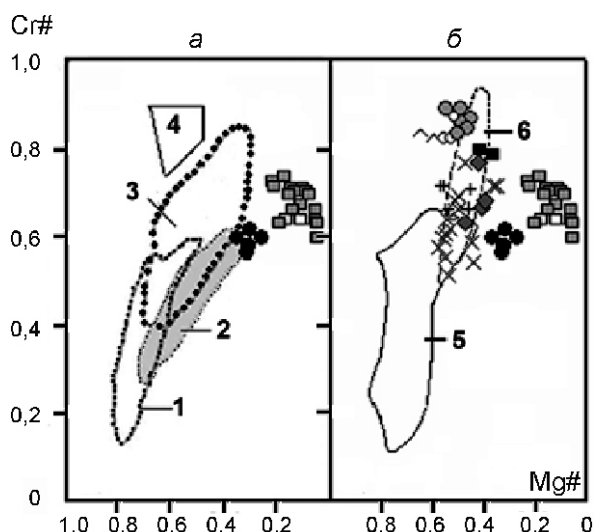


Рис. 3. Диаграмма Cr /Mg Cr-шпинелидов перидотитов:

поля: перидотитов по работе [35], (см. рис. 3, а) 1 — срединно-океанических хребтов, 2 — задуговых спрединговых и 3 — преддуговых бассейнов, 4 — бонинитов; поля на рис. 3, б, перидотитов: 5 — океанических, по работе [33], 6 — Идзу-Бонин-Марианской островной дуги по работе [27]; см. услов. обозн. к рис. 2

чехла могла быть соскоблена с погружающихся океанских плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Океанская кора в зоне субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту. Перемещение океанской плиты на континент или островную дугу может происходить только посредством обдукции, когда в зону субдукции попадает приподнятая часть срединно-океанического хребта [8].

Очевидно, что в пределах покровно-складчатых структур палеозойид Центрального Казахстана породы офиолитовой триады Г.Штейманна [34] не отражают состав палеозойской океанской коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоко-водных океанических осадков, соскобленных с океанских плит, погружающихся в зоны субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. —М., 1974.
2. Антонюк Р.М., Евсеев Р.Д., Хамзин Б.С. и др. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36—45.
3. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества // Автореф. дисс....д-ра геол.-минер. наук. —М., 2003.
4. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. —М.: Наука, 1999.
5. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозойид Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71—96.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.И., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Пороодообразующие пироксены. —М.: Наука, 1971.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. —М.: Недра, 1976.
8. Колман Р.Г. Офиолиты. —М.: Мир, 1979.
9. Маракушев А.А. Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV. —М.: Наука, 1987. С. 24—38.
10. Миясиро А., Акиши К., Шенгер А. Орогенез. —М., 1985.
11. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. —Алма-Ата, 1981.
12. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
13. Пирс Дж.А., Линпарт Дж.С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. —М.: Мир, 1987. С. 134—165.
14. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. —М.: Мир, 1987. С. 102—133.
15. Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Центрального Казахстана // Автореф. дисс....канд. геол.-минер. наук. —Алма-Ата, 1992.
16. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. —Нордверштетг. БОД, 2008.
17. Степанец В.Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. 1. Научное издание. —Миасс, 2007. С. 60—67.
18. Степанец В.Г., Гридина Н.М. Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Косгомбай и проблемы корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 3—15.
19. Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011. № 5. С. 5—28.
20. Ультраосновные породы. Магматические горные породы. Т. 5. —М.: Наука, 1988.
21. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Miner. Mag. 1992. 56: Pp. 173—184.
22. Barnes S.J., Melezhik V., and Sokolov S.V. The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. Pp. 447—472.
23. Dick H.B., and Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol. 1984. 86: Pp. 54—76.
24. Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. 1963. Bull. 74: Pp. 947—952.
25. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. Vol. 410. 2001. Pp. 677—681.
26. Hess H.H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10). NR 081-067. 1960. 38 S.
27. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program, 1992. Pp. 445—485.
28. Jan M.Q., Windley B.F. Chromian spinelsilicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwestern Pakistan. J. Petrol. 1990. 31: Pp. 667—715.
29. Johnson K.T.M., Dick J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, J. Geophys. Res. 1990. 95. Pp. 2661—2678.
30. Maruyama S. Plume tectonics J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. Pp. 24—49.
31. Metcalf R.V., Shervais, J.W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? in Wright J.E. and Shervais J.W., eds., Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper 438. Pp. 191—222.
32. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett. 1973. 19. Pp. 218—224.
33. Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R. et al. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. 115. Pp. 1—17.
34. Steinmann G. Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid. 2/ 1927. Pp. 638—667.
35. Stern R.J. 2002. Subduction zones. Rev. Geophys. 40:1012, doi:10.1029/2001RG000108.
36. Wegener A. Die Entstehung der Kontinent // Geologische Rundschau. 1912. Bd 3. S. 276—471.

Выделение цвиттеров по петрохимическим и геохимическим критериям

Н.А.БОРОДКИН, В.А.ПРИСТАВКО (Учреждение Российской академии наук Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН; 685000, г.Магадан, ул.Портовая, д.16)

Рассмотрены геолого-минералогические свойства цвиттеров, связанных с массивами редкометалльных гранитоидов литий-фтористой серии. На основе литературных данных и оригинального фактического материала с оловорудного месторождения Депутатское (Якутия) и рудного поля Экуг-Туманинское (Восточная Чукотка) с олово-золотосурьмяным оруденением разработаны петро- и геохимические критерии цвиттеров.

Ключевые слова: цвиттеры, грейзены, геохимические характеристики, олово-редкометалльное оруденение.

Бородкин Николай Александрович, miailova@neisri.ru

Приставко Виктор Андреевич

Petrochemical and geochemical criteria of zwitter classification

N.A.BORODKIN, V.A.PRISTAVKO

Geological-mineralogical features of zwitter that are the varieties of greisens, are analyzed. Zwitter is related with the mass of the rare metal granitoids of the lithium-fluoric series. On the basis of the literature data and the original results of investigations, petro- and geochemical zwitter characteristic on the tin ore Deputatskoye deposit (Yakutia) and Ekug-Tumaninskoye ore field (Eastern Chukotka) with tin-gold-arsenic mineralization was given.

Key words: zwitter, greisens, geochemical characteristic, tin-rare mineralization.

Многочисленные литературные данные и фактические материалы авторов по ряду известных на Северо-Востоке России массивов редкометалльных гранитоидов и связанных с ними оловянных и олово-вольфрамовых месторождений (Иультин, Светлое, Мымлереннет, Экуг) свидетельствуют о том, что гранитоиды Иультинского, Светлинского и Чануанского массивов по своим петрохимическим характеристикам во многом схожи с гранитами Рудных Гор, Забайкалья и Монголии, где развиты цвиттеры. Облик грейзенов на данных объектах в немалой степени напоминает цвиттеры.

Геологическое понятие *цвиттеры* появилось несколько веков назад. В XV—XVII вв. немецкие рудознатоцы на рудниках в Рудных Горах так именовали мелкозернистые грейзены с большим содержанием оловянного камня (касситерита). К настоящему времени многие геологи касались этой проблемы. В процессе изучения к уже известному каждый из геологов добавлял что-то новое, и в определение этих пород вкладывались не только общеизвестные критерии, но и результаты исследований. Так, немецкий [1] и чешский [18] геологи при характеристике цвиттеров за основу берут особенности структуры пород и наличие метасоматически измененных вмещающих. В.И.Коваленко с соавторами по результатам исследований массивов редкометалльных гранитоидов литий-фтористой серии различных регионов мира утверждают, что цвиттеры «...не просто уникальное отклонение обычных грейзенов в каких-то конкретных районах, а представляют собой закономерное явление в процессе развития литий-фтористых грани-

тов и занимают вполне определенное место» [8, с. 691]. Они предлагают называть цвиттерами грейзены, в состав которых входят железистая слюда, топаз, кварц и ряд рудных минералов — вольфрамит, касситерит, колумбит и др.

На основании детальных исследований слюд редкометалльных гранитов, грейзенов и цвиттеров И.Л.Лапидес [12] и В.И.Коваленко [9] уточнили, что к цвиттерам относятся грейзены, содержащие темноцветные слюды в интервале составов от сидерофиллита до циннвальдита и соответствующий набор жильных и рудных минералов (кварц, топаз, касситерит, вольфрамит, монацит, колумбит, пирит, халькопирит, пирротин и др.)

Тела цвиттеров пространственно и генетически связаны с массивами редкометалльных гранитов. Они четко контролируются площадью распространения самих гранитов. В одних случаях наибольшая концентрация их тел отмечается в апикальных выступах массивов (Рудные Горы), в других они тяготеют к зонам эндоконтакта массивов (Бага-Газрынский массив, Монголия). Интенсивно цвиттеры развиваются и в пологих телах дополнительных фаз редкометалльных интрузий (Монголия). Однако не всегда так однозначно решается вопрос контроля цвиттеров со стороны гранитоидов. Цвиттеры могут пересекать интрузивные контакты гранитов различных фаз или различного возраста. Например, в Бага-Газрынском массиве (Монголия) жильные тела цвиттеров нередко пересекают контакты крупнозернистых аляскитов главной фазы и мелкозернистых гранитов фазы дополнительных интрузий [10]. На месторождении

Альтенберг в Рудных Горах, хотя цвиттеры и сосредоточены в гранитах купола, но контроль их со стороны интрузивного контакта отсутствует. Они развиваются в экзоконтактовых зонах вмещающих порфировидных гранитов и даже в более ранних тепличных кварцевых порфирах.

Типичные цвиттеры наблюдаются во вмещающих терригенных породах значительно реже, чем в материнских гранитах. Так, на месторождении Крупка (Рудные Горы) цвиттеры образовались и непосредственно по гранитам, гранит-порфирам и кристаллическим сланцам. При выходе во вмещающие алюмосиликатные породы тела цвиттеров расщепляются на тонкие прожилки, образуя рудоносный штокверк. Известно, что проявления цвиттеров связаны также и с онгонитами стекловатыми эффузивными и субвулканическими аналогами различных разновидностей литий-фтористых гранитов [9, 10].

Тела цвиттеров могут быть самыми разнообразными по форме и размерам. Наиболее типичны жильные тела и залежи, приуроченные к апикальным частям куполообразных выступов гранитоидов. Тела такой морфологии наблюдаются в Чехии, Германии, Исландии, Монголии и России. На рудном поле месторождения Крупка (Чехия) они представлены грейзенизированными керсантами, содержащими вкрапленность касситерита и халькопирита [11]. Подобные дайки керсантитов с рудной минерализацией изучались одним из авторов статьи на оловорудном месторождении Мымлленет (Восточная Чукотка) [3]. На месторождении Циновец (Чехия) — это серия круто- и пологопадающих жил, группирующихся в 8—9 жильные зоны. По падению некоторые из жил прослежены до глубины 200 м. Часто разноориентированные прожилки образуют штокверковые зоны, такие как на месторождениях Крупка (Чехия), Альтенберг (Германия). Кроме описанных жильных тел различают: 1) мощные (в несколько десятков метров) цвиттерные зоны, покрывающие всю поверхность гранитного купола, в непосредственном контакте гранитоидов с вмещающими породами; 2) крупные залежи («грейзеновые шляпы») мощностью в десятки метров в апикальных частях купольных выступов гранитоидов. С глубиной залежи расщепляются на отдельные жилы и апофизы или просто выклиниваются (Танненберг, Альтенберг); 3) цилиндрические тела различных размеров (Танненберг, Альтенберг), которые с глубиной также расщепляются на жилы и постепенно исчезают. Протяженность таких тел по падению достигает 200 м, а диаметр поперечного сечения составляет от 3—17 м на поверхности до 40—60 м на нижних горизонтах; 4) протяженные (до 850 м) трубообразные залежи (Готтесберг), диаметр которых с глубиной резко увеличивается (5—100 м); 5) линзо- и пластообразные тела (Эренфридерсдорф) длиной до 400 м, шириной 40 м и максимальной мощностью 25 м [16]. Подобные

морфологические тела цвиттеров зарегистрированы во многих регионах мира.

В массивах некоторых литий-фтористых гранитов Монголии наблюдаются цвиттеры в виде шлировых обособлений округлой формы размерами до 10—20 см. Такие образования пространственно изолированы друг от друга и не контролируются трещинами, а приурочены к зонам распространения шлировых пегматитов [8]. Существование подобных тел объясняется длительностью процесса и способом их образования. Предполагается, что шлировые обособления цвиттеров не что иное, как начальная стадия преобразования пегматитов в цвиттеры инфильтрационным способом под воздействием остаточных растворов.

По способу образования различают метасоматические тела цвиттеров и тела выполнения. В отличие от первых в телах выполнения зональность практически не проявляется, контакты с гранитами у них резкие, без промежуточных по составу пород. Нередко цвиттеры выполнения служат цементом в брекчиях, скрепляя обломки гранитов [8].

Основу минерального состава этих пород составляют 5—7 минералов, хотя общее их число достигает 70 [5]. Это прежде всего кварц, темноцветные литиевые слюды (биотит, протолитионит, циннвальдит и др.) и топаз, которые часто в сумме превышают 95% от массы породы; процентное соотношение между этими минералами весьма различное. Несколько реже в состав цвиттеров из жильных минералов входят флюорит и, по данным некоторых исследователей [1, 3], турмалин, апатит, андалузит, хлорит, кальцит и др. Из второстепенных и редких минералов типоморфными для цвиттеров считаются касситерит, вольфрамит, колумбит и танталит. Нередко в них отмечаются молибденит и многие другие сульфидные минералы. Чаще всего сульфидная ассоциация представлена арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, станином, пиритом, висмутином, борнитом, халькозином и очень редкими тетраэдритом, пирротинном, эмплектитом. Из самородных встречаются висмут, серебро, золото.

Для цвиттеров метасоматических зон и залежей по сравнению с жильными образованиями минералогия несколько шире. Здесь к числу их минералов относят еще пороодообразующие вмещающих гранитоидов (калиевый полевой шпат, плагиоклаз, альбит, микроклин, мусковит) и акцессорные (apatит, циркон), присутствующие в породе контактовых зон тел цвиттеров.

В исследованиях грейзенов авторы решали задачу обнаружения и распознавания среди них цвиттеров. Цель этих исследований — найти для них более объективные, чем геолого-минералогические характеристики [5], отличительные критерии, которые бы устанавливались аналитическими методами. На первом этапе обращалось внимание на особенности петрохимического облика таких пород. Сравнение

данных химического анализа и средних содержаний основных петрогенных компонентов цвиттеров и других пород (грейзенов и редкометалльных гранитов), с которыми они соседствуют, показало, что цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены по отношению к гранитоидам чаще всего имеют существенно повышенное содержание кремнезема и весьма пониженное содержание щелочей. Четко проявлен меланократовый характер цвиттеров — содержание Fe(III) в них достигает 3—5% (при сохранении глинозема примерно на уровне исходных гранитов). На более чем 200 анализах петрохимического состава цвиттеров, грейзенов и редкометалльных гранитоидов литий-фтористого типа из 40 гранитных массивов многих регионов нашей страны и мира был проведен детальный сравнительный анализ. По алгоритму, разработанному [14] средствами пакета прикладных программ «Лидер», были последовательно получены оценки информативности всех основных компонентов химического состава пород по отношению к самим цвиттерам и грейzenам.

При сопоставлении химизма цвиттеров и родственных с ними пород обнаруживается их близость к грейzenам. Однако от грейzenов они отличаются по многим параметрам. Сущность этого различия состоит в том, что цвиттеры и грейзены в разной степени обогащены теми или иными компонентами, вплоть до противоположных тенденций (табл. 1). Расчеты показали, что «петрохимическое лицо» цвиттеров в основном определяют кремнекислота и оксиды марганца, а петрохимию грейzenов — повышенные количества FeO, TiO₂, MgO. Эти данные по соотношению химизма цвиттеров и грейzenов могут и должны использоваться при расшифровке химических процессов, сопровождающих образование цвиттеров.

1. Соотношение основных породообразующих оксидов в цвиттерах и грейzenах

Соотношение	Цвиттеры	Грейзены
Обогащение	Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , MnO	FeO, TiO ₂ , MgO
Примерное равенство или незначительное перераспределение	CaO, FeO	Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MnO, CaO
Обеднение	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, MgO	SiO ₂ , Na ₂ O

Соотношение комплексного геохимического показателя (КГП) приведенных различий химизма цвиттеров, грейzenов и всех остальных рассмотренных групп пород дано на рис. 1, подтверждая значение немецкого названия пород *Zwitter* — «между» [5]. Как следует из рис. 1, цвиттеры по грейzenовому показателю (КГП-2) однозначно находятся между гранитами, в которых они имеются и грейzenами. По

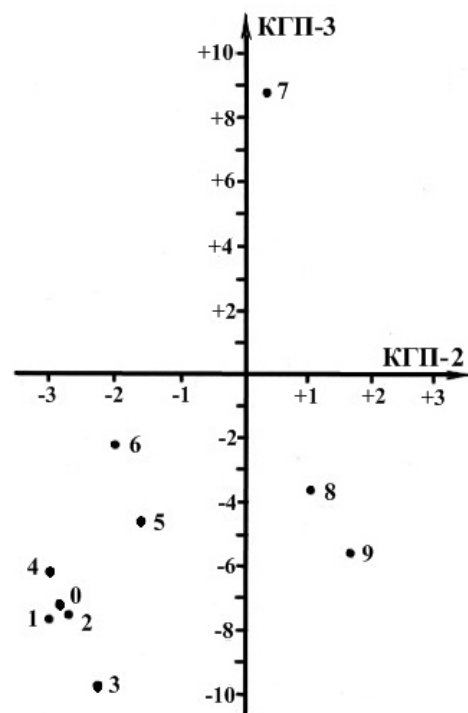


Рис. 1. Соотношение средних оценок исследованных пород по грейzenовому (КГП-2) и цвиттеровому (КГП-3) комплексным геохимическим показателям:

разновидности пород: 0 — микрограниты, 1 — аляскиты, 2, 3, 4 и 5 — соответственно лепидолитовые, биотитовые, протолигнитовые и амазонитовые граниты, 6 — онгониты, 7 — цвиттеры, 8 — грейзены по гранитам, 9 — грейзены по осадочным породам

цвиттеровому показателю (КГП-3) они резко выделяются среди всех родственных пород, демонстрируя свою уникальность.

На следующем этапе поисков объективных различий между цвиттерами и грейzenами подробно рассматривались геохимические характеристики тех и других. При этом также использовались литературные данные по известным массивам редкометалльных гранитов из разных регионов земного шара и оригинальный фактический материал, в т.ч. 128 силикатных анализов с грейzenового месторождения Одинокое (Якутия), 105 петрохимических определений и 103 спектральных из того же набора проб с оловянного месторождения Депутатское (Якутия), 156 силикатных и 4463 спектральных анализа с Экуг-Туманинского рудного поля (Восточная Чукотка), где проявлена оловянная (месторождение Экуг), золотосурьмяная (месторождение Туманное) и полиметаллическая (рудопроявление Потерянное) минерализация. В совокупности указанный материал позволил уточнить петрохимический облик грейzenов и цвиттеров, а также выявить аспекты геохимического различия этих пород [6].

Исследования элементов в комплексе проводились статистическими методами, в результате чего были

2. Индикаторная роль компонентов для цвиттеров и грейзенов

Компоненты	Цвиттеры	Грейзены
Sn	1,26	1,39
Be	1,01	0,95
Bi	0,82	0,65
Li	0,81	1,05
Ag	0,73	0,82
Pb	0,39	0,52
As	0,32	0,22
Ga	0,29	0,32
Mn	0,29	0,29
W	0,28	0,20
Ge	0,25	0,13
Cu	0,23	0,49
Nb	0,22	0,05
Mo	0,20	0,12
Ca	0,19	0,05
Y	0,15	0,26
In	0,13	0,14
Cr	0,11	0,21
Zn	0,01	0,14
Fe	0,07	0,18
Mg	0,12	0,15
B	0,17	0,16
Au	0,25	0,33
Ba	0,60	0,80
Ni	0,66	0,48
Ti	0,76	0,33
Sb	0,88	1,07
Zr	1,00	1,14
MnO	0,55	0,47
SiO ₂	0,53	0,34
Fe ₂ O ₃	0,03	0,64
CaO	0,37	0,27
FeO	0,41	1,14
Al ₂ O ₃	0,41	0,04
Na ₂ O	0,45	1,50
MgO	0,76	0,49
TiO ₂	0,93	0,62
K ₂ O	1,24	0,59

определены две основные геохимические ассоциации, одна из них (Si, As, Mn, Ca, Be, Bi, W, Mo, Ge и Nb) характерна для цвиттеров, другая (Mg, Ti, Fe, Sn, Li, Ag, Pb, Cu, Zn, Cr, Y) свойственна грейzenам (табл. 2). Полученные комплексы были рассмотрены с точки зрения фундаментальных свойств элементов, входящих в них. Обнаружилось, что у элементов первой группы более высокие (в порядке убывания индикаторной роли): теплота плавления, величина E/Z , теплота сублимации, температура плавления, энергия атомизации, электрохимический эквивалент, первый ионизированный потенциал, температура кипения [15], электроотрицательность орбитальная, X/r орбитальное, обратный орбитальный радиус, электроотрицательность по Полингу, энергия газообразного состояния, приведенный термодинамический потенциал для газообразного состояния и другие, менее значительные свойства — атомный объем, нормальные электроотрицательные потенциалы (табл. 3).

Элементы грейзеновой группы характеризуются более высокими значениями следующих фундаментальных свойств (в порядке убывания индикаторной роли): ковалентного радиуса, энтропии кристаллического состояния, приведенного термодинамического потенциала для кристаллического состояния, электропроводности, второго ионизированного потенциала, эффективного заряда нейтрального атома и других, менее значительных свойств (см. табл. 3).

Итак, с учетом фундаментальных свойств элементов для цвиттеров (в порядке убывания КГП) наиболее характерны (см. табл. 2): Be (12,7), Si, As (10—11), Mo, Bi (8,5—9,5), W, Ca, Ge, Nb (6—7), Mn (2); а для грейзенов комплекс представлен: Mg (12,5), Zn (9,5), Ag, Sn, Pb, Y (7—8), Li, Cu (6—6,5), Cr, Fe (4—5), Ti (3).

Таким образом, обнаруженные экспериментальные различия между цвиттерами и грейзенами оказываются закономерными с точки зрения фундаментальных свойств элементов. Это обстоятельство позволит в дальнейшем теоретически предсказывать концентрирование более широкого круга компонентов как в грейзенах, так и, в частности, в цвиттерах.

Результаты исследований авторов подтверждают наблюдения других геологов, изучавших распределение концентраций редких элементов в гранитах и цвиттерах некоторых редкометалльных массивов Монголии [7, 11]. Однако полного подтверждения в этом достичь вряд ли можно не только из-за отсутствия одного и того же фактического материала, но и в силу видового разнообразия цвиттеров, а также наличия у них петрографической, минералогической, метасоматической и геохимической зональности.

Выдержанность среднего минерального и химического составов пород каждой зоны цвиттеров, наряду с четкой метасоматической их зональностью, свидетельствует об инфильтрационном характере метасоматического процесса образования цвиттеров

3. Физические свойства ассоциаций элементов, характерных для цвиттеров и грейзенов

Физические свойства	Цвиттеры										
	Элементы										
	Be	Si	As	Mo	Bi	W	Ca	Ge	Nb	Mn	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Температура плавления, К	1560	1688	1090	2890	544,592	3660	1123	1210,4	2742	1517	
Температура кипения, К	2744	3522	885	5100	1830	5640	1762	3120	5115	2392	
Теплота плавления, Дж/моль	1,5 10 ⁴	5,0 10 ⁴	2,8 10 ⁴	3,7 10 ⁴	1,1 10 ⁴	3,5 10 ⁴	8,7 10 ³	3,7 10 ⁴	2,7 10 ⁴	1,5 10 ⁴	
Теплота сублимации, кДж/моль	3,3 10 ⁵	4,5 10 ⁵	1,6 10 ⁵	6,6 10 ⁵	2,6 10 ⁵	8,5 10 ⁵	1,8 10 ⁵	3,8 10 ⁵	7,2 10 ⁵	2,8 10 ⁵	
Атомный объем, А	4,89	12,04	12,98	9,39	21,31	9,54	26,2	13,64	10,76	7,36	
Нормальный электродный потенциал, В	1,7	Нет данных	0,25	0,2	0,2	1,1	2,84	4,5	1,1	1,1	
Электропроводность, См/м	15,2 10 ⁶	10 ⁵ —10 ²	3 10 ⁶	20 10 ⁶	0,92 10 ⁶	17,9 10 ⁶	25 10 ⁶	1,54	6,67 10 ⁶	0,388 10 ⁶	

Физические свойства	Грейзены										
	Элементы										
	Mg	Zn	Ag	Sn	Pb	Y	Li	Cu	Cr	Fe	Ti
1	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Температура плавления, К	923	692,73	1235,08	505	600,6	1773	453,7	1356,065	2176	1811	1841
Температура кипения, К	1376	1179,35	2440	2896	2018	3610	1615	2816	2840	3145	3442
Теплота плавления, Дж/моль	9,0 10 ³	7,2 10 ³	1,1 10 ⁴	7,2 10 ³	1,7 10 ⁴	1,7 10 ⁴	3,0 10 ³	1,3 10 ⁴	1,4 10 ⁴	1,4 10 ⁴	1,7 10 ⁴
Теплота сублимации, кДж/моль	1,5 10 ⁵	1,3 10 ⁵	2,9 10 ⁵	3,0 10 ⁵	3,7 10 ⁵	4,2 10 ⁵	1,6 10 ⁵	3,4 10 ⁵	4,0 10 ⁵	4,2 10 ⁵	4,7 10 ⁵
Атомный объем, А	14,0	9,15	10,27	16,29	8,84	19,88	12,94	7,11	7,23	7,09	10,64
Нормальный электродный потенциал, В	2,38	0,76	0,8	0,14	0,13	2,1	3,2	0,34	0,71	0,44	1,75
Электропроводность, См/м	25 10 ⁶	16,4 10 ⁶	62 10 ⁶	8,85 10 ⁶	13,5 10 ⁶	1,54 10 ⁶	10,7 10 ⁶	58,8 10 ⁶	6,67 10 ⁶	10 10 ⁶	1,73 10 ⁶

[2]. При этом ряд подвижности для рассматриваемого процесса имеет следующий вид:



В целом такая зональность соответствует экспериментально изученной последовательности субсолидных превращений гранитов под воздействием растворов плавиковой кислоты [11]. Следовательно, экспериментально подтверждается предположение о том, что цвиттеры образуются при кислотном (фторном) высокотемпературном выщелачивании гранитов [8, 9]. Полученные данные не противоречат этому ряду подвижности компонентов, они его уточняют и значительно расширяют.

При образовании оловорудных цвиттеров заметна тенденция к формированию мономинеральных кварцевых пород, как и для мусковитовых грейзенов [11, 17], но в отличие от них в цвиттерах вместо мусковита устойчивыми оказываются железистые литий-фтористые слюды и широко представлен топаз. Устойчивости этих минералов в первую очередь способствуют, по-видимому, высокотемпературные условия генезиса цвиттеров (они развиваются вслед за формированием пегматитов и раньше обычных мусковитовых грейзенов) и специфический литий-фтористый состав исходных гранитов и связанные с ними послемагматические растворы.

Постоянно отмечается тесная пространственная связь цвиттеров с более поздними метасоматическими телами бескварцевых микроклин-плагноклазовых пород. Микроклиниты — характерные породы для зон цвиттеризации гранитов. Флюоритовые микроклиниты с редкоземельной акцессорной минерализацией наблюдаются на Бага-Газрынском массиве (Монголия), где они приурочены в основном к его центральной, наиболее эродированной части. Полевошпатовые метасоматиты («метасиениты») массива Губершток (Чехия) формируются в глубинном ярусе грейзенизированного штока [11]. Аналогичные метасоматиты есть и на глубоких горизонтах Циннвальда. Эти породы образуются при интенсивном растворении кварца и калишпатизации породы. Полевошпатовые метасоматиты появляются на фронте процесса цвиттерообразования и фиксируются на окончаниях шпировых и жильных тел цвиттеров при выклинивании их на глубине, т.е. на более глубоких горизонтах гранитных массивов. Эти метасоматиты дополняют составы цвиттеров до исходного гранита, что иллюстрирует положение о возникновении полевошпатовых метасоматитов при осаждении компонентов, выщелоченных из гранитов при формировании цвиттеров [9, 11].

Процессы, приводящие к образованию цвиттеров, как свидетельствуют геологические наблюдения, не являются конечными, их продолжают процессы грейзенизации и альбитизации. На упомянутом Бага-Газрынском массиве наблюдалось наложение кварц-мусковитовых грейзенов на цвиттеры [9]. При

этом фтористые минералы (топаз, литиевый биотит) оказывались неустойчивыми и замещались относительно низкофтористыми мусковитами. Поэтому на многих редкометалльных месторождениях, где развивался метасоматоз кислотного (фторного) типа, из-за сложности самого процесса, который может при определенных условиях продолжаться в течение какого-то времени или прекращаться и возобновляться вновь, совместно обнаруживаются цвиттеры, грейзены и другие метасоматиты.

По данным исследований авторов, цвиттерам более свойственно олово-редкометалльное оруденение. На периферии Депутатского месторождения грейзены и цвиттеры составляют 26 и 28% соответственно. В центральной части месторождения Экуг грейзены проявлены в 77% опробованного материала, а цвиттеры, как их составная часть, в 62%. На золоторудном месторождении Туманное грейзены и цвиттеры развиты в гораздо меньшей степени (1,2—0,3%). Материалы исследований подтверждают, что на грейзеновых месторождениях с олово-редкометалльным оруденением возможно совместное нахождение грейзенов и цвиттеров, но места их локализации разобщены в пространстве.

В ходе моделирования геохимической структуры месторождения Экуг с помощью полученных геохимико-петрохимических характеристик грейзенов и цвиттеров были вычислены их комплексные геохимические показатели. Затем все пробы, входившие в массив по расчету модели (1804 пробы), согласно значениям этих показателей тестировались на принадлежность к одной из таких разновидностей. Места группового расположения проб, относящихся к цвиттерам или грейzenам, были детально откартированы в соответствии с имеющимися координатами каждой из проб. Результаты такого картирования выносились на горизонтальные и вертикальные разрезы (7 горизонтальных и 9 вертикальных), которые были заданы для изучения структуры геохимического поля месторождения и построения его объемной модели. Это позволило рассмотреть места локализации грейзенов и цвиттеров на Экуге в объеме и соотносить их с его геологической и геохимической структурами. Наглядное представление о распределении мест локализации цвиттеров и грейзенов по латерали и на глубину дает диаграмма из трех горизонтальных (горизонты 500, 300, 100 м) сечений (рис. 2, А) и одного вертикального (профиль 8—8 с направлением юго-запад—северо-восток) (см. рис. 2, Б). На этом рисунке видна положительная динамика развития области грейзенизации непосредственно над штоком по мере приближения к нему и обратная тенденция для цвиттеров — уменьшение их объема в этом направлении и смещение мест их локализации к периферийным частям штока по мере увеличения глубины.

Анализ полученных результатов и сопоставление данных геохимического картирования с геологией месторождения выявило следующее:

1. На значительном удалении от поверхности штока (500—300 м) цвиттеры занимают большую часть объема над ним, а с приближением к нему они локализуются у крутых контактов штока.

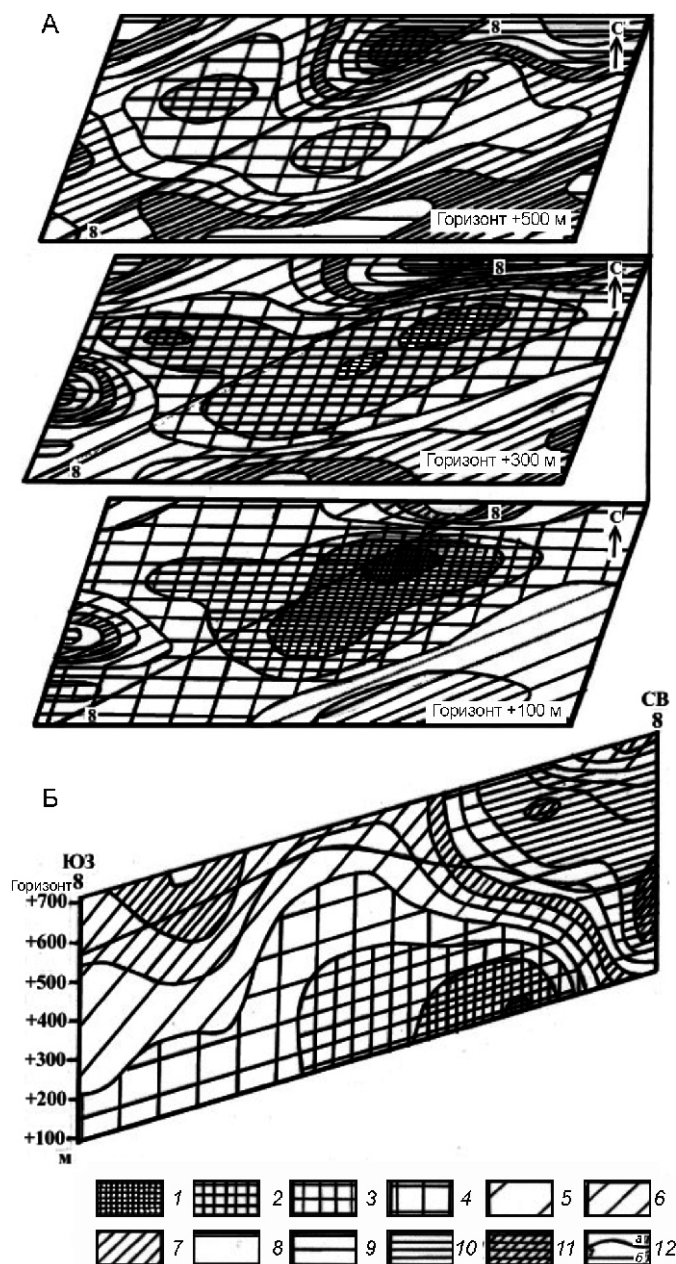


Рис. 2. Диаграмма пространственного распределения мест локализации грейзенов и цвиттеров в надкупольном пространстве грейзенового месторождения Экуг:

распределение пород: А — на горизонтах 100, 300, 500 м; Б — по вертикали (разрез 8—8); места: 1—4 — распространения грейзенов и 5—11 — локализации цвиттеров; густота штриховки увеличивается по мере приближения к центрам областей распространения разновидности пород; 12 — линии: а — поверхности рельефа, б — сечения вертикального профиля и его номер

2. Цвиттеры развиваются как по осадочным породам, так и по интрузивным образованиям — дайкам гранит-порфиров и лампрофиров.

3. Грейзены сосредоточены непосредственно над апикальной частью штока, и чем ближе к его поверхности (глубже 300 м), тем область их распространения шире.

4. Грейзены развиваются в осадочных породах и рудоносных дайках гранит-порфиров, а на нижних горизонтах еще и в дайках лампрофиров.

В целом же, в дополнении к своду геолого-минералогических характеристик [5] авторы разработали более объективную геохимико-петрохимическую часть паспорта цвиттеров, откуда следует, что при большом генетическом и геохимическом родстве грейзенов и цвиттеров оказывается возможным разделить их по геохимическим и петрохимическим особенностям, которые обусловлены фундаментальными свойствами элементов. Это открывает путь для дальнейшей расшифровки генезиса цвиттеров как продуктов грейзенизации при редкометалльном рудообразовании, а так же на месторождении Экуг с мышьяк-олово-редкометалльным оруденением геохимическими методами впервые обнаружены цвиттеры — продукты высокотемпературной стадии грейзенизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бауман Л., Тишendorf Г. Введение в металлогению-минералогию. — М.: Мир, 1979.
2. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. — Л.: Недра, 1979.
3. Богданов В.И., Кокорин А.М., Корестелев П.Г. и др. Вещественный состав и условия образования Правурмийской оловорудной зоны // Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. — Владивосток, 1979. С. 36—51.
4. Бородин Н.А., Приставко В.А. Основные черты геохимического поля оловорудного проявления Мымлеренет // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР // Сб. науч. тр. — Магадан, 1989. С. 105—123.
5. Бородин Н.А. Цвиттеры. — Магадан, 1995.
6. Бородин Н.А., Приставко В.А. Петрохимические и геохимические критерии выделения цвиттеров // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. В 3-х т. // Мат-лы Всерос. совещания, посвященного 90-летию академику Н.А.Шило. XII годичное собрание СВО ВМО. Магадан, 3—6 июня 2003 г. — Магадан, 2003. Т. 2. С. 250—253.
7. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. — Новосибирск: Наука, 1983.
8. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 3. С. 690—693.
9. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Козлов В.Д. и др. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии). — М.: Наука, 1974. С. 42—52.
10. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топаз содержащие кварцевые кератофиры) субвулканические

- аналоги редкометаллических литий-фтористых гранитов // Тр. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Т. 15. — М.: Наука, 1976.
11. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. — Новосибирск: Наука, 1977.
12. Липидес И.Л., Коваленко В.И., Коваль П.В. Слюды редкометаллических гранитоидов // Химический состав и термический анализ. — Новосибирск: Наука, 1977.
13. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых // Вып. 2. Оловянно-вольфрамовые месторождения. — М., 1971.
14. Приставка В.А. Эндогенные ореолы касситерит-силькатных рудных тел (на примере месторождений Валькумеев и Ирча) // Автореф. дис....канд. геол.- минер. наук. — Магадан, 1984.
15. Свойства элементов. В 2-х ч. Ч. 1. Физические свойства. Справочник. 2-е изд. — М.: Металлургия, 1976.
16. Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. — М.: Наука, 1979.
17. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Кудряшов А.В. и др. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометаллических месторождений Казахстана // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 3—14.
18. Штемпрок М. Генетические модели олово-вольфрамо-молибденовых месторождений Восточных Рудных Гор / Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. С. 191—204.

УДК 552.33:553.21:549(575.1)

Р.Г.Юсупов, Я.М.Рафиков, 2012

Лампроитовый магматизм и его рудоносность (Срединный Тянь-Шань)

Р.Г.ЮСУПОВ (Государственное предприятие «Геологический музей» Государственного Комитета по Геологии Республики Узбекистан; 100021 РУз, г.Ташкент ул.Фурката, д.4), Я.М.РАФИКОВ (Институт геологии и геофизики им.Х.А.Абдуллаева Академии Наук Республики Узбекистан; 100031, РУз, г.Ташкент, ул.Олимлар, д.49)

Изучены калиевые щелочные базальтоиды Кураминской активной окраины. Основываясь на петрографических, петрогеохимических и акцессорно-минералогических исследованиях, газовый состав некоторых минералов позволил разделить их на лампроиты и лампроитоподобные породы, а также сравнить их с лампроитами из Австралии, Алдана, Лейцит Хилс, Вайоминга и др. Обнаружено, что лампроитовый магматизм отвечает типовой минерализации (алмазонасность, платиноносность и апатитонасность и др.).

Ключевые слова: базальтоиды, лампроиты, магматизм, алмазонасность, активная окраина.

Юсупов Рустам Гумерович, rafikov_yalkin@mail.ru

Рафиков Ялкин Мухамедович

Lamproit magmatisme and its ore-bearing (Central Tien-Shan)

R.G.YUSUPOV, Ya.M.RAFIKOV

Alkaline potassium basaltoids of Kuramin active boardland were examined. Based on petrographical, petrogeochemical and accessory-mineralogical research, gas composition of certain minerals permitted to divide them into lamproites and lamproite like and to compare them with lamproites from Australia, Aldan, Leucite Hills, Wyoming, etc. It was discovered that lamproit magnetism corresponds to mineralization of type (as diamond, platinum, apatite).

Key words: basaltoids, lamproites, magmatisme, diamond, active boardland.

Щелочные базальтоиды и долериты в модели развития Чаткало-Кураминского плюма Срединного Тянь-Шаня [1, 2] принадлежат к внутриплитным магматическим образованиям. В верховьях р.Карабау щелочные базальтоиды тесно соотносятся с оливиновыми трахибазальтами. Внутриплитные калиевые щелочные базальтоиды, реже щелочно-габброидные образования, хотя и неоднократно рассматривались [3, 5, 7, 8], обращалось внимание преимущественно на особенности их петрографии, петрохимии и др. Петролого-геохимическая и акцессорно-минеральная типизация калиевых щелочных базальтоидов [3, 4] позволила расчленить

их на лампроиты [8] и «лампроитоподобные породы» [5] орендитового и камафугитового типов (лампроитовая серия). В результате для калиевых щелочных базальтоидов Срединного Тянь-Шаня наметились признаки отличий: 1) геологическая автономность; калиевая щелочность, высокие значения магнетиальности, кальциевости; 2) присутствие ксенолитов и ксенокристаллов мантийного происхождения; 3) присутствие в составах пород акцессорных наборов термо- и барофильных минералов; 4) ассоциации с породами шошонит-латитовой (шошониты, лейцит-тефриты, лампрофиты, оливиновые трахибазальты и др.) серии.

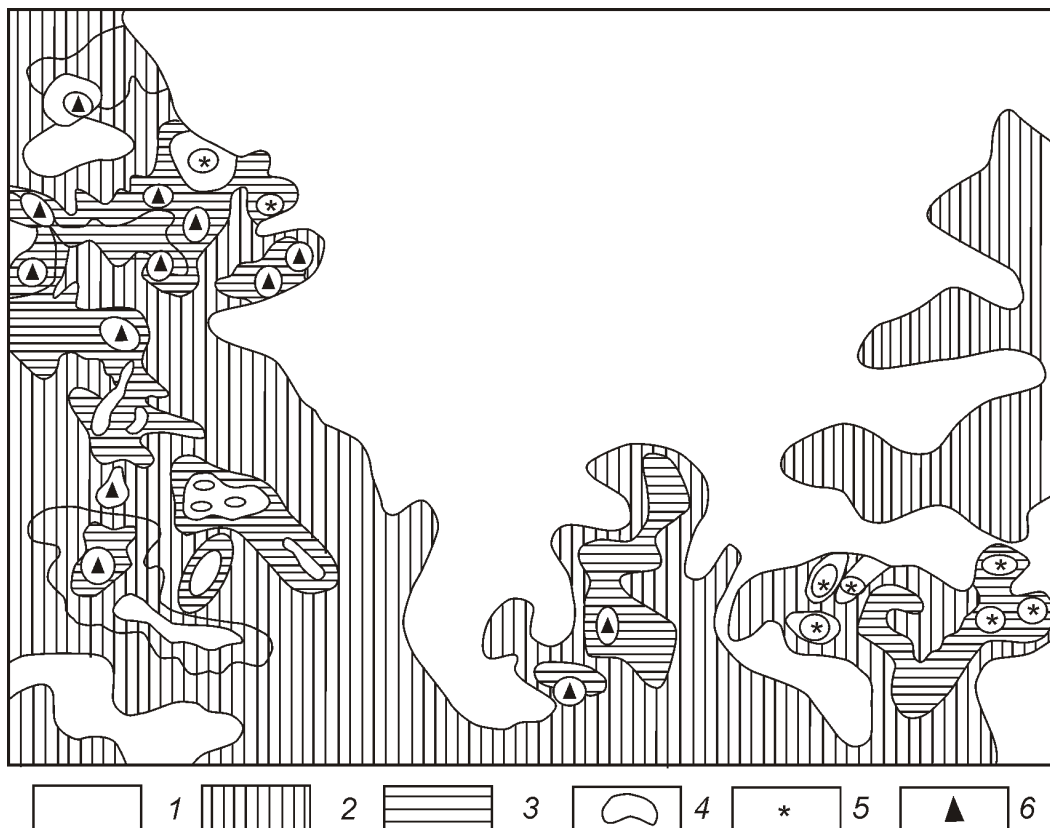


Рис. 1. Карта содержаний калия со схемой размещения трубок взрыва Акбулак-Кошмансайской площади Среднего Тянь-Шаня. По данным аэрогаммасъемки территории (Э.Я.Островский, И.Г.Кремнев):

содержания калия (в %) в наземных горных породах: 1 — до 2,5; 2 — 2,5—5; 3 — 5—7,5; 4 — 7,5; 5 — трубки взрыва (диатремы), обнаруженные в процессе работ и фиксирующиеся на карте содержаний калия; 6 — трубки взрыва, предполагаемые по геологическим данным и подтверждающиеся на карте содержания калия (прогнозируемые трубки взрыва)

М.М.Новгородова с коллегами [5], рассматривая породы Кошмансайской диатремы обратила внимание на практически полную измененность цементирующей массы и вкрапленников, что позволило обозначить их как «лампроитоподобные породы» базит-ультрабазитового состава с повышенной щелочностью калиевой серии, локализованные в трубчатых телах эруптивных брекчий (трубки взрыва), поэтому предлагалось изучить особенности состава акцессорной минерализации.

Формы проявления калиевых щелочных базальтоидов: субвулканические (дайки, силлы, купола, лакколитоподобные тела и др.), характерны диатремы и трубки взрыва диаметром от менее 100 до 1000 м, сложенные плотно сцементированными вулканическими эруптивными и эксплозивными брекчиями. Представления о возрасте пород калиевых щелочных базальтоидов неоднозначны: от конца среднего карбона [4] до К₁—Р [1, 2], отмечалась повторяемость внутриплитных условий в истории развития региона с комплексом формаций. Для мел-палеогенового внутриплитного магматизма характерны породы субвулканического (калиевые щелочные базальтоиды) и интрузивного облика (щелочно-габброидные),

прослеживающиеся вдоль широкой полосы (до 20 км) зоны глубинного Кенкол-Кумбельского разлома (рис. 1). Здесь широко представлены экструзивно-субвулканические и дайковые образования, включая лампроитовые диатремы (Кошмансайская, 500 м; Тереклинская, 900 м; Водораздельная, 1000 м; Палатхонская, 100—200 м и др.). Породы лампроитовой серии проявились достаточно широко и масштабно в основном с локализацией в трубчатых телах (трубки взрыва, диатремы) в форме характерных эруптивных брекчий, претерпевших преобразования. Стекло раскристаллизовано с образованием тонкозернистого полиминерального агрегата, состоящего из амфибола, хлорита, диоктаэдрической слюды, карбоната, эпидота, кварца и шпинелидов. Кварц в стекловатой матрице представляет собой параморфозу по козситу. В условиях верхней части земной коры при относительно невысоких *P-T*-значениях формировалась девитрофицированная (стекловатая) матрица эруптивной брекчии и происходило ее преобразование.

Во вкрапленниках оливин, пироксен, флогопит, лейцит замещаются с сохранением их исходных идиоморфных форм. Теневые псевдоморфозы по вкрапленникам сложены оксидами железа (магне-

1. Химический состав лампроитоподобных пород Кошманская и верховьев р.Карабау (в %)

Компоненты	Лампроитоподобные породы																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	36,64	39,57	39,43	60,93	41,40	36,98	38,12	41,51	36,64	47,65	49,02	50,53	52,18	51,36	54,91	40,27	43,20
TiO ₂	0,81	1,71	1,12	0,20	1,20	0,74	0,92	0,88	0,81	0,80	1,06	0,85	0,70	0,77	0,72	1,12	0,90
Al ₂ O ₃	11,07	15,32	15,85	19,92	15,43	9,96	12,46	11,95	11,07	11,34	16,56	12,78	12,06	12,42	13,94	10,40	15,11
Fe ₂ O ₃	5,22	8,99	5,34	—	9,96	3,51	4,63	5,01	5,22	3,36	3,16	2,33	2,81	2,57	1,99	5,77	3,87
FeO	3,10	3,23	4,13	9,20	4,17	4,09	3,95	3,12	3,10	4,90	4,99	4,03	3,60	3,81	3,74	3,10	4,02
MnO	0,11	0,09	0,11	0,46	0,07	0,18	0,18	0,30	0,11	0,28	0,13	0,26	0,18	0,22	0,30	0,20	0,17
MgO	5,07	5,96	6,08	—	4,20	5,20	6,20	5,60	5,07	12,10	4,35	10,05	8,90	9,47	6,71	7,86	7,80
CaO	21,54	12,04	15,82	2,98	9,30	22,71	19,70	19,34	21,54	7,92	7,05	7,00	7,29	7,14	3,97	15,16	11,14
Na ₂ O	0,70	0,36	1,1	1,99	0,20	0,48	0,44	0,63	0,70	1,75	2,12	1,95	1,61	1,78	2,78	0,67	1,07
K ₂ O	1,18	2,64	2,26	4,29	4,42	1,95	1,70	1,33	1,18	5,00	5,40	6,00	8,20	7,10	6,28	4,22	4,98
P ₂ O ₅	0,30	Не опр.		—	0,80	0,39	0,44	0,35	0,30	0,54	0,69	0,58	0,58	0,58	0,48	0,10	0,41
H ₂ O ⁺	2,27	3,03	3,05	—	0,90	0,18	0,34	0,17	2,27	0,51	0,42	0,68	0,40	0,22	0,54	2,60	2,07
CO ₂	11,48	5,29	5,58	—	5,17	11,98	8,70	7,81	11,48	0,77	2,14	0,89	0,33	0,61	0,82	8,72	5,03
П.П.П.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,08	5,00	3,80	2,02	2,91	4,21	—	—
Сумма	99,49	98,52	99,88	99,97	101,15	100,28	100,32	100,11	99,49	100,23	99,95	100,84	100,53	100,67	100,43	100,19	99,77

Примечание. Лампроитоподобные породы (пробы 1—4, [1], Кошманская трубка; пробы 5—10, Я.М.Рафиков. Кошманская трубка); оливковые трахизальты (пробы 11, 12), лампро-фиры (пробы 13—15, [5], верховья р.Карабау; пробы 16, 17, Р.Г.Юсупов, Кошманская трубка).

тит). Лампроитоподобные породы Кошмансайской диатремы включают неотсортированные по размерам обломки различных горных пород, преимущественно состоящие из вмещающих известняков (D_3 — C_1), характерны обломки вулканогенного и плутонического характера, роговики, алевролиты, пепловые туфы и другие образования, включая биотит-амфиболовые гранулиты.

В породах Кошмансайской диатремы содержится SiO_2 (табл. 1) 36,34—41,51% и более, устанавливается рост щелочноземельных оксидов с преобладанием CaO , характерна повышенная глиноземистость пород (Al_2O_3 до 19%), умеренная титанистость и доминирование K_2O над Na_2O . В породах цемент витровулканический, объем стекла преобладает над кристаллической фазой вкрапленников. Геохимические особенности пород определяют Fe, Mn, Ni, Co, Cr, V, Zn, Nb, W, металлы платиновой группы.

В Чилтенской кальдере (Чаткальская зона, Срединный Тянь-Шань) развиты вулканогенные аналоги «лампроитоподобных пород» [7, 8] (дайки, силлообразные тела, эруптивные брекчии, небольшие по размерам трубчатые тела). В магматических породах размеры обломочного материала достигают 30—40 см в поперечнике. На различных глубинах земной коры при участии вулканических газов протекало формирование эруптивных брекчий. Чилтенские щелочные базальтоиды (лампрофиры, лейцитовые базальты и их эруптивные брекчии, шошониты и др.) [8] близко соотносятся с лампроитами Австралии, Алдана (Россия), Лейцит-Хиллса, Вайоминга (США) и других по сопоставимым содержаниям химических элементов.

Высококалиевые породы Кошмансайской диатремы разделяются по разбросу содержаний CaO , Al_2O_3 и др. «Лампроитоподобные породы» расчленяются на орендиты и частично камафугиты (рис. 2), проявляя близость к высококалиевым породам лампроитового и камафугитового ряда. В соответствии с минералого-геохимическими характеристиками (табл. 2) «лампроитоподобных пород» Кошмансайской и Чилтенской кальдер и известными классификациями (Х.Митчелл, С.С.Бергман) устанавливается их сопоставимые близости.

«Лампроитоподобные породы» Срединного Тянь-Шаня обладают рядом отличий (повышенная щелочноземельность, пониженная титанистость при благороднометалльной нагрузке и др.) от типичных лампроитов.

В видовом составе аксессуарных минералов (табл. 3) преобладают минералы класса *металлы и неметаллы, сплавы и интерметаллиды* (феррит, хромоферрит, хром самородный, никель самородный, самородные Au, Ag, Cu, алмаз, графит и др.), *силициды металлов* (мавляновит, зюссит и др.), *карбиды металлов и неметаллов* (хамрабаевит, муассанит и др.), *фосфиды металлов* (неизвестные минеральные виды

с участием Fe и Mn). В породах все аксессуарные минералы включают девитрифицированную стекловатую массу. В Кошмансайской диатреме находка алмаза представлена в единичных количествах. Для алмаза типоморфным являются габитус, размеры, цвет, изотопный состав углерода и др. В породах для минерала характерны несовершенные кубы и комбинации куба и октаэдра, реже {110}, в котором грани (ПО) и (111) развиты подчиненно. На гранях алмаза устанавливаются неровности, ячеистость, скульптурные изображения четырехугольной формы. Алмаз бесцветный с некоторой характерной сероватостью. Для минерала устанавливается низкая примесь азота (N 0,1%). Изотопно-тяжелый углерод (δC^{13} 6,2‰). Размеры минерала от 0,1 до 2,5 мм. Элементы-примеси: Si, Al, Ti, K, Ba, Sr, Ni, Co, Au и др.

Газовый состав алмаза из Кошмансайской диатремы (обр.К-2, [11]; в %): H_2 20,2, CO 4,4, CO_2 10,3, CH_4 4,2, C_2H_4 0,5, H_2O 9,8, N_2 50,3, Ar 0,3, сумма 100. В условиях больших глубин и высоких температур молекулярный водород рассматривается как активный восстановитель металлов и неметаллов. По мере падения температуры при низкой фугитивности кислорода происходит переход «капельвиднo-жидких» металл-углеродистых обособлений в минеральные выделения — самородные Fe, Cr, интерметаллиды,

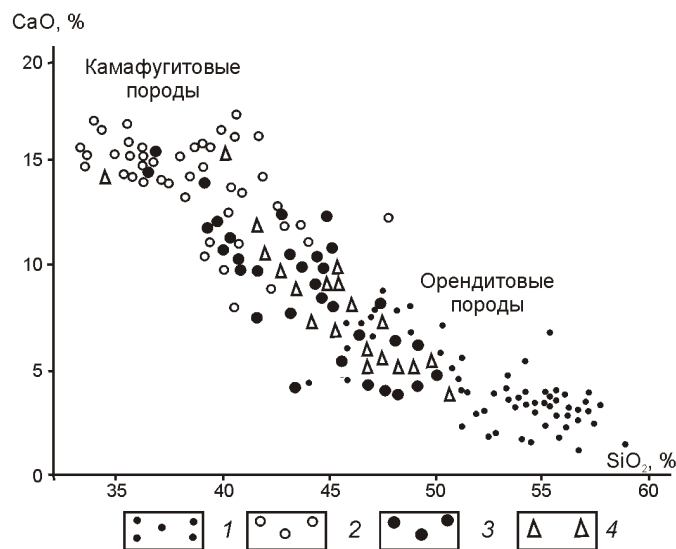


Рис. 2. Вариационная диаграмма состава калиевых базальтоидов Чилтенской вулканотектонической структуры и лампроитоподобных пород Кошмансайской диатремы. Данные К.А.Рахманова, 2000; Р.Г.Юсупова, 2011; Я.М.Рафикова, 1993:

1 — орендитовые породы (фицроиты, седреситы, мамилиты, волжидиты) бассейна р. Фицрой (Австралия), вайомингиты, мадупиты (США), фортуныты, вериты, канкалиты, хумилиты (Испания); 2 — камафугиты (катунгиты, мафуриты, угандиты) Уганды; 3 — миаскитовые лампроиты и камафугиты Чилтенской вулканотектонической структуры; 4 — лампроитоподобные породы Кошмансайской диатремы

2. Минералого-геохимическая характеристика лампроитов и «лампроитоподобных пород»

Лампроитоподобные породы Кошмансайской диатремы	Миаскитовые лампроиты Чилтенской кальдеры [7, 8]	По Х.Митчеллу, С.С.Бергману
<i>Минералогические особенности</i>		
Прайдерит (предположительно)	Прайдерит (предположительно)	Прайдерит
Рихтерит (отсутствует)	Калиевый ортоклаз	Титановый (TiO ₂ 5—10%) калиевый (K ₂ O 4—6%) рихтерит
Диопсид с пониженными количествами Al ₂ O ₃ , Na ₂ O	Дипсид (Al ₂ O ₃ 3—4%; Na ₂ O 1%)	Дипсид бедный Al ₂ O ₃ (1%) и Na ₂ O (1%)
Санидин (Fe ₂ O ₃ 1—5%)	Лейсты санидина в основной массе	Санидин богатый железом (Fe ₂ O ₃ 1—5%)
Псевдолейцит	Псевдолейцит, лейцит	Лейцит богатый Fe ₂ O ₃ (1—4%)
Флогопит (TiO ₂ 3—7%, Al ₂ O ₃ 15%)	Флогопит титановый с высокими содержаниями Al ₂ O ₃	Флогопит бедный Al ₂ O ₃ (5—12%), титанистый
<i>Минеральные ассоциации</i>		
Термо- и барофильные (алмаз, муассанит, корунд, силициды и карбиды металлов)	Данные отсутствуют	Нет данных
Первичные минеральные фазы (до 5% и более)	Вариации первичных фаз пород (от 5 до 90%)	Вариации первичных фаз пород (от 5 до 90% по объему)
<i>Геохимические особенности</i>		
Породы, молярные K ₂ O/Na ₂ O 2—3	Молярные K ₂ O/Na ₂ O 2—3, реже 4—6	Молярные K ₂ O/Na ₂ O 3, породы ультракалиевые
Молярные K ₂ O/Al ₂ O ₃ 0,5—0,1	Молярные K ₂ O/Al ₂ O ₃ в пределах 0,4—0,5 и редко 1	Молярные K ₂ O/Al ₂ O ₃ 0,8, обычно 1
Молярные K ₂ O Na ₂ O/Al ₂ O ₃ 1 (0,3 и 0,7)	Молярные K ₂ O Na ₂ O/Al ₂ O ₃ в пределах 0,5—0,7 (1), породы миаскитовые (ультракалиевые)	Молярные K ₂ O Na ₂ O/Al ₂ O ₃ обычно 1, породы апатитовые ультращелочные
Fe ₂ O ₃ 10; CaO от 10 до 20	Типично Fe ₂ O ₃ и CaO 10%	Типично Fe ₂ O ₃ и CaO 10%
TiO ₂ около 1%; Be 0,1—0,2%; Zr 0,1%; La 0,01%	TiO ₂ 1—2,5; Ba 2000 г/т, обычно 3000—4000 г/т; Zr 70—250 г/т; Sr 1000 г/т; La 50—1000 г/т	TiO ₂ 1—7; Ba 2000 г/т, обычно 5000 г/т; Zr 1000 г/т; La 200 г/т

сплавы металлов и др. (см. табл. 3). «Тяжелые компоненты» газового состава сохраняются в составах силицидов и карбидов металлов и неметаллов. Газовый состав флюидных включений в мавляновите (в %): N₂, 56, H 8,7, CO 12,2, CO₂ 5,4, CH₄ 1,5, C₂H₂ 16, Ar 0,2, сумма 100. Состав флюидных включений обозначает близость условий формирования алмаза и мавляновита как тугоплавких и образовавшихся при высоком давлении минералов.

Самородное железо (—Fe) — один из аксессуарных минералов в форме мелких выделений, содержит Si, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Au, Ag, Cu и другие, минерал представлен ванадиевыми (обр.1049) и Co-Ni содержащими (А-224) разновидностями. В матрице феррита присутствуют включения самородного золота и отдельно самородного серебра. Для феррита (—Fe) совместное нахождение Fe, Au и Ag обусловлено их параэлементными связями. Растворимость Au в Fe достигает 1,5% при

850 С. При некотором избытке содержания золото склонно давать собственные минеральные формы (самородное золото разной пробы), охватывая и металлы платиновой группы. В ферритах (—Fe, обр.А-224) с ростом концентрации Ni и Co устанавливаются корреляционные связи с металлами платиновой группы (Pt, Pd, Ph, Ru). Обломочная форма части кристаллов аксессуарных минералов (алмазы, муассаниты, зюссит и др.) и резкое несоответствие их размеров величине тонкозернистой матрицы, образованной при раскристаллизации витровулканита цемента брекчий, в котором они заключены, позволяет рассматривать их как *ксенокристаллы*, предполагая, что их источниками явились высокоглиноземистые коровые эклогиты (гранулиты) [5].

Цементирующее витровулканическое стекло включает обломки раскристаллизованного стекла, обладает пузырчатостью и повышенной плотностью

3. Акцессорно-минеральный состав лампроитов Кошмансайдской диатремы

Элементы	Минерал, видовой состав
<i>I. Класс металлов и неметаллов, сплавы и интерметаллиды</i>	
Fe	Феррит (—Fe), разновидности минерала на основе примесей Si, Cr, Mn, As, P, включая элементы платиновой группы, Au и другие, вестервелдит, хром-феррит и др.
Cr	Хром самородный, феррохромит, Fe- и Si-минеральные разновидности
Ni	Никель самородный, аварит, джозефинит и др.
Co	Кобальт самородный, Fe-разновидность (1—2% Fe)
МПГ	Самородная Pt, ферроплатина, изоферроплатина, ферроникельплатина и др.
Au, Ag	Самородные Au и Ag, разновидности самородного Au на основе Fe, Pd, Ag, Cu, Bi и др.
Cu	Самородная Cu, куприды и цинкиды меди (p-CuZn, (CuAg) ₇ Zn ³); минеральные разновидности самородной Cu на основе Au AgAs; уитнеит, альгодонит и др.
Si	Кремний самородный
C	Алмаз, лонсдейлит, графит и др.
<i>II. Силициды металлов</i>	
Fe	Зюссит, ферсилицит, фердисилицит
Fe, Mn	Незванные (Mn, Fe) ₅ Si ₃ и (Fe, Mn) ₅ Si ₃ ; мавляновит
<i>III. Карбиды металлов и неметаллов</i>	
Fe	Когенит с разновидностями на основе Cr, Ti, Mn
Ti	Хамрабаевит с разновидностями на основе Nb, Zr, Fe, V
W	Карбид вольфрама
Si	Муассанит, баумаршит, расендит
<i>IV. Фосфиды металлов</i>	
Fe	Шрейберзит, незванные Fe-, Mn-фосфиды

и некоторой обогащенностью флюидной фазой. В условиях формирования «лампроитоподобных пород» и последующей их локализации в трубчатых телах фугитивность кислорода служит показателем *P-T* условий и компонентного состава флюидной фазы (CH₄, CO, H₂, N₂, CO₂, H₂O и др.), определяя восстановительные условия (ассоциации самородных металлов, силицидов и карбидов металлов и неметаллов). Флюидиты подразделяются на *гипоглубинные* (флюидомагматические), *умеренноглубинные* с включениями глубинных включений (ксенолитов) и ксенокластических материалов, *малоглубинные*. Высокосостоявшиеся гипоглубинные флюиды (флюи-

домагматическое происхождение) определяют особенности акцессорно-минерального состава (самородные металлы, карбиды и силициды металлов и неметаллов) «лампроитоподобных пород».

В условиях верхней части земной коры гипоглубинные флюиды H₂-He, C-N и другого состава, подвергаясь окислению, сопровождаются накоплением CO₂, H₂O и др. Породы диатремы при формировании эруптивных брекчий обогащаются и приобретают значимую продуктивность на металлы платиновой группы, золото, медь и др.

В последние годы рассматриваются [10] различные варианты систематизации глубинных флюидитов или магм, перенасыщенных газово-жидкими флюидами (жидкогазовые, твердожидкие, твердогазовые и др.), которые, проникая с различных уровней глубины, участвуют в формировании всего разнообразия магматических пород и сопутствующей минерализации (продуктивности). На территории Срединного Тянь-Шаня флюидовзрывные образования, включая глубинные флюидиты и сопутствующие им минеральные компоненты, связаны с формированием нетрадиционных типов рудной минерализации (платиноносность, алмазоносность, апатитиноносность и др.).

С позиции концепции мантийных плюмов [2, 4, 12, 13] и плюмотектоники проявления калиевых щелочных базальтоидов в мел-палеогене, определяющие особенности внутриплитного лампроитового магматизма и сопутствующей минерализации нетрадиционного типа (алмазоносность, платиноносность, апатитиноносность и др.) с преимущественной локализацией в трубчатых телах (эруптивные брекчий), согласуются с существованием в основании Центрально-Азиатской территории «горячего» суперплюма, центр которого предположительно расположен в районе Даудаба—Каинды—Ирису — северо-западная часть Срединного Тянь-Шаня. Разновременность контрастных термальных состояний суперплюма (поздний докембрий, D₁, C₁¹, C₂₋₃, C₃—P₁ и K—P) [3] обусловила на заключительных стадиях деятельности формирования поздних (дочерних) производных (внутриплитный магматизм, мел—палеоген). Здесь, в краевой части микроконтинента, где зона субдукции (субширотная Кызылкум-Нуратино-Южно-Ферганская сутура), пересекаясь с зонами субмеридиональных (трансформных) разрывных структур, появились горячие поля мантии, которые сопровождались последовательным внедрением «порций» мантийного субстрата (D₁, C₁¹, C₂—P₁, P, K—P) [1, 2].

Характер внутриплитного мел-палеогенового лампроитового магматизма, а также петрохимические особенности пород позволяют наметить следующие практически интересные источники металлов, определяющие связанную продуктивность и рудоносность магматизма внутриплитного характера:

подкорковые, отчетливо мантийные (алмазы, платиноиды, металлы семейства железа и др.);

совмещенные корово-мантийные, главным образом, эпитермальные проявления (Cu, Mo, Re, Au, Ag, Pb, Zn и другие, элементы «легкой платины» — Pd, Rh и др.);

коровые с охватом редуцированного гранитного слоя с сопутствующей редкометалльностью и редкоземельностью (альбититы, грейзены и др.).

На активной континентальной окраине калиевые щелочные базальтоиды (Срединный Тянь-Шань) по своему образу петрографии, петрохимии, акцессорно-минеральным составам, геохимическим особенностям проявляют сходство с лампроитами орендитового ряда. К числу показателей таких особенностей принадлежат повышенная калиевая щелочность, низкая титанистость, аномально высокие содержания Ba, Sr, Zr, P, F, Ni, Cr, Co, V. Проявлениям калиевых щелочных базальтоидов характерен ряд признаков, подчеркивающих их акцессорно-минеральные особенности (алмазность и др.). Внутриплитный лампроитовый магматизм (континентальные калиевые щелочные базальтоиды) обладает продуктивностью на алмазы (Кошмансайская диатрема). В ряде случаев с проявлениями внутриплитного лампроитового магматизма устанавливается нетрадиционная платиноносность преимущественно на металлы «легкой платины» с сопутствующим комплексом Au, Ag, Cu и др. [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Далимов Т.Н., Павлов В.А., Рафиков Я.М. Основные черты и эволюция магматизма Кураминской зоны // Изв. АН СССР. 1991. № 1. С. 29—41.
2. Далимов Т.Н. Эволюция и модель развития Чаткало-Кураминского плюма // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 3. С. 3—18.
3. Далимов Т.Н., Ишбаев Х.Д., Рафиков Я.М., Мусаев А.А. Мантийные включения в щелочных базальтоидах Кураминской зоны (северная окраина Туркестанского палеоокеана) // Узбекский геологический журнал. 1997. № 1. С. 50—56.
4. Мушкин И.В. Щелочные базальтоиды и лампрофиры верховьев р. Карабау (южный склон Чаткальского хребта) // Узбекский геологический журнал. 1966. № 2. С. 28—35.
5. Новгородова М.И., Галускин Е.В., Боярская Р.В., Махов А.В. Акцессорные минералы лампроитоподобных пород Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 15—25.
6. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Петролого-геохимическая типизация пород магматических комплексов, их потенциальная рудоносность (Срединный Тянь-Шань) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Т. III. — Сыктывкар, 2000. С. 215—216.
7. Рахманов К.А. Петрогенетические особенности и рудоносность шошонит-латитовых серий Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. — Новосибирск: Наука, 1991. С. 150—156.
8. Рахманов К.А. Миаскитовые лампроиты и камафугиты юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2000. № 3. С. 13—24.
9. Таджибаев Г.Т., Дзайнуков А.Б. Первая находка щелочных базальтоидов с ксенолитами глубинных пород в Срединном Тянь-Шане // Докл. Таджикской ССР. 1983. Т. XXVI. № 4. С. 240—243.
10. Шарпенюк Л.М., Лукьянова Л.И. О новом типе эндогенных образований // Мат-лы науч. конф. Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение. — Ташкент: Фан, 2005. С. 395—401.
11. Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М. Газовый состав флюидных включений барофильных акцессорных минералов позднепалеозойских комплексов (Срединный Тянь-Шань) // Мат-лы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиум АРIFIS. — М., 2008. Т. 1. С. 167—170.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3—29.
13. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115—138.

Возмущения геополей на территории Северного Кавказа в период цунамигенного Суматранского землетрясения 26 декабря 2004 г.

Ш.Г.ИДАРМАЧЕВ, В.И.ЧЕРКАШИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии Дагестанского НЦ РАН; 367030, г.Махачкала, ул.Ярагского, д.75)

Зарегистрированы синхронные возмущения геополей, кажущегося электрического сопротивления горных пород в трех различных пунктах и уровни воды в скважине в районе Восточного Предкавказья (Дагестанский клин), характеризующие процесс аномального растяжения земной коры перед Суматранскими землетрясениями М 9,3 и 8,7. Рассмотрен процесс планетарного масштаба возмущения флюидного режима земной коры в качестве механизма, вызвавшего аномальную деформацию на удалении 6000 км от очагов землетрясений.

Ключевые слова: кажущееся сопротивление, суперинтенсивная деформация, очаг землетрясения, сейсмические гвозди.

Идармачев Шамиль Гасанович, idarmachev@eandex.ru
Черкашин Василий Иванович, dangeo@mail.ru

Disturbances geofields in the North Caucasus during the Sumatran tsunamigenic earthquake 26 december 2004

Sh.G.IDARMACHEV, V.I.CHERKASHIN

Registered synchronous disturbances geofields, apparent resistivity of rocks in three different locations and water levels in wells in the East Caucasus (Dagestan wedge), which characterize the process of anomalous crustal stretching in front of Sumatran earthquake M 9,3 and 8,7. The mechanism causing the abnormal strain on the 6000 km distance from the earthquake, through the process of planetary-scale disturbance of the fluid regime of the crust.

Key words: apparent resistance, the Super Intensive deformation, the earthquake, seismic nails.

При катастрофических землетрясениях сильные импульсные движения в отдельных частях земной коры, вызванные снятием накопленной упругой энергии, приводят к значительному перераспределению напряжений и, как следствие, к изменению скорости ее деформации. Так, например, катастрофическое землетрясение в Чилийско-Аргентинских Андах 18 апреля 1932 г., когда почти одновременно пришли в действие 25 крупных вулканов, образующих гряду длиной в 800 км (от Сант-Яго до Касепскан) и объясняется это быстро распространяющимся тектоническим импульсом, охватившим огромную площадь [16].

После катастрофического землетрясения в Чили 21 и 22 мая 1960 г. магнитудой М 7,5 и 8,5, смещения затронули площадь 130 000 км². Деформации при Аляскинском землетрясении 1964 г. (М 8,4—8,6) были отмечены на площади 800 400 км. Область подвижек вытянута вдоль Алеутского глубинного желоба. Блок вблизи желоба испытал поднятие до 10 м, а края, расположенные дальше, на расстоянии до 600 км от эпицентра, опустились на 2 м. Горизонтальные сдвиги достигли 29 м.

После катастрофического цунамигенного землетрясения в Индийском океане вблизи о.Суматра лазерный деформограф, расположенный на удалении 5700 км, зарегистрировал скачок неупругой деформации величиной $1,1 \cdot 10^{-6}$ [5]. Деформограф установлен в Приморском крае на МЭС ТОИ ДВО РАН с 2000 г. и используется для измерения вариаций микродеформаций земной коры. Время распространения неупругой деформации от очага до пункта наблюдения составило 19 мин 54 с. Зафиксированная деформация на два порядка превышает максимальную амплитуду приливной деформации.

В другом районе на расстоянии 3200 км вода из скважины фонтанировала на высоту 60 м [25]. Через двое суток после землетрясения высота фонтана стала 20 м.

Во время прохождения сейсмической волны на расстоянии 8200 км в пьезометрической скважине Камчатской ОМП ГС РАН было зарегистрировано скачкообразное уменьшение уровня воды амплитудой 4 см, затем в течение четырех часов наблюдались затухающие осцилляции с амплитудами не более 0,5 см [12].

После Суматра-Андаманских землетрясений (26.12.2004, М 9,3 и 28.03.2005, М 8,7) на Кавминводском геофизическом полигоне по сейсмологическим данным было зарегистрировано изменение напряженного состояния земной коры для каждого из этих землетрясений [17]. В методическом плане изменение напряженного состояния среды оценивалось по сейсмической энергии объемных волн удаленных землетрясений, зарегистрированных 11-ю высокочувствительными станциями.

По мнению авторов работы [17], изменение отношения энергии горизонтальных радиальной и тангенциальной компонент объемных волн на исследуемой площади (70–70 км) связано анизотропностью среды, т.е. процесс сжатия—растяжения земной коры приводит к сжатию трещинных зон в одних частях среды и раскрытию их в других.

Приведенные примеры, показывают, что если в какой-то сейсмической зоне на Земле происходит разрушительное землетрясение, оно обязательно вызывает изменение напряженного состояния на обширной территории за счет выделившейся упругой энергии. Так как в целом Земля представляет собой одну гигантскую систему напряжений, то изменение их в одном месте неизбежно вызывает перестройку в других зонах.

Накопление большого количества данных о краткосрочных предвестниках землетрясений, которые регистрируются в интервале периодов от нескольких месяцев до нескольких часов, позволяет сделать вывод о том, что перед землетрясением также может происходить быстрое перераспределение упругих напряжений на больших удалениях от фокальной зоны. Так, например, перед землетрясением 14 февраля 1952 г. в Вест-Индии (М 7,2) на двух станциях Японии на расстоянии 4600 км от очага за 3 часа перед землетрясением отмечено изменение направления наклона земной поверхности величиной 0,1 [26]. Подобное явление отмечено на станции Талгар перед Аляскинским землетрясением 1964 г. (М 8,4), расположенной на расстоянии 7000 км от эпицентра землетрясения [13]. За месяц до землетрясения сжатие пород, соответствующее сезонному ходу, сменилось деформацией растяжения, достигшей к моменту землетрясения $6 \cdot 10^{-8}$. Сразу после толчка деформация снова изменила знак.

На станции Кондара (Таджикистан) перед землетрясением 4 февраля 1965 г. (М 8,5) с эпицентром на Алеутских островах на расстоянии 8600 км от очага, за месяц до землетрясения наблюдалось увеличение скорости деформации (расширение) до $3 \cdot 10^{-8}$ в сутки, а за пять дней до землетрясения деформация изменяет знак и сохраняет его в течение трех дней после толчка. Аналогичные изменения знака деформации отмечались в это же время и на станции Талгар (Казахстан) [14].

Перед землетрясением 16 мая 1968 г. вблизи о. Хоккайдо (М 8,0) на станции Талгар (7200 км) за месяц до землетрясения наблюдалось аномальное расширение породы величиной $2 \cdot 10^{-7}$. Такое же расширение перед этим землетрясением наблюдалось в Подмоскowie на станции Протвино.

С развитием спутниковых геодезических систем GPS, InSAR радар стала возможна детальная регистрация процессов движения геоблоков. Так, например, анализ данных GPS позволил автору работы [20] выявить горизонтальные смещения до и после сильного землетрясения в Турции, происшедшего 17 августа 1999 г. (М 7,8). Аномальные движения начались за полгода до землетрясения и проявлялись не только вблизи эпицентра, но и на удалении до 1000 км.

Перед Суматранским землетрясением 26 декабря 2004 г., (М 9,3) по данным GPS, было зарегистрировано устойчивое движение островов внешней дуги к побережью материка со скоростью 25–50 мм/год. После толчка, который длился несколько минут, длина разрыва составила 400–500 км, а смещение берегов 20–36 м [21]. Косейсмические смещения, зафиксированные после Андаманского землетрясения 28 марта 2005 г. (М 8,7) были до 5 м [22]. Сила землетрясения, происшедшего 26 декабря 2004 г. была настолько велика, что вызвала изменение скорости вращения и вливание оси Земли [23]. Продолжительность суток увеличилась на 2,68 мкс.

Были также зафиксированы случаи перераспределения упругих напряжений на больших удалениях от фокальной зоны. В частности, в работе [15] приведены данные временного хода деформаций в далеких друг от друга обсерваториях Протвино в Подмоскowie и Баксан на Кавказе за период с конца декабря 2004 г. по март 2005 г. на эпицентральных расстояниях 8000 км и 6500 км. На этих пунктах на протяжении 1,5 месяцев вариации деформации земной коры длительностью до 20 суток и величиной порядка 50 нанострейн оказались взаимнокоррелируемыми. Резкое изменение деформации в обеих зонах отмечается перед Суматранским землетрясением 26 декабря 2004 г.

Перед данным землетрясением были также зарегистрированы аномальные изменения длиннопериодной гравитационной волны ATROPATENA [24] на Кавказе. Эта станция, расположенная в г. Баку в научно-исследовательском институте прогноза и изучения землетрясений (IAS) Азербайджана, ведет непрерывную регистрацию трех компонент (X, Y, Z) гравитационного поля, начиная с 2002 г. За период наблюдений 2002–2006 гг. были выделены гравитационные сигналы перед сильными землетрясениями, которые произошли на эпицентральных расстояниях от 1000 до 10 000 км от измерительного пункта. Аномалии выявляются за 5–15 дней до землетрясения. Перед Суматранским землетрясением 26 декабря 2004 г., начиная с 10 декабря, наблюдалось резкое увеличение гравитации, которое достигло миниму-

ма 20 декабря. Амплитуда g составила 0,7 мгл. С 20 по 24 декабря наблюдалась стабилизация, а с 24 по 26 декабря вновь произошло увеличение g на 0,15 мгл. После землетрясения величина g медленно уменьшилась. Во время повторного сильного толчка, произошедшего 28 марта 2005 г., также наблюдались колебания g с амплитудой 0,7 мгл.

Эти и другие данные, характеризующие изменчивость среды на Кавказе [17] на больших удалениях в период катастрофических землетрясений позволяют проанализировать временные данные различных геофизических полей, полученных в районе Дагестанского клина.

Район исследований. Дагестанский клин имеет генетическую связь с областью активного сочленения Кавказ-Копетдагской альпийской геологической структурой и Скифско-Туранской платформой [19]. Эта область, разделяющая Южный и Северный Каспий, трассируется транскаспийским Челекен-Апшеронским порогом, а также узкой полосой очагов местных землетрясений, максимальными градиентами изостатических гравитационных аномалий магнитного поля, теплового потока и других геофизических полей.

С позиции тектоники плит Аравийская плита, перемещаясь на север со скоростью 2—3 см/год, оказывает давление на Кавказ. Дагестанский клин оказывается зажатым между Кавказом и Скифско-Туранской платформой, вызывая здесь активизацию тектонических процессов. Активные разломы в районе Дагестанского клина приведены на рис. 1 [10].

Исходные данные. В работе использованы данные кажущегося электрического сопротивления горных пород κ и уровня воды в пьезометрической скважине за период 01.01.2003—31.12.2006 гг. на западном побережье Каспийского моря, на территории Республики Дагестан. Расположение пунктов наблюдений приведено на рис. 1.

В пункте 1 измеряются κ в закрытой необсаженной скважине глубиной 27 м. Горные породы представлены пластичными влажными глинами с высокой пористостью. Удельное электрическое сопротивление горных пород равно 5 Ом м. Измерения κ осуществляются специальной станцией «Георезистор», разработанной в Институте геологии Дагестанского НЦ РАН для непрерывных высокоточных измерений, и четырехэлектродным зондом [9]. Расстояние между питающими электродами, помещенными в скважине, составляет 6 м, что позволяет контролировать изменение κ пород в объеме не менее 250 м³ вокруг зонда. Аппаратурная погрешность в режиме накопления сигнала с интервалом 1 ч не превышает 0,01%.

Анализ длительных рядов данных κ с осреднением за 24 ч, полученных за 6-летний период наблюдений показал, что оно не зависит от количества атмосферных осадков и температуры, а с сезонным ходом

атмосферного давления имеет слабую отрицательную корреляционную связь K (0,20—0,25).

Пункт 2 состоит из пьезометрической скважины глубиной 350 м, которая вскрывает пластовые воды. Измерения осуществляются поплавковым самописцем «Валдай» с точностью 1 см. Данная скважина характеризуется высокой чувствительностью к деформациям земной коры. Чувствительность оценивалась по реакции скважины в период подготовки слабых местных и удаленных сильных землетрясений. Для оценок деформаций от различных землетрясений использовались формулы И.П.Добровольского [6]. Максимальная чувствительность системы к деформации оценивается в 10^{-8} на h 1 см. Этот пункт входит в состав службы наблюдений Кавказгеологоразведка. Данные взяты из работы [8].

Наблюдения за изменением κ методом дипольного электрического зондирования проводятся на пункте 3 с 1999 г. Дагестанским филиалом ГС РАН [4]. Расстояние между центрами питающего и приемного диполей равно 5,6 км. Среднеквадратичное отклонение измерений в зависимости от уровня помехи равно 3—5%. Район зондирования представляет собой куполообразное поднятие с основанием r 5 км и высотой 0,6 км, сложенное из высокоомных (κ 900 Ом м) карбонатных пород, расположенное в районе Сулакского каскада ГЭС. Ориентировочная глубина зондирования составляет 0,5—

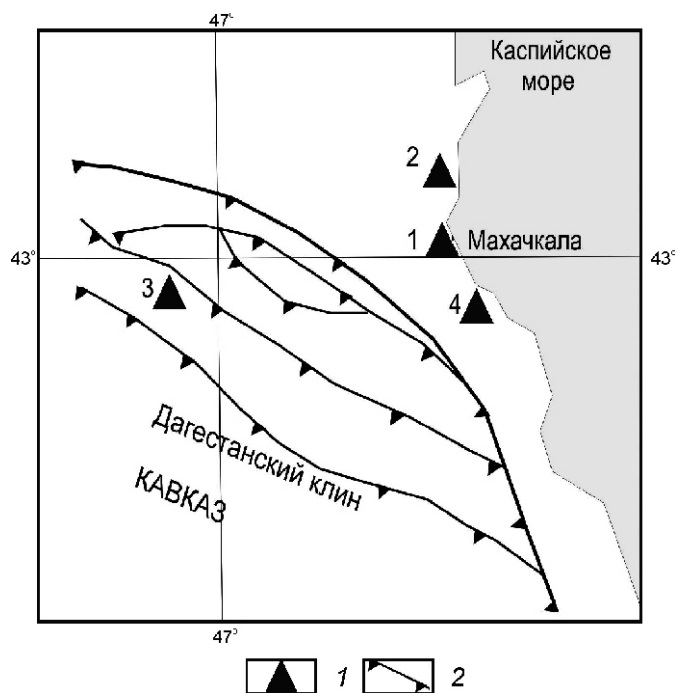


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений в районе Дагестанского клина:

1 — пункты наблюдений за кажущимся сопротивлением горных пород (1, 3, 4) и уровнем воды в скважине (2); 2 — активные разломы

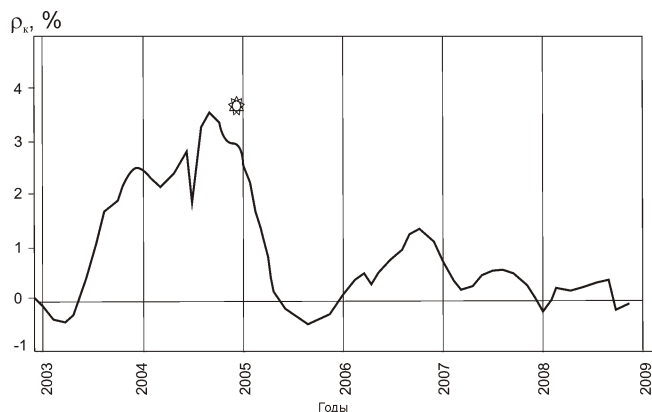


Рис. 2. График кажущегося сопротивления горных пород в скважине, полученный на пункте 1 за 2003—2008 гг.:

звездочка — время Суматранского землетрясения

0,8 км. Измерения ρ_k производятся в стационарном режиме, один раз в сутки.

Измерения ρ_k на пункте 4 производилось Институтом геологии Дагестанского НЦ РАН стационарной четырехэлектродной установкой с геометрическими размерами: питающий диполь АВ 300 м; приемный диполь MN 100 м, при этом электроды MN располагаются в середине между питающими электродами АВ. Для исключения утечек электрические линии подвешены на столбах с изоляторами.

Специальная методика с использованием одного и того же цифрового вольтметра как для измерения тока в питающей линии, так и разности потенциалов на приемной линии обеспечивает высокую точность измерений вариаций ρ_k относительно первоначального его значения. Величина среднеквадратичного отклонения измерения не превышает 0,5%.

Данный пункт наблюдений расположен над нефтегазовым месторождением Дмитровское. Газовая залежь находится на глубинах 3—3,5 км под давлением 25 МПа/см². Данный пункт состоит из слабоувлажненных суглинков. Величина КС равна 5 Ом м. Глубина зондирования составляет примерно 50 м.

Обсуждение результатов. График ρ_k , полученный на пункте 1 за 6-летний период, показан на рис. 2. Данный график имеет вид периодических затухающих колебаний. Период, соответствующий максимальной амплитуде колебаний, составляет 2,5 года, а последующие периоды колебаний — 1,5; 0,83; 0,66 лет. Отсюда видно, что первый период никак не может быть связан с сезонным ходом атмосферного давления, хотя для остальных наблюдается слабая связь ($K \approx 0,2$). Максимальная амплитуда для первого периода колебаний составляет 4%, что в 400 раз превышает аппаратную погрешность измерений станции «Георезистор».

Особенность данных колебаний состоит в том, что период максимальной амплитуды совпадает с силь-

нейшим землетрясением на Земле с максимально возможной амплитудой $M 9,3$. До этого случая считалось, что магнитуда $M 9,0$ является предельной. Такое совпадение позволяет предположить, что затухающие колебания могут быть обусловлены возмущением земной коры планетарного характера. С целью поиска подтверждающих фактов были рассмотрены данные других геофизических станций, расположенных в окрестности наблюдательного пункта 1. Эти данные приведены на рис. 3.

Рассматривая их за период времени с июля по декабрь 2004 г. видно, что аномалии обусловлены единой возмущающей силой. При этом наблюдаемые вариации не связаны с годовыми сезонными процессами. Вариации на пунктах 1 и 4 характеризуют процесс неупругой деформации, причем на пункте 4 наблюдается медленное увеличение ρ_k , сопровождающееся скачкообразными увеличениями значительной амплитуды (12—14%). Длительности вариаций изменяются от 5 до 25 суток. Ранее такого рода скачки были зафиксированы в 2000 г. перед серией сильных землетрясений в Каспийском море $M 6,4; 6,8; 7,4$ [1].

Вариации ρ_k и уровня воды в скважине на пунктах 3 и 2 показывают упругую деформацию земной коры, но при этом скорость реакции уровня воды в скважине ниже, чем для ρ_k . За период синхронных вариаций 01.07.2004—01.01.2005 гг. максимальное увеличение ρ_k на пункте 3 составляет 58—60%, а уровень воды уменьшается на 20 см.

Несмотря на то, что природа аномалий на всех пунктах разная, анализ данных показывает процесс растяжения земной коры. В частности растяжение влечет за собой расширение трещинных зон секущих купольный массив, где проводятся измерения дипольным зондированием, а изменение контакта вертикальных трещин, расположенных между диполями установки, может вызвать значительное изменение ρ_k . Возможность такого механизма подтверждается наличием высокочастотной составляющей на кривой ρ_k для пункта 3.

Уменьшение уровня воды в скважине также связано с растяжением водоносного пласта. Увеличение порово-трещинного объема пласта приводит к снижению пластового давления воды и ее уровня в скважине.

Скачкообразные увеличения ρ_k на пункте 4 также объясняются растяжением пород в районе нефтегазового месторождения, так как оно увеличивает проницаемость и создает условие для выхода газа из месторождения на поверхность. Замещение воды газом приводит к росту ρ_k пород практически скачкообразно. Следовательно, выброс газа находящегося в коллекторе под большим давлением (25 МПа/см²) по трещинам в земной коре может вызвать кратковременное увеличение ρ_k горных пород в области, контролируемой установкой электрического зондирования.

Таким образом, синхронные аномалии на четырех различных пунктах наблюдений на территории Да-

гестана за период 29.07.04—18.03.05 гг. показывают развитие аномального процесса деформации земной коры.

Подобного рода синхронные аномалии повторяются и для периода времени 28.12.2005—2.03.2006 гг. Для уровня воды в пьезометрической скважине и на пунктах 1 и 3 аномалии менее контрастны, чем для пункта 4, расположенного в районе нефтегазового месторождения. Так, например, для последнего максимальная амплитуда изменения κ составила 46%, при этом длительность аномалии равна 60 суткам. Такое аномальное увеличение κ пород, состоящих из суглинков, можно объяснить замещением поровой влаги газом, исходящим из месторождения. Зафиксированные аномалии позволяют предположить, что они обусловлены, как в первом, так и во втором случае, процессами деформации земной коры.

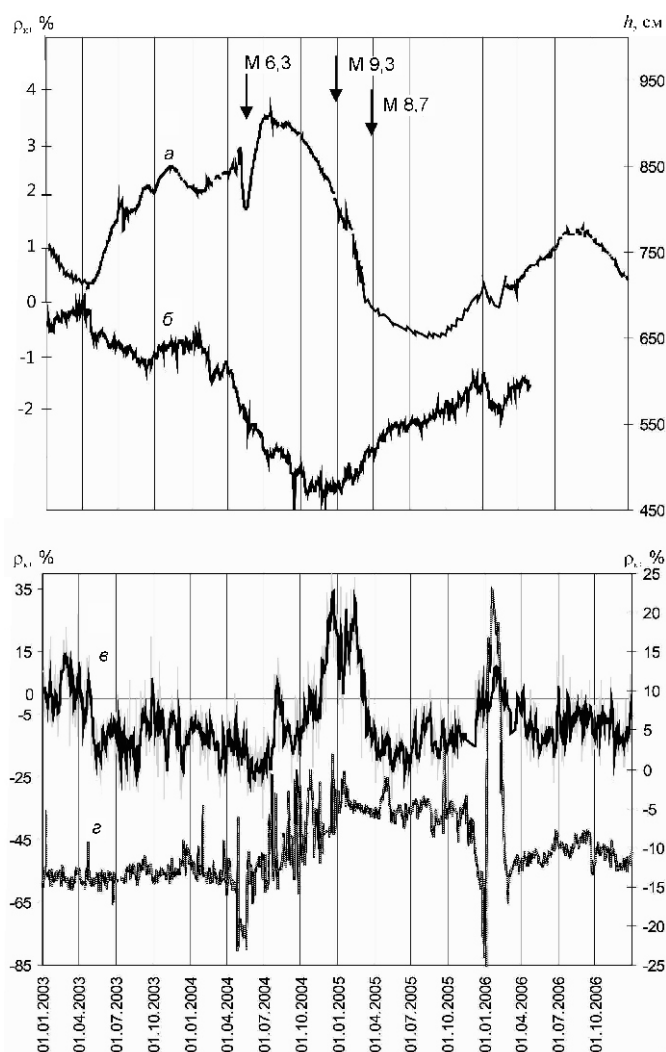


Рис. 3. Графики кажущихся сопротивлений горных пород на пунктах 1 (а); 3 (в); 4 (г) и уровня воды в скважине 2 (б):

стрелки — сильные землетрясения в Каспийском регионе (Восточный Иран 28.05.2004 г. и Суматранские 26.12.2004 и 28.03.2005 гг.)

Установлено, что увеличение интенсивности тектонических движений геоблоков тесно связано с сейсмическим режимом сейсмоактивных областей, поэтому была исследована связь рассмотренных выше вариаций геофизических полей с сейсмичностью района.

Анализ локальной сейсмичности района показал, что в период аномалий сильных толчков $M \leq 5$ не было зарегистрировано. На рис. 3 отмечено землетрясение $M 6,3$, произошедшее в Северном Иране 28 мая 2004 г. на расстоянии 800 км от пункта 1. Здесь можно видеть небольшую аномалию, совпадающую с землетрясением. Аномалия была короткопериодной и длилась только 1 месяц. Другое сильное землетрясение $M 5,6$ в районе исследований произошло 10 ноября 2008 г. в Чеченской республике на расстоянии 120 км от станции 1. Изменение κ до основного толчка и в период его афтершоков не превышало 0,7%. Небольшие по величине амплитуды во время землетрясений $M 5,6$ и $6,4$, а также длительности аномалий, которые ограничиваются пределами до нескольких месяцев не позволяют связывать их с аномалиями колебательного вида длительностью 5—6 лет. Природа синхронных аномалий за 2004 и 2006 гг., обусловленных деформацией земной коры в районе Восточного Кавказа пока неизвестна. Однако аномальные деформации колебательного вида могут быть связаны с возмущением отдельных частей земной коры, находящихся в неустойчивом состоянии, так как литосфера является открытой и диссипативной системой, обменивающейся энергией и веществом с другими оболочками Земли.

Х.Ф.Рейд [27] еще в 1910 г. выдвинул идею о том, что земная кора находится в непрерывном перемещении, а подготовка землетрясения начинается с возникновением определенного препятствия этому движению. Затем препятствие разрушается и происходит землетрясение. Для землетрясения такого масштаба как Суматранское длиной разрыва порядка 500 км необходимо допустить зацепление континентальных плит, таких как Индо-Австралийская и Бирманская. Начало процесса разрушения земной коры в Суматра-Андаманском регионе в виде криповой подвижки было зарегистрировано системой GPS до землетрясений в виде устойчивого движения островов внешней дуги к побережью материка со скоростью 55 мм/год. [18]. После Суматранского землетрясения смещение берегов составило 20—36 м. Для Андаманского землетрясения смещение берегов равнялось 5 м. Это показывает, что основной сброс напряжений произошел при Суматранском землетрясении.

На возможность деформации земной коры планетарного масштаба перед Суматра-Андаманским землетрясением показывают некоторые особенности поведения κ на точках 3 и 4. В течение 5 месяцев перед Суматранским землетрясением (см. рис. 3) наблюдается синхронное увеличение κ на 60% (пункт

3) и 12% (пункт 4). Первый толчок произошел через 8 суток после достижения ϵ_k на пункте 3 максимального значения. Землетрясение 26 декабря 2004 г. произошло на спаде кривой ϵ_k . Перед повторным толчком вновь наблюдалось увеличение ϵ_k , которое достигло максимума 13 февраля 2005 г. Второй толчок произошел на спаде кривой ϵ_k спустя 44 суток после пика. Подобного рода временной ход деформации перед вышеуказанными толчками был получен по данным GPS измерений. В работе [7] приведены данные изменения длины линии между пунктами Norsia и Pert международной службы IGS в Австралии. База между пунктами составляет 90 км. График изменения длины линии Norsia и Pert в течение 1,5 лет с апреля 2004 г. по ноябрь 2005 г. представлен на рис. 4. Относительное смещение на базе 90 км соответствует деформации $(3\text{—}10) \cdot 10^{-8}$. Данная деформация связана с растяжением земной коры. Перед этим за 6—7 месяцев до главного землетрясения земная кора испытывала процесс сжатия.

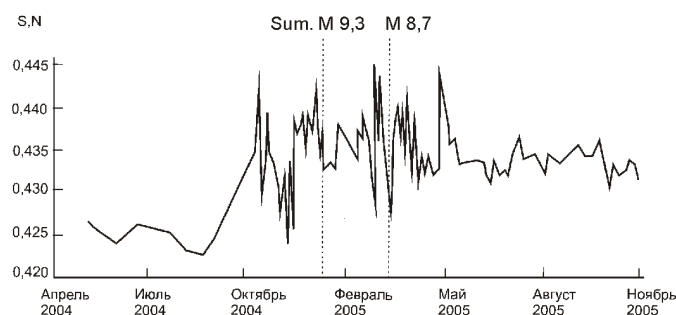


Рис. 4. Временной ход растяжения земной коры, полученный между пунктами GPS измерений Norsia и Pert (Австралия) на базе 90 км в период Суматранских землетрясений [7]

Сделаем некоторые оценки деформации земной коры для отдельных пунктов 1, 2 и 3, по которым имеются соответствующие данные деформации среды для местных сильных землетрясений. Зная амплитуду аномалии ϵ_k по формуле:

$$\epsilon_k = (\epsilon_k / \epsilon_k) / T,$$

можно вычислить амплитуду деформации среды, где T — коэффициент тензочувствительности среды.

Для точки 1 коэффициент тензочувствительности был оценен по амплитуде изменения ϵ_k перед землетрясением M 5,6, произошедшим 11 октября 2008 г. на границе Дагестана и Чеченской Республики на расстоянии 120 км от пункта 1. Был получен коэффициент $T = 5 \cdot 10^4$. Подставляя значение изменения ϵ_k перед Суматранским землетрясением $\epsilon_k / \epsilon_k = 0,04$ (4%) и $T = 5 \cdot 10^4$ в формулу получаем $\epsilon_k / \epsilon_k = 5 \cdot 10^{-7}$.

Для точки 2 оценки были сделаны по амплитуде уменьшения уровня воды в скважине. Необходимо отметить, что минимальное значение уровня воды в сква-

жине совпадает с Суматранским землетрясением. Предельная чувствительность деформации на изменение уровня воды на 1 см составляет $\epsilon_k / \epsilon_k = 5 \cdot 10^{-8}$, тогда, умножая величину амплитуды изменения уровня воды ($\Delta h = 20$ см) на деформацию соответствующую 1 см, имеем $\epsilon_k / \epsilon_k = 20 \cdot 10^{-8}$ или $2 \cdot 10^{-7}$.

Для пункта 3 величина T была оценена по данным изменения ϵ_k в период сильного Кизилюртовского землетрясения в Дагестане M 5,7, произошедшего 31 января 1999 г. на расстоянии 30 км от измерительного пункта 3. Среднее значение коэффициента тензочувствительности по 4 сильным толчкам равно $T = 6 \cdot 10^5$. Подставляя в формулу, приведенную выше, значения $T = 6 \cdot 10^5$ и $\epsilon_k / \epsilon_k = 0,06$ (60%) перед Суматранским землетрясением получаем $\epsilon_k / \epsilon_k = 10 \cdot 10^{-7}$.

Полученные значения на всех трех пунктах близки между собой и показывают наличие импульсной деформации в земной коре, амплитуда которой превышает амплитуду приливной волны на порядок.

Причины синхронных вариаций ϵ_k и уровня воды в скважине в период Суматранского землетрясения могут быть разные. Например, деформация Земли, вызвавшая возмущение флюидного режима земной коры [11]. В частности, считают, что флюидодинамические процессы оказывают существенное влияние на формирование суперинтенсивных деформаций земной поверхности [3]. Существование таких деформаций выявлено повсеместно, как в сейсмичных, так и асейсмичных платформенных областях со скоростями порядка $2 \cdot 10^{-5}$ /год— $7 \cdot 10^{-5}$ /год и обладают пульсационной и знакопеременной направленностью.

Поступающие из недр порции флюида активизируют трещины отрыва вертикальной ориентации и вызывают деформацию растяжения земной коры. Доказательством этого послужило явление субвертикального скопления гипоцентров слабых землетрясений — сейсмических «гвоздей» [2]. Протяженность «гвоздя» по вертикали составляет 10—50 км, глубина образования не превосходит 90 км. Эпицентральная проекция «гвоздя» в диаметре 5—10 км. Не установлено предпочтительного направления (вверх или вниз) формирования «гвоздя» с течением времени. Гипоцентры землетрясений равномерно заполняют все тело «гвоздя» в процессе его формирования. Время формирования «гвоздя» — от нескольких дней до месяца. Не наблюдается прямой корреляции «гвоздей» с сильными землетрясениями при M 5 и с современным активным вулканизмом. Компактность «гвоздей», их почти вертикальное расположение в интервале глубин 0—100 км и короткое время образования позволяют предположить участие в этом процессе флюидов.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Зарегистрированы синхронные аномалии в вариациях кажущегося сопротивления горных пород и уровня воды в скважине, обусловленные процессом растяжения земной коры, совпадающие во времени с

периодом возникновения Суматранского землетрясения М 9,3.

2. Синхронные растяжения коры в различных районах Земли (Подмосковье, Кавказ, Австралия) перед Суматранским землетрясением показывают, что земная кора испытала деформацию планетарного характера, которая вызвала активизацию флюидодинамических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Ш.-С.О., Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород, связанные с геодинамическими процессами в районе нефтегазового месторождения // Вулканология и сейсмология. 2011. № 3. С. 65—72.
2. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений — сейсмические «гвозди» // ВЕСТНИК ОНЗ РАН. Т. 4. NZ1001. doi: 10.2205/2012 NZ000110, 2012.
3. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. —М., 2007.
4. Даниялов М.Г., Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в связи с сейсмичностью территории Дагестана. —Махачкала. Вестник Дагестанского НЦ РАН. № 25. 2006. С. 17—20.
5. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.И. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 1. С. 104—106.
6. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. —М., 1984.
7. Докукин П.А., Кафтан В.И. Непрерывные GPS/ГЛОНАСС измерения коротких базовых линий для выявления сильных землетрясений // Геодезия и картография. 2006. № 2. С. 7—10.
8. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Хаджаян Г.П. и др. Вариации уровня воды в скважине и удельного электрического сопротивления горных пород перед Суматранским землетрясением 26 декабря 2004 г. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. —Махачкала, 2006. С. 268—270.
9. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдуллаев Ш.-С.О., Хаджи Б.Ф. Станция для геоэлектрического зондирования «Георезистор» // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. —Воронеж. Мат-лы Междунар. конф. 2001. С. 86—87.
10. Иванов Т.П., Трифонов В.Г. Сеймотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27—42.
11. Кузмин Ю.О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов. Геологическое изучение и использование недр // Информационный сборник. Вып. 4. —М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1996. С. 43—53.
12. Копылова Г.Н. Геодинамический мониторинг сейсмотектонических процессов // Мат-лы конференции «Современная геодинамика и опасные геологические процессы в Центральной Азии» Вып. 3. —Иркутск, 2005. С. 194—197.
13. Латинина Л.А., Кармалеева Р.М. Изменение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений / Физические основы поиска методов прогноза землетрясений. —М.: Наука, 1970. С. 49—51.
14. Латинина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения. —М.: Наука, 1978.
15. Латинина Л.А., Гусева Т.В. Проявления глобальных тектонических процессов в деформациях земной коры // XI Международный научно-технический симпозиум по GPS и GPS технологиям. —Львов.: АГТ, 2006. С. 113—114.
16. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. —М.: Недра, 1988.
17. Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф., Недядько В.В. Влияние катастрофических землетрясений на напряженное состояние среды удаленных территорий // Сб. тр. Восьмых геофизических чтений им.В.В.Федынского. —Тверь: Изд-во ГЕРС, 2007. С. 200—204.
18. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1192—1206.
19. Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли. 2003. № 5. С. 5—17.
20. Ehrnsperger W. Analisis of the EUREF-stations in the South-East of Europe with respect to the Izmit Earthquake and August 1999 // Proc. Of the Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF). Vunchen. 2000. Vol. 9. Pp. 79—88.
21. <http://ru.wikipedia.org/wkj/%Do%9>.
22. <http://www.tectonics.caltech.edu/Sumatra/sugar/html>.
23. http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazart/Shownh.php3?img_id=12646.
24. Khalilov E.N. About possibility of creation of International global system of forecasting the earthquakes «ANTROPOTENA». Natural cataclysms and global problems of the modern civilization. Baku-Innsbruck. 2007. Pp. 51—69.
25. Manga M., Wang C.Y. Earthquake gidrology // Treatise on Geophysics. 2007. Vol. 2. Pp. 293—320.
26. Nishimura E. On same destructive earthquakes observed with the tiltmeter at a great distance // Disaster Prevent. Res. Inst. Kyoto. Univ. Bull. 1953. № 6. Pp. 1—15.
27. Reid H.F. The California earthquake of April. 18.1906. The mechanics of the earthquake. Washington: The Carnegie Inst. 1910. Vol. 2.

О современном питании подземных вод экстрааридных пустынь (на примере северо-восточной части Аравийского полуострова)

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО); 142452, Московская обл., Ногинский р-н, пос.Зеленый)

В экстрааридных пустынях региона отсутствуют крупные скопления реликтовых подземных вод характерных для Северной Африки. В артезианском бассейне Руб-эль-Хали, занимающем большую часть территории в основном распространены воды повышенной минерализации, что вызвано преобладанием восходящего водообмена. Пресные и слабосоленоватые воды формируются в Оманских горах, а также локально в пустыне Руб-эль-Хали. Современному атмосферному питанию подземных вод здесь способствуют практическое отсутствие растительности, конденсация атмосферной влаги. Распространение вод с минерализацией до 5 г/л контролируется размещением первых от поверхности водоупоров.

Ключевые слова: подземные воды, экстрааридные пустыни, Северная Африка, артезианский бассейн Руб-эль-Хали.

Островский Владимир Никанорович, vsegingeo@rambler.ru

On current ground water recharge in the extra-arid deserts (as exemplified by NE Arabian Peninsula)

V.N.OSTROVSKY

The extra-arid deserts of the given peninsula do not have large accumulations of relict groundwater typical to North Africa. In the artesian basin Rub-El-Hali covering the major part of the territory, mainly the waters with an increased mineralization are spread, which is caused by the prevailing ascendant water exchange. Fresh and low-brackish waters are formed in the Oman Mountains and locally in Desert Rub-El-Hali. The current atmospheric recharge of groundwater is favored by actual absence of vegetation and condensation of atmospheric moisture. Distribution of waters with a mineralization of to 5 g/l is controlled by location of the first-from-the surface water-tight layers.

Key words: ground water, extra-arid deserts, North Africa, the artesian basin Rub-el-Hali.

В соответствии с принятыми подходами к аридным отнесены территории, где испарение превышает атмосферные осадки, по количеству которых П.Мейгс [14], М.П.Петров [10] и другие исследователи выделяют четыре биоклиматических зоны: экстрааридная (осадки 100 мм/год), аридная (100—200 мм), полуаридная (200—400 мм) и недостаточно увлажненная (400—800 мм).

Количество атмосферных осадков не является достаточным критерием для приведенной дифференциации аридных зон. Следует учитывать также режим выпадения осадков, положение регионов в системе атмосферной циркуляции и некоторые другие факторы. Так, согласно Р.Meigs [14], к экстрааридным зонам могут быть отнесены только территории, где атмосферные осадки выпадают не каждый год. Рассматриваемый регион представляет собой экстра- аридную пустыню [10, 13]. На большей ее части расположен песчаный массив Руб-эль-Хали, занимающий обширную площадь в Саудовской Аравии и Объединенных Арабских

Эмиратах (ОАЭ). Условия питания грунтовых вод будут рассматриваться в основном на примере территории ОАЭ, где автор работал в течение нескольких лет. Для сопоставления также используются результаты гидрогеологических работ в Средней Азии [4] и других аридных регионах. По мнению авторов, выявленные гидрогеологические закономерности в определенной степени характерны и для других экстрааридных регионов.

Гидрогеологические условия северо-восточной части Аравийского полуострова описаны в ряде публикаций [4, 11, 13, 16, 19], но, как правило, они содержат лишь неполную информацию, не отвечающую степени изученности территории. Так, на гидрогеологической карте ОАЭ масштаба 1:1 500 000, имеющейся в национальном атласе страны [19], отсутствуют сведения о минерализации и химическом составе подземных вод, гидрогеологические параметры и показатели не привязаны к конкретным водоносным комплексам и горизонтам. Это в значительной степени объясняется тем, что часть гидрогеологической

информации остается недоступной для пользования, так как основной объем гидрогеологических работ выполняется частными фирмами, которые, как правило, не публикуют полученные результаты.

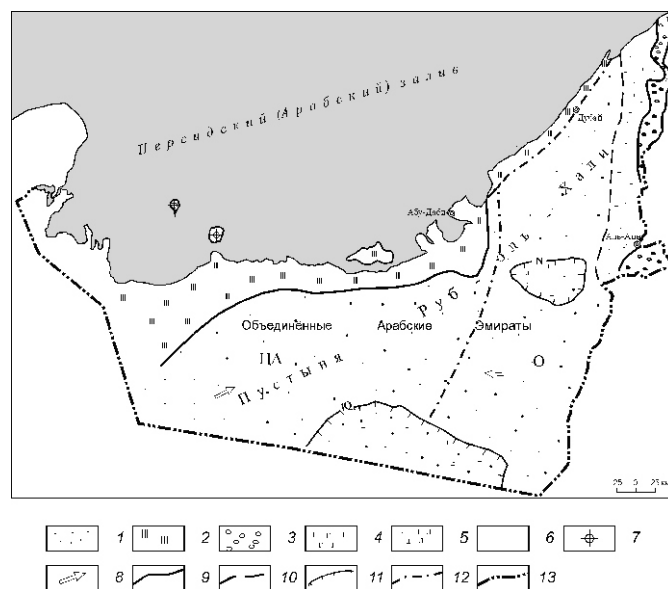
В большинстве работ по изучению подземных вод аридных и экстрааридных пустынь отмечено, что главную роль в формировании ресурсного потенциала пресных подземных вод играют реликтовые воды с низкой минерализацией, сформировавшиеся в плювиальные эпохи плейстоцена, когда в Северном полушарии Земли на значительных территориях наблюдалось континентальное оледенение, следствием которого являлось похолодание климата в аридных широтах и возрастание его увлажнения. В эти эпохи в аридных широтах увеличивался поверхностный сток, за счет которого в основном осуществлялось формирование ресурсов подземных вод. В межледниковые эпохи, к которым относится и настоящее время, по мнению большинства исследователей, атмосферное питание грунтовых вод резко снижалось вплоть до нуля [11, 15, 17].

Большую часть рассматриваемой территории занимает экстрааридная песчаная пустыня Руб-эль-Хали, обрамленная с востока Оманским горным поднятием. В пустыне развит одноименный артезианский бассейн, где имеется мощная сложнопереослаивающаяся толща кайнозойских, мезозойских и палеозойских отложений. Выделяется преимущественно ряд водоносных и водоупорных горизонтов, сложенных песками, в меньшей степени — карбонатными и эвапоритовыми формациями с преобладанием вод с минерализацией свыше 10 г/л [11, 18]. В нижней части артезианского бассейна залегают галогенные кембрийские породы, которые выходят на поверхность в краевой части структуры в виде соляных куполов (см. рисунок).

Бассейн Руб-эль-Хали — гидрогеологическая структура с преобладанием вертикального водообмена и крайне низкой латеральной скоростью движения подземных вод [11]. Характерна прямая гидрогеохимическая зональность, т.е. увеличение минерализации подземных вод с глубиной. По-видимому, высокая минерализация подземных вод в нижних горизонтах бассейна в значительной степени обусловлена распространением кембрийских эвапоритов. В бассейне Руб-эль-Хали отсутствуют крупные скопления реликтовых вод, характерных для Северной Африки, где они в основном сосредоточены в меловом водоносном комплексе нубийских песчаников. Эти отложения на рассматриваемой территории не распространены. В зоне свободного водообмена бассейна главным образом преобладают воды с минерализацией свыше 10 г/л, но имеются и более пресные воды, приуроченные к водоносным горизонтам четвертичных песчаных пород, а также известнякам и терригенным породам формаций Гечсаран, Даммам, Ум-эр-Радума [1].

С востока бассейн ограничивается Оманским гидрогеологическим массивом, сложенным преимущественно литифицированными осадочными, магматическими и метаморфическими породами. В тектоническом отношении массив представляет собой сложную систему надвигов, являющуюся результатом взаимодействия Аравийской и Индостанской тектонических плит. В Оманском массиве преобладают воды трещинного и карстового типов с минерализацией до 3 г/л. [11].

Остановимся более подробно на характеристиках четвертичного водоносного горизонта (комплекса), сложенного с поверхности эоловыми песками, имеющего мощность в десятки метров и выходящего на поверхность. Минерализация вод горизонта в основном свыше 5 г/л, но есть площади, где она не превышает 5 г/л, что показано на рисунке, составленном по данным работ [11, 13, 15, 18]. Эти площади локализованы западнее Оманских гор, что вполне объяснимо, так как здесь находится область питания маломинерализованных вод, формирующихся за счет поглощения стока малых пустынных водотоков (вади), которые образуются в горных и предгорных районах. Однако маломинерализованные грунтовые воды на-



Гидрогеологическая схема северо-восточной части Аравийского полуострова:

коллекторы подземных вод: 1 — эоловые пески, 2 — континентальные и морские засоленные отложения, 3 — аллювиально-пролювиальные гравийно-галечниковые отложения; *минерализация грунтовых вод (в г/л):* 4 — до 3, 5 — 3–5, 6 — свыше 5; *гидрогеологические системы:* ЦА — Центрально-Аравийская, О — Оманская; 7 — соляные купола; 8 — направление движения грунтовых вод; *границы:* 9 — коллекторов подземных вод, 10 — территорий с различной минерализацией грунтовых вод, 11 — первых от поверхности водоупоров, в разрыве линии генезиса и геологический индекс водоупора, 12 — гидрогеологических систем, 13 — Объединенных Арабских Эмиратов

блюдаются и на площадях, где количество годовых атмосферных осадков не превышает 50 мм, при потенциальном испарении (испаряемости) до 2500 мм.

Сформулируем три обязательных условия, определяющих формирование маломинерализованных подземных вод: 1) наличие коллекторов подземных вод, имеющих непосредственную связь с атмосферой; 2) достаточное восполнение подземных вод путем инфильтрационного питания подземных вод не должно превышать их разгрузку за счет эвапотранспирации; 3) отсутствие поступления в водоносный горизонт вод повышенной минерализации путем их подземного подтока из нижезалегающих горизонтов.

Первое условие в пустыне Руб-эль-Хали выполняется: имеется выходящий на поверхность регионально распространенный водоносный горизонт четвертичных песчаных пород мощностью до десятков метров и с коэффициентами фильтрации в среднем несколько метров в сутки.

Второе условие выполняется не повсеместно. Скудное количество атмосферных осадков при высоком потенциальном испарении 1500—2500 мм/год не способствует инфильтрационному питанию подземных вод, но полностью не исключает его. Это определяется несколькими причинами.

Главная из них — крайне низкая биологическая продуктивность растительности вплоть до ее полного отсутствия. Как установлено многочисленными исследованиями [1, 2, 4, 9, 11, 15] растительность аридных зон в значительной степени определяет условия формирования подземных вод. Выделена особая экологическая группа растений, транспирирующих подземные воды (фреатофиты), которой принадлежит главная роль в разгрузке подземных вод, причем величина расходования влаги более чем на порядок превышает значение физического испарения подземных вод [15]. Глубина проникновения корневых систем фреатофитов может достигать десятков метров [2], тогда как мощность зоны, в пределах которой происходит значимое физическое испарение грунтовых вод, не превышает 1—2 м [15]. В пустынях Центральной Азии в современное время линзы пресных вод образуются главным образом вокруг колодцев, где фреатофитная растительность уничтожается выпасающимся скотом, в результате чего образуются развеваемые пески.

Растительный покров в песках пустыни Руб-эль-Хали отличается низким проективным покрытием и биологической продуктивностью [18]. На большей части площади отсутствует растительность. Разгрузка грунтовых вод путем транспирации осуществляется в основном на солончаках — себхах [1], где растительность представлена группировками галофитов (растений засоленных местообитаний) с преобладанием *Halopirum mucronatum*, *Salsola lariosma* и других растений. Они имеют низкую транспирационную способность. Грунтовые воды разгружаются преимущ-

ественно за счет физического испарения. Вне зоны себхов на песчаном субстрате растительность практически отсутствует. Лишь на периферии песчаной пустыни на предгорной равнине Оманских гор наблюдаются разреженные сообщества *Acacia Tortilis*, *Galotropis procera* и других растений, но значение их в разгрузке подземных вод ограничено.

Растительность влияет на общую структуру водного баланса территорий. Инфильтрационное питание подземных вод зависит не только от количества атмосферных осадков, но и от их внутригодового распределения и соотношения осадков с ритмами развития растительности [9]. Впервые на это обратил внимание В.Н.Кунин [7]. Он установил, что в песчаной пустыне Каракум наблюдается обратная зависимость между количеством атмосферных осадков и инфильтрационным питанием подземных вод: на юге, где осадков больше, инфильтрационное питание меньше, чем на менее увлажненном севере. Это объясняется тем, что на юге в весенний период, когда наблюдается максимум осадков, территория покрывается красочным покровом эфемеров (растений с однолетним циклом развития), которые испаряют большую часть атмосферной влаги, препятствуя ее поступлению в водоносные горизонты. Поэтому здесь отсутствуют кустарники, транспирирующие грунтовые воды. В северной части Каракумов покров эфемеров развит значительно менее обильно. Здесь преобладает кустарниковая растительность, связанная с подземными водами.

Аналогичная закономерность, по-видимому, характерна и для пустыни Руб-эль-Хали, где выпадение атмосферных осадков приходится на весну, а покров эфемеров практически не развивается. Инфильтрационному питанию подземных вод способствует существенное снижение испарения в весенний период. Следует отметить, что в пустыне Руб-эль-Хали максимум выпадения осадков приходится на раннюю весну.

Однако на Аравийском полуострове, окруженном акваториями теплых морей, существуют и дополнительные источники питания грунтовых вод кроме атмосферных осадков, имеется в виду конденсация атмосферной влаги. В работах [15, 18] было отмечено повышенное содержание влаги в воздухе Аравийского региона, не характерное для пустынь Центральной Евразии. Например, по данным метеостанции Аль-Батин, расположенной вблизи столицы ОАЭ Абу-Даби, в августе абсолютное содержание влаги в воздухе (абсолютная влажность) достигает $3 \cdot 10^3$ МПа, а относительная — около 60% при средней температуре воздуха 35 °С.

Для сравнения приведем данные наблюдений на метеостанции Термез в Узбекистане за тот же период: абсолютная влажность воздуха порядка $1,5 \cdot 10^3$ МПа, относительная влажность 25%, при средней температуре около 25 °С [15]. Согласно предварительным оценкам, приведенным в работе [15], потенциальная величина конденсации за счет перепада дневных и ночных

температур воздуха в рассматриваемом регионе может достигать 10 мм/сут при дневных температурах воздуха в летнее время около 50 °С. Однако эту цифру нельзя принимать за величину конденсационного питания грунтовых вод. Конденсационная влага летом полностью испаряется. Она характеризует лишь возможную интенсивность процесса. Роль конденсационной влаги в питании грунтовых вод не изучена, но игнорировать ее значение в формировании подземных вод, по мнению автора, нельзя. Как отмечал М.П.Петров [10], конденсация влаги характерна для других приморских пустынь (Намиб в Южной Африке, Атакама в Чили и др.).

Ранее было отмечено, что артезианский бассейн Руб-эль-Хали — гидрогеологическая структура с преобладанием вертикальной направленности водообмена и низкой латеральной скоростью движения подземных вод. В зоне свободного водообмена, включающей четвертичные и неогеновые водоносные горизонты, выделяются две водоносные системы: Аравийская и Оманская [11, 15] (см. рисунок).

Области питания подземных вод Центрально-Аравийской системы расположены на плато Тулайк в восточной части Саудовской Аравии, сложенном преимущественно карбонатными породами. Питание подземных вод Оманской гидрогеологической системы происходит в Оманских горах и прилегающих к ним предгорных равнинах. Региональной областью разгрузки подземных вод является Персидский (Арабский) залив, что подтверждается распределением гидроизогипс [11]. Это не согласуется с распределением минерализации подземных вод: например, в Центрально-Аравийской системе на территории, прилегающей к плато Тулайк, подземные воды имеют минерализацию до 3 г/л. Вниз по потоку минерализация подземных вод увеличивается до 10 г/л и более, но в районе оазиса Лива она уменьшается до 3—5 г/л, вновь возрастая до 10 г/л и более вблизи залива, где развит крупный себх Матти [18], что не свидетельствует о существовании единого потока подземных вод.

По результатам работ, проведенных геологической службой США Sanford and Wood [16], разгрузка подземных вод в прибрежных себхах залива не происходит, так как латеральное движение подземных вод отсутствует. На основании их расчетов по данным бурения многочисленных скважин, включая ярусные пьезометры, и другим наблюдениям, Sanford and Wood считают, что в прибрежных себхах происходит только вертикальный водообмен под действием механизма плотностной конвекции. Он заключается в том, что в результате интенсивного испарительного концентрирования вод увеличивается их плотность и высокоминерализованные воды, сформированные за счет испарительной концентрации солей, опускаются вниз, замещаясь менее минерализованными водами, поступающими из нижних горизонтов. Этот механизм, по мнению указанных авторов, является

основной причиной образования себхов. Однако полностью исключить латеральный водообмен нельзя, так как существует приток поверхностных вод в себхах с акватории залива. Кроме того, разгрузка подземных вод может осуществляться в донные отложения залива, о чем свидетельствуют тепловые аномалии в поверхностных водах, выявленные О.В.Ляшенко (2000 г.). По-видимому, из двух выделенных гидрогеологических систем в настоящее время действует только Оманская. Центрально-Аравийская система в современное время как бы законсервирована: вадии, по которым мог происходить сток подземных вод, и представляет собой цепочку себхов, наиболее крупным из которых является обширный солончак Матти, покрытый коркой солей.

Весьма важным фактором, определяющим возможность атмосферного питания подземных вод, являются водоупоры, подстилающие первый от поверхности водоносный горизонт или комплекс. Эти водоупоры экранируют идущий снизу подток высокоминерализованных вод. Их расположение изучено недостаточно, так как в процессе проведения геологоразведочных работ детально исследовались преимущественно продуктивные нефтегазоносные горизонты, залегающие на глубинах более 200—300 м. По данным работ [11, 19], на рисунке ориентировочно показана связь площадей с опресненными подземными водами и расположением водоупоров. Наиболее достоверна приуроченность вод с минерализацией 3—5 г/л к плейстоценовому водоупору, образовавшемуся на площади, занимаемой ранее палеоозером [17]. Распространение опресненных подземных вод контролируется также эоценовым глинистым водоупором в районе Эль-Хазна. Недостаточность информации не позволяет детализировать указанную закономерность, но на нее надо обратить особое внимание.

Приведенные соображения о современном питании подземных вод подтверждаются данными изучения изотопного состава подземных вод. По данным монографии [11], на территории ОАЭ в северной части пустыни Руб-эль-Хали выделен ряд площадей с высоким содержанием в подземных водах трития, что свидетельствует об относительно малом возрасте подземных вод (менее 100—200 лет). Согласно определениям В.И.Полякова, на территории ОАЭ возраст подземных вод преимущественно в песчаных коллекторах измеряется от 70—90 до 500 лет. Инфильтрационное питание подземных вод осуществляется не только в песчаных, но и в карбонатных коллекторах. Согласно данным Yurtsever Payn [19], полученным на территории Катара, «молодые» по возрасту подземные воды развиты в эоценовых карбонатных породах формации Rus и других отложениях, причем средний минимальный возраст вод составляет 152 года, а средний максимальный — 515 лет.

Линза маломинерализованных вод была обнаружена в ОАЭ в 2000 г. в районе поселка Шахама в неогене

новых известняках в результате провала в карстовую полость бульдозера. Возраст вод в карстовой полости составляет 70–20 лет.

Приведенные данные позволяют уточнить критерий для поисков подземных вод. Такими критериями для пресных и солоноватых вод, кроме отсутствия или низкой продуктивности растительности, может являться распространение первого от поверхности водоупора. По-видимому, эти водоупоры наиболее оптимально могут быть выявлены с использованием сейсмических методов, так как традиционная электроразведка дает сбои из-за повышенной засоленности пород, затрудняющей интерпретацию полученных данных. Возрастает значение ландшафтного дешифрования космических снимков. Следует отметить, что использование для решения поставленных задач космических снимков в тепловом диапазоне спектра в песчаной пустыне оказалось слабоэффективным, так как тепловые аномалии в основном приурочиваются к площадям развития песчаных пород с повышенным содержанием глинистых частиц, которые в течение более длительного времени сохраняют весеннюю влагу. Тепловые снимки эффективны для выявления зон субаквальной разгрузки подземных вод. Отрицательным индикатором для поисков маломинерализованных подземных вод являются зоны разломов, в которых на поверхность выводятся высокоминерализованные воды глубоких горизонтов. Следует отметить, что тектоника верхних горизонтов бассейна Руб-эль-Хали изучена недостаточно. На территории ОАЭ тектонические нарушения выделяются лишь в горной части территории [18], тогда как блоковое строение характерно для большинства артезианских бассейнов [6]. Безусловную эффективность показали изотопные методы изучения подземных вод.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. В пустынях северо-восточной части Аравийского полуострова, где выпадает до 50 мм атмосферных осадков при потенциальном испарении до 2500 мм, растительный покров характеризуется полным отсутствием или очень низкой биологической продуктивностью. Это предопределяет возможность инфильтрационного питания подземных вод в краткий весенний период выпадения дождей, так как отсутствует транспирация растений, являющаяся в аридных условиях наиболее эффективно действующим механизмом расходования влаги. Важный фактор — отсутствие в регионе сообществ растений-эфемеров, интенсивно расходующих атмосферную влагу.

2. Дополнительным источником питания подземных вод может являться конденсация атмосферной влаги, чему способствует повышенная увлажненность воздушных масс.

3. В рассматриваемом регионе наибольшую площадь занимает артезианский бассейн Руб-эль-Хали, характеризующийся преимущественно восходящим водообменом, что привело к преобладающему рас-

пространению подземных вод повышенной минерализации. Сравнительно маломинерализованные воды формируются на участках распространения первых от поверхности водоупоров, которые препятствуют поступлению в водоносные горизонты восходящих соленых вод.

4. Существование современного питания подземных вод подтверждено данными изотопных исследований.

5. Уточнены критерии поисков вод относительно низкой минерализации в бассейне Руб-эль-Хали.

6. В регионе отсутствуют крупные скопления пресных реликтовых подземных вод, характерных для пустынь Северной Африки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викторов С.В. Использование геоботанического метода при геологических исследованиях. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
2. Востокова Е.А. Использование космических снимков при гидрогеологических исследованиях в пустынях. — М.: Недра, 1980.
3. Геокриология СССР / Под ред. Е.Д.Ершова. — М.: Недра, 1989.
4. Гидрогеология Азии / Под ред. Н.А.Маринова. — М.: Недра, 1978.
5. Гидрогеология Африки / Под ред. Н.А.Маринова. — М.: Недра, 1978.
6. Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1. — М.: Недра, 1976.
7. Кунин В.Н. О причинах исчезновения кустарников в Южных Каракумах // Ботанический журнал. 1950. № 3. С. 296—298.
8. Островский В.Н. Формирование подземных вод аридных районов Казахстана. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
9. Островский В.Н. Подземные воды пустынь и экосистемы. — М.: Недра, 1991.
10. Петров М.П. Пустыни земного шара. — Л.: Наука, 1973.
11. Alsharhan A.S., Rizk Z.A., Batin A.M., Alharjari S.A. Hydrogeology of an arid region the Arabian Gulf and adjoining areas-2001. Elsevier. Amsterdam.
12. Edgell H.G. Geological framework of Saudi Arabian ground water resources-1990, King Abdulaziz univ. Earth Sci. 3:81-84.
13. Italoconsult (1979—1981), Survey and evaluation of available data of shared water resources in Gulf States and Arabian Peninsula. Vol. 5. 1-3. FAO Rome.
14. Meigs P. World distribution of arid semi-arid homoclimates. In: UNESCO Arid zone Research Series. № 1 Arid Zone Hydrology. UNESCO. — Paris, 1953. Pp. 203—209.
15. Ostrovsky V.N. Comparative analysis ground water in arid and super-arid desert (with examples from Central Asia and north-eastern Arabian Peninsula) // Hydrogeology Journal. 2007:15. Pp. 759—771.
16. Sanford W.E., Wood W.W. Hydrogeology of coastal sabhas in Abu-Dabi // Hydrogeology Journal. Vol. 9(4). Pp. 358—367.
17. Sayari S.A., Zytl G.G. Quaternary period in Saudi Arabia. Vol. 1—2. 2001. Springer. New-York.
18. United Arabian Emirates National Atlas. Al Batin Remote Sensing Centre. 1998. UAE University. Al-Ain. UAE. 1998.
19. Yurtsever Y., Pain B.R. Application of environmental isotopes to groundwater investigation in Qatar isotope hydrogeology, in isotope hydrogeology. 1978. IAEA Vienna. Vol. 7. Pp. 465—490.

К 130-летию со дня рождения Алексея Николаевича Розанова 130th anniversary of Alexey Nikolaevich Rozanov

Рощевская Лариса Павловна, lp@presidium. komisc.ru

Лисевич Нина Григорьевна

Витязева Кристина Александровна

Видный русский ученый по стратиграфии и тектонике Алексей Николаевич Розанов родился 9 сентября 1882 г. в г.Ветлуга Костромской губернии (1949, г.Ухта, Коми АССР). А.Н.Розанов — яркий представитель российских специалистов «Павловской» геологической школы. В 1921—1922 гг. он занимал пост вице-директора первого государственного геологического учреждения России, созданного в 1882 г. — Геологического комитета. С Геолкомом была связана деятельность таких выдающихся русских ученых как А.П.Карпинский, Ф.Н.Чернышев, В.И.Вернадский, А.П.Павлов, А.А.Борисяк, И.М.Губкин и др. Комитет проделал громадную работу по выявлению минерально-сырьевых ресурсов.

В основе данной статьи лежат личные документы Алексея Николаевича, переданные в Научный архив Коми НЦ УрО РАН (НА Коми НЦ УрО РАН) в 2004 г. директором Палеонтологического института РАН, академиком РАН А.Ю.Розановым — внуком Алексея Николаевича. Документы поступили в архив благодаря инициативе академика М.П.Рощевского. Обработка коллекции произведена архивистами Н.Г.Лисевич и К.А.Витязевой.

А.Н.Розанов происходил из старинного дворянского рода. Его дед, Василий Васильевич Розанов (1856—1919 гг.), был известным русским религиозным философом. Алексей окончил Московский университет в 1906 г. Его руководителем и был академик А.П.Павлов. Первую научную работу А.Н.Розанов опубликовал в год окончания университета [19]. Молодой человек был оставлен при кафедре геологии для подготовки к профессорскому званию. В Московском университете преподавал до 1914 г. Изданные еще до 1917 г. работы почти сразу выдвинули А.Н.Розанова в число крупных геологов, умеющих выявлять новые месторождения. Его статьи появлялись в изданиях Общества испытателей природы, трудах Комиссии по исследованию фосфоритов.

С 1911 г. в сфере научных интересов молодого геолога стало исследование фосфоритовых залежей. Фосфориты — относительно дешевое, но необходимое удобрение. Поэтому в Московском сельскохозяйственном институте была организована специальная комиссия. Как члену этой комиссии А.Н.Розанову в 1911 г. поручили работы по исследованию Самарской и Оренбургской губерний, Уральской области. Затем он эту работу выполнял как сотрудник Главного управления землеустройства и земледелия.



С началом Первой мировой войны, по словам А.Н.Розанова, был сделан «вновь резкий уклон в сторону чисто прикладную». Вполне отчетливо встала новая задача — «организация учета минеральных ресурсов в государственном масштабе, первым опытом которого является составление Геологическим комитетом IV тома трудов Комиссии по изучению естественных производительных сил страны, содержащего длинный ряд обзорных и сводных статей по всем важнейшим полезным ископаемым России» [7].

С 1915 г. основное внимание Алексея Николаевича Розанова было сосредоточено на составлении 90-го листа геологической карты России (среднее Поволжье). А.Н.Розанов придавал большое значение этой работе и 25 апреля 1931 г. он писал, что состоит «руководителем по комбинированной съемке (геология, литология и полезные ископаемые) Нижегородского края, ведущейся в объеме 6—7 партий ежегодно, задачей которой является составление в двухлетний срок соответствующих карт края. К тому же с этой работой связана возможность доведения и выполняемой мною личной работы по составлению карты 90

листа, на которую уже затрачен ряд лет» [12]. Составлением карты А.Н.Розанов занимался по поручению Геологического комитета.

После окончания гражданской войны страна оказалась в состоянии экономической разрухи. Трудности испытывали все учреждения и организации, занимавшиеся разведкой месторождений полезных ископаемых, в т.ч. Геологический комитет, что, по мнению А.Н.Розанова, «не может не вызывать серьезных опасений». Кредиты достигли «максимального предела сокращения в 1922 г.», провести «полевые работы, за исключением немногих отдельных партий совершенно не удалось», за 1918—1922 гг. «сложились залежи рукописей вполне готовых к печати в размере 1850 печ.л. и многих геологических карт» [8].

В таких условиях А.Н.Розанов в 1921 г. стал заместителем директора Геологического комитета. Со всем пылом души Алексей Николаевич стремился укрепить положение Геолкома, сохранить штаты, основные направления работы, расширить консультационную и практическую помощь многочисленным новым организациям и учреждениям, которые занимались поисками полезных ископаемых или промышленным строительством. По его словам, «в числе заслуг Геологического комитета в период гражданской войны и разрухи надо назвать составление 10-верстной карты геологической в центральных, западных, северо-восточных районах Европейской России, начало работ по Сибири и Туркестану; издание карты полезных ископаемых России (150 верст в дюйме) и Азиатской России (250 верст в дюйме)» [26]. Директор Геологического комитета А.Н.Рябинин писал А.Н.Розанову: «Обстоятельства нашей и персонально Вашей борьбы за смету и штаты Геологического комитета оказались очень тяжелыми».

По запросу Центрального управления сланцевой промышленности именно А.Н.Розанов составил отзыв о горючих сланцах (нефтематеринских породах) России для международной конференции по экономическим вопросам, состоявшейся в Генуе в 1922 г.

Главным итогом деятельности А.Н.Розанова на посту заместителя директора Геологического комитета стало сохранение Московского отделения Геологического комитета. Отделение успешно выполняло три функции: составление геологической карты центральной части Европейской России, доставление сведений по многочисленным запросам центральных учреждений и представительство в г.Москва Геологического комитета.

Между тем государство, испытывая значительные финансово-экономические трудности, проводило одно преобразование за другим геологической службы. Руководство Геолкома находилось в Петрограде, а его наиболее крупное отделение в Москве. Весной 1922 г. Геолком принял решение об упразднении Московского отделения.

А.Н.Розанова беспокоило, что реформа «изменяет самую структуру Геологического комитета», что Геолком потеряет «свое значение в качестве межведомственного по существу Центрального геологического учреждения». Заседание Московского отделения под председательством А.Н.Розанова состоялось 18 мая 1922 г. На заседании присутствовали вице-директор Геолкома В.К.Котульский, профессора И.М.Губкин, Г.Ф.Мирчинк, В.А.Обручев, А.Д.Архангельский, А.П.Семихатов, а также Н.Н.Тихонович, С.Н.Миронов, В.Г.Хименков и др. Было принято постановление: «Принимая во внимание совершенную необходимость для республики иметь при центральном правительстве постоянную живую геологическую консультацию, составленную из специалистов по всем важнейшим полезным ископаемым страны и учитывая, что правильное обслуживание съемки Центральной и Юго-восточной части России возможно лишь из Москвы, Московское отделение признает постановление Присутствия Комитета в Петрограде о закрытии отделения, не отвечающим интересам государства и противоречит интересам самого Центрального Геологического комитета» [11].

В ноябре 1922 г. все местные геологические подразделения, кроме Московского, были объединены в общий Геолком как его филиалы [28]. Сохранение Московского отделения Геологического комитета можно оценить как успешную научно-организационную деятельность А.Н.Розанова. Уже в 1923 г. был опубликован первый том «Известия Московского отделения Геологического комитета».

Геолог — доктор геолого-минералогических наук Н.И.Николаев вспоминал: «Лидер Московской школы геологов академик А.П.Павлов, его многочисленные ученики, являвшиеся моими учителями, работали в основном в Московском отделении Геологического комитета. Будучи еще студентом, я выполнял обязанности секретаря Отдела геологической карты, которым заведовал Алексей Николаевич Розанов, и под его руководством проводил геологическую съемку 111 листа 10-ти верстной карты России» [30].

«Сильным руководителем» считал А.Н.Розанова академик И.М.Губкин. В 1928 г. в связи с отъездом на Энергетическую конференцию в Лондон, он просил Алексея Николаевича принять на себя руководство Московским отделением. В это время, по его словам, «будут решаться весьма серьезные вопросы, касающиеся Геологического комитета в целом и нашего Московского отделения в частности; тут и вопросы, связанные со структурой Комитета и организацией его работы, вопросы сметы Московского отделения, реализации новых штатов Московского Отделения, вопрос о достройке помещения Московского Отделения и т.п.» [14].

Еще ко времени окончания гражданской войны А.Н.Розанов переключился на решение новой на-

учной проблемы, связанной с изучением горючих сланцев, которые в начале XXI в. называют нефтематеринскими породами. Всего в 1919—1932 гг. Алексей Николаевич Розанов опубликовал около 20 трудов по сланцам в материалах научных конференций и в журналах «Известия Главного нефтяного Комитета», «Нефтяное и сланцевое хозяйство», «Горное дело», «Геология сланцев», «Вестник ГГРУ», «Горючие сланцы» и др. А.Н.Розанов писал: «Кроме того, ряд годовых отчетов о работах геологических партий, начиная с 1914 г. по 1930 г., отзывы, рецензии и статьи в газетах рефераты, мелкие заметки и т.д., вместе с которыми число печатных работ доходит до 90 (девяноста)». В делах Геолкома (Ленинград) находятся также составленные А.Н.Розановым отзывы о научных трудах многих геологов Геологического комитета, в т.ч. о работах почти всех геологов Московского районного геологоразведочного управления» [13].

К 1927 г. А.Н.Розанов завершил составление карты залежей горючих сланцев центра страны [20]. Современные исследователи видят достоинство работы в систематизации месторождений горючих сланцев и их описании [34]. Автор охарактеризовал технологические виды, методику разведки, добычи и применения сланцев.

Первые наблюдения по разведке нефтяных ресурсов страны исследователь делал еще в 1916 г. В 1926—1930 гг. А.Н.Розанов опубликовал до десяти статей с прогнозами промышленной добычи нефти в районе Северного Кавказа [21—24]. В январе 1930 г. на конференции по изучению производительных сил Средне-Волжского края А.Н.Розанов сделал два основополагающих доклада. Он подчеркнул, что с точки зрения общегосударственных интересов в первую очередь надо развивать бурение на Кавказе в районах Баку, Грозного и на Урале. Темпы развития нефтяной промышленности увеличиваются чрезвычайно быстро, нефтяные запасы этих промышленных центров не смогут дать необходимого количества нефти и потребуют ввода новых нефтяных фондов. Поэтому необходимо заранее ставить разведку на нефть в новых районах [25].

В конце 1920-х годов А.Н.Розанов пользовался очень большим авторитетом, имел много опубликованных работ. Его мнение о наличии нефти в Поволжье озвучивало Телеграфное агентство Союза (ТАСС), публиковала газета «Правда». В архиве имеется текст радио-лекции А.Н.Розанова как старшего геолога Геологического комитета (1929 г.). Он говорил, что признаки нефти довольно широко распространены вдоль западного склона Уральского хребта и на Тимане от Ухты и Печоры на севере до Стерлитамака в Башкирской республике на юге. В начале 1931 г. А.Н.Розанов, как видно из его письма академику АН СССР А.А.Борисяку, был занят изданием новой 60-верстной геологической карты [16].

Алексей Николаевич с 1925 г. по совместительству занимался и преподавательской деятельностью в Московской горной академии (МГА), I Московском Государственном университете. Об этом периоде вспоминал Н.И.Николаев: «Московская школа геологов вышла далеко за пределы Московского университета, оказывая влияние на науку не только Москвы, но и всех университетских центров России».

В марте 1931 г. А.Н.Розанов принял предложение Московского нефтяного института возглавить кафедру геологии СССР. На одном из заседаний кафедры геологии СССР он изложил свои взгляды «О постановке преподавания геологии СССР в Московском нефтяном институте». Он говорил: «Развитие нашей народно-хозяйственной жизни и индустриализация страны предъявляют во второй пятилетке такие требования к нашей нефтяной промышленности, что необходимым является отыскание новых нефтяных районов и месторождений и их скорейшее промышленное освоение. Отсюда с необходимостью вытекает широкая постановка геологоразведочных и поисковых работ на нефть в целом ряде различных районов СССР, в которых инженеры, выпускаемые МНИ, должны будут принять интенсивное участие. При таком положении дела основательное знакомство с геологией СССР является необходимой предпосылкой для успешности будущей преподавательской работы» [9]. Научный интерес представляет обращение А.Н.Розанова в 1931 г. в Главное геологоразведочное управление при Президиуме ВСНХ СССР с предложениями об улучшении работ по комбинированной съемке, включающей исследования в геологии, литологии и полезных ископаемых. Ученый подчеркивал, что «ряд тем большого научного и практического значения, очевидно, может быть лучше всего разработан только мною, в виду моих специальных знаний в той или иной области» [10].

Однако в начале 1933 г. профессора, сотрудника Московского районного геологоразведочного треста А.Н.Розанова, вместе с группой московских геологов (Д.В.Соколов, В.Г.Хименков и др.) несправедливо обвинили и арестовали. 4 июля 1933 г. А.Н.Розанов был приговорен коллегией ОГПУ к 10 годам принудительных работ по ст. 58-7, 11 УК [5].

Начался новый период его деятельности. До 1935 г. геолог отбывал срок в Сиблаге. Затем был переведен в Норильск.

Еще находясь на свободе, в 1930 г. А.Н.Розанов руководил геологической съемкой рудных месторождений Норильска [33]. В течение трех лет им были подсчитаны промышленные запасы Таймырских богатств. На основании представленных отчетов народный комиссар тяжелой промышленности С.Орджоникидзе писал И.В.Сталину о необходимости ускорения освоения норильских месторождений. Начальник Главсевморпути О.Ю.Шмидт 17 апреля 1935 г. в докладной записке в ЦК ВКП(б) сообщал: «Нори-

льское месторождение по мощности запасов является в области никеля и платины примерно тем же, чем Колыма в области золотой промышленности по насыщенности ценными металлами и такими же трудностями по освоению» [1]. В 1935 г. было принято решение о строительстве Норильского горнометаллургического комбината. Норильский район был передан в ведение НКВД. В составе Норильскстроя тогда же был организован геологический отдел. А.Н.Розанов 26 июля 1935 г. был переведен туда одним из первых и назначен старшим геологом комбината [32].

В 1938 г. директором Норильского комбината стал талантливый организатор и инженер А.П.Завенягин [29], который был знаком с А.Н.Розановым еще по Горной академии. Из различных лагерей А.П.Завенягин собрал в Норильске крупных ученых и специалистов, в т.ч. геологов [2]. Приказом директора были поставлены задачи геологического отдела: провести буровую разведку долины р.Ергалах, ручьев Угольный и Медвежий для проектирования рудника открытых работ. А.Н.Розанов был назначен председателем комиссии по подсчету запасов месторождения. Резкое увеличение парка буровых станков позволило отделу развернуть поисковые и разведочные работы на месторождении Угольный ручей, северном мысе горы Рудная и на прилегающих к ним площадях. Результатом поисковых работ явилось открытие в 1936 г. А.Е.Воронцовым, А.Н.Розановым, Н.А.Колокольчиковым восточной ветви месторождения Норильск-1 (Медвежий ручей).

А.Н.Розанова 8 апреля 1941 г. вернули в Москву, а затем отправили в Ухту в Ухтижемлаг [17]. С одной стороны, трест Ухтижемлаг, как хозяйственная организация, не мог развивать изыскательские работы, если они не были связаны с практическими делами для немедленной производственной деятельности. С другой, изыскательские геологические работы могли быть проведены только при высокой точности и наличии солидной научной базы, поэтому в 1930-х годах в Ухтижемлаге шел процесс создания стационарных научно-практических учреждений, первоначально в виде геологических служб, лабораторий, проектных отделов. На первой геологической конференции в г.Ухта (1940 г.) было принято решение о создании Центральной научно-исследовательской лаборатории (ЦНИЛ). В ЦНИЛ должны были разрабатывать прежде всего, практические вопросы по нефтеотдаче пластов и химическим свойствам битумов. Структура ЦНИЛ была достаточно разветвленной, а в начале 1941 г. в штате было 44 чел. [4].

Невольное появление А.Н.Розанова в Ухте привело к тому, что новыми темами исследования лабораторий Ухтижемлага в 1942 г. стали изучение состава сланцев. Следует добавить, что с декабря 1941 по декабрь 1943 гг. в Базе АН СССР по изучению Севера, работавшей в г.Сыктывкар, руководил лабораторией горючих ископаемых будущий чл.-корр. АН СССР

Д.Н.Курсанов. Он занимался вопросами исследования горючих ископаемых Коми АССР и их использования [27].

К середине 1940-х годов структуру центральной научно-исследовательской лаборатории расширили. В апреле 1945 г. организован геологический кабинет, руководителем которого назначили А.Н.Розанова. В 1941—1949 гг. репрессированный геолог выполнил несколько обобщающих работ по геологии и полезным ископаемым Тимано-Печорской провинции.

Формально А.Н.Розанов находился в ссылке в Ухте в 1941—1945 и в 1948—1949 гг., но в действительности, даже считаясь освобожденным, он не покидал г.Ухта. Более того, А.Н.Розанов входил в круг руководителей геологической службы Ухтижемлага, участвовал во многих научных мероприятиях, проходивших в Коми АССР. Алексей Николаевич 4 апреля 1943 г. писал дочери Нине в Москву: «Я собирался было приехать в Москву в командировку, но она отложена на неопределенное время, т.к. Завенягин, который меня вызвал, сам должен был временно выехать из Москвы по служебным обязанностям». Он сообщил дочери, что «недавно делал доклад на совещании здешних геологов». Письмо содержит и некоторые сведения о повседневной жизни репрессированного ученого. «Конверты здесь достать трудно, поэтому использую самодельный», несколько месяцев не получает писем, и только по телеграммам понимает, что дочь в Москве. Послал ей 300 руб. «Я здоров, питаюсь удовлетворительно в столовой, кое-что иногда делаю себе дома на завтрак, работаю все там же» [6].

Сын Алексея Николаевича, Юрий, также стал геологом, защитил кандидатскую диссертацию, позже участвовал в реставрации Московского Кремля. В одном из писем 1943 г. он спрашивал отца: «Напиши мне в Москву о твоих планах на ближайшее время. Не нужно ли тебе что-нибудь прислать? В августе будет оказия. Н.А.Сиринов* с группой работников поедет на Полярный Урал, в Усть-Ухту и др. места» [15].

Участвовал А.Н.Розанов и в расширенном геологическом совещании в Ухтижемлаге 6 сентября 1944 г., куда были приглашены почти все ведущие геологи из отделений комбината. Н.Н.Тихонович и А.Н.Розанов предложили начать геологоразведочные работы на нефть и газ в северной половине Печорской депрессии и Печорской гряды. Н.Н.Тихонович высказал мысль о выходе с поисками нефти и газа на западный борт Печорской синеклизы и Печорскую синеклизу,

*Сиринов Николай Андреевич (1901—1964 гг.), доктор геолого-минералогических наук (1939). В апреле 1943 г. был начальником Полярно-Уральской комплексной экспедиции АН СССР. В 1951—1956 гг. — председатель Президиума Коми филиала АН СССР. Автор нескольких листов геологических карт северной части Урала. Создатель одной из самых первых схем стратиграфии северного Урала.

к востоку от известных тогда месторождений Седьель и Войвож. Впервые был поставлен вопрос и начаты оценки перспектив нефтегазоносности Большеземельской тундры. На совещании шла речь и о новых методиках проведения геолого-поисковых и разведочных работ [35].

В Ухте А.Н.Розанов изучал тектонику, стратиграфию, нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции, выступал за необходимость проведения на территории Коми АССР глубокого опорного бурения, выхода с разведкой на новые районы. За освоение нефтяных месторождений Северного Урала в 1944 г. А.Н.Розанов был награжден орденом «Знак Почета» [18].

Вернуться в Москву Алексею Николаевичу не удалось. Он скончался в 1949 г. в Ухте. На месте предполагаемого захоронения на первом Загородном кладбище ученому после реабилитации в 1993 г. [31] установили памятник с надписью: «Репрессированный геолог, вице-директор Всесоюзного геологического Комитета, главный геолог Ухты в годы Великой Отечественной войны — Алексей Николаевич Розанов; 1882—1949; 19 сентября 1994 г.» [3].

Благодаря научно-теоретической и научно-организационной деятельности А.Н.Розанова были разведаны и освоены крупные месторождения горючих сланцев и нефти на северном Кавказе, в Поволжье и в Коми АССР.

Статья выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 12-П-6-1003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология в лицах, событиях, фактах // Сост. Т.И.Рычкова <http://www.osanor.ru/np/top/disk/licaifak.html>
2. Добрынина Л.В. Геологи Норильска. А.Н.Розанов // Заполярная правда. 1991. 11 сентября.
3. Книга памяти Ярославской обл. lists.memo.ru/d28/f209.htm
4. Кустышев А.Н. Ухтижемлаг: лагерь принудительного труда // Покаяние. Коми республиканский мартиролог жертв массовых политических репрессий. Т. 9. Ч. 1. —Сыктывкар, 2009. С. 158—161, 163.
5. Митта В.В., Стародубцева И.А. Алексей Розанов: геолог, стратиграф, тектонист // Природно-ресурсные ведомости. 2001. № 42(97). С. 7.
6. Научный архив Коми НЦ УрО РАН. Ф.20. Оп.1. Д.47.
7. Там же. Д.5. Л.2.
8. Там же. Д.5. Л.7.
9. Там же. Д.24. Л.8.
10. Там же. Д.41.
11. Там же. Д.36. Л.12.
12. Там же. Д.41. Л.1.
13. Там же. Д.43. Л.5.
14. Там же. Д.55.
15. Там же. Д.62.
16. Там же. Д.46.
17. Репрессированные геологи // Под ред. В.П.Орлова. —М.—С-Пб, 1999. С. 267.
18. Республика Коми. Энциклопедия в 3-х томах. Т. II. —Сыктывкар: Коми книж. Изд-во, 1999. С. 555.
19. Розанов А.Н. К вопросу о подразделении так называемых виргатовых слоев окрестностей Москвы // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1906. Т. VIII.
20. Розанов А.Н. Горючие сланцы Европейской части СССР. Объяснительная записка к карте распространения залежей горючих сланцев в Европейской части СССР, в масштабе 150 в. в дюйме / Мат-лы по общей и прикладной геологии. —Л., 1927. Вып. 73.
21. Розанов А.Н. О горизонте с *Pecten denudatus* Reiss. в нефтеносных районах на Северном Кавказе // Вестник Геологического комитета. —Л., 1926. № 3.
22. Розанов А.Н. Геологическое строение Назрановской возвышенности в связи с задачами изучения нефтеносности района // Нефтяное хозяйство. 1928. № 5.
23. Розанов А.Н. Следует ли искать нефть в пределах русской равнины и где именно? // Нефтяное хозяйство. 1928. № 11—12.
24. Розанов А.Н. Проблемы нефтеносности Терского хребта в окрестностях г.Грозный // Нефтяное хозяйство. 1929. № 7.
25. Розанов А.Н. Нефть, асфальтитовые доломиты и битуминозные («гудронные») песчаники Средневожского края // Труды конференции по изучению производительных сил края. —Самара, 1930.
26. Розанов А.Н. Современное положение геологической службы в СССР и ее нужды // Промышленность и торговля. —М.: Изд-во ВСНХ, 1922.
27. Роцевский М.П., Роцевская Л.П., Береснева Г.Н. Сыктывкар и Республика Коми в судьбе академиков и членов-корреспондентов АН СССР и РАН // Архивы Уральского Отделения Российской академии наук. Мат-лы науч. конф. —Сыктывкар, 1999. С. 172—173, 178—179.
28. <http://bse/sci-lib.com/article009559.html>.
29. http://hrono.rubiograf/bio_z/zavenjaginap.php.
30. http://web.ru/conf/CD_Smirnov/html_97/12_nikol/index.html.
31. http://www.sakharov-center.ru/asfcd/pam/pam_card9585.html?id=293.
32. <http://www.memorial.krsk.ru/DOKUMENT/KK/ngar11a.htm>.
33. http://www.memorial.krsk.ru/martirol/roe_rol.htm.
34. <http://www.twirpx.com/file/550898>.
35. <http://www.yaregaruda.ru/ru/?=book/export/html/27>.

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr); Encapsulated Post Script (*.eps); TIFF — только для фото (*.tif); Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

9. Подрисуточные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова.

—С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.