# ЧАСТЬ 5. ОСАДОЧНЫЕ, ВУЛКАНОГЕННЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В.И. Сначев

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа SAVant@inbox.ru

# Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)

Кочкарский антиклинорий расположен в северной части Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал). В состав его метаморфического комплекса входят шесть толщ (снизу вверх): еремкинская (RF<sub>1-2</sub>er), кучинская (RF<sub>2</sub>kč), благодатская (RF<sub>2-3</sub>bl), светлинская (RF<sub>3</sub>sv), александровская (Val), кукушкинская (Okk) (рис.). В пределах антиклинория установлены следующие основные интрузивные комплексы: западно-кочкарский (метаультрамафитовый) ( $\sigma$ PR<sub>2</sub>z), борисовский (мигматитовый) (mgRF<sub>3</sub>-Vb), кукушкинский (габбро-гранитный) ( $\gamma$ PC<sub>3</sub>s).

Вулканогенные отложения известны лишь в основании верхней подтолщи еремкинской толщи и в средней части александровской толщи. По многим петрохимическим и геохимическим параметрам (преобладание Na,O над K,O, низкие значения K,O и т. д.) метавулканиты еремкинской толщи относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон, на что указывают высокие (относительно океанических толеитов) содержания литофильных элементов (среднее из 21 ан., г/т): Rb 24, Zr 157, Li 10, а также Ва 186, Sr 126 г/т, РЗЭ: La 7.7, Ce 19.2, Sm 3.2, Yb 1.6 г/т, высокая степень фракционирования РЗЭ, низкие содержания элементов группы Fe (Cr 114, Co 63, Ni 78 г/т) [Бородин, 1981]. Что очень важно, набор малых элементов в метавулканитах еремкинской толщи близок метабазальтам машакской свиты [Парначев, 1981; Князев и др., 2013]. В метавулканитах александровской толщи выделяются два типа пород: с нормальной (метабазальты) и повышенной щелочностью (субщелочные метабазальты и метапикритобазальты). По содержаниям (г/т) Li 5.6–9.0, Rb 4.8–9.3, Sr 270–366, Ba 152–200, Zr 83–126, Nb 8–12, Be 1.6–1.9, F 700–800, Cr 240–290, Co 40–54, Ni 100–120, La 5.6–7.0, Ce 17–19, Sm 2.9–3.5 и Yb 2.5-3.1 метабазальты александровской толщи близки основным эффузивам континентальных рифтовых зон [Бородин, 1981; Савельев и др., 2006], а также вендским метабазальтам Южного Урала. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты по содержанию суммы щелочей, К<sub>2</sub>О (0.7–3.2 мас. %), набору малых элементов (среднее из 16 ан., г/т) Li 13, Rb 21, Sr 549, Ba 309, La 18, Ce 34, Sm 6.5, Yb 2.7, Zr 129, Cг 183, Co 45 и Ni 88 близки натровым базальтам известково-щелочной серии и по некоторым элементам трахибазальтам аршинской серии [Парначев, 1981]. При сравнении метариолитов александровской толщи с кислыми вулканитами рифтовых систем можно отметить большое сходство по содержаниям Rb 106-130, Zr 188–243 и Sr 400–436 г/т.

Имеющийся петрохимический и геохимический материал по плагиосланцам еремкинской и светлинской толщ по многим элементам показывает их практически полную аналогию мигматитам, что указывает на единство источника сноса, а также образование последних за счет пород сланцевого обрамления. Сопоставление содержаний перечисленных выше элементов и Al центров в кварце песчаников кукушкинской толщи и различных литологических разностей пород Кочкарской площади указывает на формирование ордовикских песчаников в результате размыва мигматитовых куполов.



Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарского антиклинория [Сначев и др., 1990].

1 – осадочно-вулканогенные образования Арамильско-Сухтелинской зоны; 2 – венд, александровская толща; 3 – ордовик, кукушкинская толща; 4 – верхний рифей, светлинская толща; 5 – средний рифей, кучинская толща; 6 – нижний-средний рифей, еремкинская толща; 7 – благодатская толща (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 – метаультрамафиты; 9 – диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, габбро; 10 – граниты; 11 – плагиомигматиты; 12 – гранитные мигматиты; 13 – карбонатный меланж; 14 – катаклазиты, нерасчлененные тектониты; 15 – стратиграфические и интрузивные границы; 16 – тектонические нарушения.

Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – Ключевской; 2 – Варламовский; 3 – Котликский; 4 – Еремкинский; 5 – Борисовский; 6 – Санарский; 7 – Пластовский (Андреевский).

Карбонатные породы при фиксированном положении в разрезе докембрия рассматриваемой площади имеют большое значение и для сопоставления с аналогичными отложениями Башкирского антиклинория. Методом ЭПР в кальците карбонатной толщи установлено незначительное количество Mn 0.001–0.014 %, в кальците благодатской, еремкинской, кучинской и светлинской толщ: 0.07–0.14, 0.008–0.017, 0.014–0.10, 0.10– 0.97 %, соответственно. Не имея возможности привести весь геохимический материал по всем уровням карбонатных пород Восточно-Уральского и Центрально-Уральского поднятий, что сделано в монографии [Сначев и др., 1990], отметим лишь соответствие по малым элементам мраморов светлинской толщи карбонатам миньярской свиты, кучинских и еремкинских мраморов – соответственно породам реветской подсвиты (авзянская свита) и суранской свиты.

Из негранитоидных формаций интерес представляет рассмотрение геохимических особенностей метабазитов баштауского комплекса. По малым элементам (г/т): La 4.7, Ce 17–22, Sm 2.7–3.6, Rb 16–22, Sr 270–320, Zr 103–116, – они сопоставимы с метавулканитами нормальной щелочности александровской толщи и образуют, по-видимому, единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Исследование расплавных и флюидных включений в кварце гранитоидов показало, что температура начала кристаллизации мигматитов составляла 680–740 °С, а глубина становления – 7.5–9.0 км; для гранитов санарского комплекса – 760–790 °С и 2–3 км [Сначев и др., 1990]. Необходимо отметить близость составов и формул биотита мигматитовых куполов с биотитами их сланцевого обрамления, что говорит в пользу образования первых за счет вмещающих пород. Подтверждение тому находится и при изучении распределения малых элементов в кварце и биотите мигматитов и пород еремкинской толщи.

Содержания Rb и Sr в мигматитах составляют 150-240 и 100-350 г/т, соответственно, поднимаясь до 200-310 и 100-300 г/т для микроклиновых гранитов санарского и поварненского комплексов, что близко гранитоидам структур с режимом преобладающих восходящих движений. Гранитоиды кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr [Ферштатер, 1987] ложатся на тренд гранитоидов базальтоидного, а не корового происхождения. По содержанию петрогенных и малых элементов в породах, результатам изучения акцессорных минералов (циркон, апатит) рассматриваемый комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда, формирующимся в тылу островных дуг, на континентальной окраине. По многочисленным параметрам, в том числе, распределению Уb в сосуществующих цирконах и апатитах [Краснобаев, 1986], гранитоиды кукушкинского комплекса отнесены нами, в отличие от других исследователей, к габбро-гранитной формации [Сначев и др., 2009]. Содержания РЗЭ в мигматитах в 1.2–1.4 раза меньше, чем в гранитах. Мигматиты содержат (г/т) La 20–46, Ce 30–58, Sm 5–7, Eu 0.4–0.7, Yb 0.6–0.9. Содержания La и Се выше в 5–10 раз (180–200 и 180–220 г/т) только в дайковом комплексе. Распределение РЗЭ, нормализованное к хондриту, соответствует, согласно [Арт, 1983], для мигматитов континентальной окраине, а для гранитов – внутренней части континентов.

Анализ содержаний малых и петрогенных элементов указывает на принадлежность пород борисовского и санарского комплексов к гранитоидам известково-щелочного ряда. Однако если первые из них относятся к мезоабиссальной фации глубинности, то последние – к гипабиссальной. Согласно классификации [Pearce et al., 1984] породы санарского комплекса следует отнести к коллизионным, а борисовского – к внутриплитовым. Кукушкинские граниты образуют на этой диаграмме обособленную область в пределах поля гранитоидов вулканических дуг. Высокое отношение изотопов Sr в мигматитах (0.71016±0.00050) подтверждает их образование в результате плавления вещества земной коры.

По интенсивности Al центров в кварце гранитоидов Кочкарской площади пробы разделились на несколько групп. В группу I с высоким содержанием Al центров вошли пробы мигматитов с разбросом содержаний Al от 9.9 до  $11.7 \times 10^{17}$  спин/г, во вторую – микроклиновые граниты ((2.0–3.6) ×  $10^{17}$  спин/г). Стабильно низкими значениями Al центров характеризуются гранитоиды кукушкинского комплекса ((0.6–1.5) ×  $10^{17}$  спин/г). Что касается РЗЭ в цирконах и апатитах мигматитов, то они имеют слабое фракционирование, тогда как в нормальных гранитах циркон и апатит обогащены La (2510 г/т), Се (8780 г/т) и обеднены группой тяжелых РЗЭ. Для обоих комплексов характерна выдержанность содержаний Y (1315– 1632 г/т). Коровое происхождение этих гранитоидов еще раз подтверждается распределением Yb в сосуществующих цирконах и апатитах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

## Литература

*Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40. Уфа. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Парначев В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 18–30.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 85–104.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.

Сначев В.И., Щулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала // БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 179 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

*Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

А.В. Коломоец<sup>1</sup>, А.В. Сначев<sup>2</sup>, М.А. Рассомахин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>— Оренбургский государственный университет, г. Оренбург kolomoyets56@mail.ru <sup>2</sup>— Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа <sup>3</sup>— Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,

Институт минералогии, г. Миасс

# Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)

Кумакское рудное поле расположено в восточной части Аниховского грабена и приурочено к Кумакско-Котансийской зоне смятия, сложенной преимущественно черносланцевыми образованиями брединской свиты (C<sub>1</sub>bd) [Лядский и др., 2018]. Промышленные концентрации золота связаны как с сериями кварцевых жил и прожилков, так и с зонами прожилково-



Рис. 1. Содержания РЗЭ в углеродистых породах Кумакского рудного поля, нормированные к РААЅ [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

вкрапленной минерализации в породах, обогащенными углеродистым веществом. Последний тип оруденения наиболее распространен, что и определяет повышенный интерес к этому объекту [Лощинин, Панкратьев, 2006; Сазонов и др., 2011].

Углеродистые толщи Кумакского рудного поля представлены алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками с редкими прослоями известняков и углей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их сланцеватые текстуры характеризуются наличием полос слюдисто-кварцевого состава, прослоев и удлиненных линз кварца, послойным скоплением кварца размерностью от мелкой до грубозернистой. Петрографически породы характеризуются микролепидобластовой, лепидогранобластовой и гетерогранобластовой структурами. Среднее содержание С<sub>орг</sub> в сланцах по данным термогравиметрического анализа составляет 4.7 % (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Т.И. Черникова). В химическом составе отмечаются повышенные содержания MgO (0.60– 6.42 %), TiO<sub>2</sub> (0.29–1.89 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9.40–31.50 %), и, соответственно, повышенные гидролизатный (>0.55) и алюмокремниевый (в среднем, 0.38) модули. По литохимической классификации они соответствуют сиаллитам и сиферлитам [Юдович, Кетрис, 2015].

При изучении геохимии углеродистых сланцев использовался микроанализ методом ИСП МС (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Халькофильные элементы в сланцах Кумакского рудного поля, такие как Cu, Zn, Pb, содержатся обычно в небольших количествах. Группа элементов – типоморфных спутников золота – As, Bi, Sb, проявлена слабо и концентрируется преимущественно в участках наложенной гидротермальной проработки. Учитывая петрохимические особенности и наличие в разрезах прослоев известняков с преобладанием микрофауны, породы можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные углеродистые сланцы с преимущественно терригенным источником сноса. По совокупности значений параметров V/Cr, V/(V + Ni), Mo/Mn, U<sub>a</sub> = U<sub>total</sub>-Th/3 [Холоднов, Наумов, 1991; Jones, Manning, 1994] углеродистые породы отлагались в окислительных и частично в субокислительных условиях.



Рис. 2. РЗЭ минералы в черных сланцах Кумакского месторождения: а) кайма из ксенотима (b) вокруг кристалла циркона (a); б) зерно ксенотима (c) в породе; в) угловатое зерно рутила (d) в ассоциации с пластинчатым рабдофаном (e); г) срастание горсейксита (j) и рабдофана (k); д) зерно ксенотима (h) в мусковите (i); е-з) зерна монацита (f, p, m) в породе; и) зональный кристалл циркона (n). СЭМ фото. Q – кварц, Mu – мусковит, Ru – рутил, Xe – ксенотим, Mz – монацит, Zr – циркон, Chd – хлоритоид.

Нормированные содержания большинства РЗЭ к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) укладываются в интервал от 0.1 до 0.3 единиц, т. е. в рассматриваемых углеродистых породах РЗЭ практически не накапливаются (рис. 1). Методом растровой электронной микроскопии (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) в породах установлены минералы РЗЭ: монацит, рабдофан и ксенотим, а также единичные зерна горсейксита, бастнезита и агардита (рис. 2). Ксенотим представлен мелкими зернами сложной формы (до 5 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитой матрице, а также наростами на кристаллах циркона (рис. 2а, б). В составе ксенотима отмечаются высокие концентрации Y (40.35–47.37 мас. % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Монацит и рабдофан образуют зерна размером 5– 20 мкм и уплощенные выделения между углеродисто-слюдистыми прослоями (рис. 2в-г, е–з). В их составе наиболее высокие концентрации РЗЭ характерны для монацита: 31.23– 32.43 мас. %  $Ce_2O_3$ , 16.69–16.47 мас. %  $La_2O_3$  и 11.78–12.52 мас. %  $Nd_2O_3$ , а также отмечается обогащение Th (1.45–2.63 мас. % ThO<sub>2</sub>). Циркон встречается в основной массе породы в виде хорошо ограненных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов размером 5–20 мкм (рис. 2а, и).

Таким образом, геохимические особенности углеродистых сланцев Кумакского рудного поля указывают на мелководно-прибрежные обстановки накопления. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в рассматриваемых породах минимальны, несмотря на присутствие в них монацита (-Ce) и рабдофана (-Ce), ксенотима (-Y).

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Изучение состава минералов проведено в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.

### Литература

*Лощинин В.П., Панкратьев П.В.* Золотоносность нижне-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 79–82.

Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-I (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

*Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с. *Холоднов В.Н., Наумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в

водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия Геология. 1991. Т. 12. С. 74–82.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

### Р.А. Гатауллин

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа Башкирский государственный университет, г. Уфа rusgatln97@gmail.com

# Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Массив Северный Крака расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело размером 15 × 18 км (рис. 1), большую часть площади которого занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80 % оливина, 20–30 % энстатита, 5– 10 % диопсида и 1–5 % хромшпинелида. Среди них встречаются участки, сложенные шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс фрагментарно присутствует в краевых частях массива [Савельев и др., 2008].

Фактический материал для настоящей работы получен автором в ходе полевых исследований 2019–2020 гг. в составе отряда Института геологии УФИЦ РАН. Образцы перидоти-



Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака [Савельев, 2018].

1 – вмещающие породы; 2 – габбро, верлиты, клинопироксениты; 3 – хромшпинелевые перидотиты и дуниты; 4 – серпентиниты.

тов отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, состав минералов определялся при помощи ЭДС на СЭМ Vega 3 Tescan sbh в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Минералогия ультрамафитов типична для мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Ортопироксены по химическому составу соответствуют энстатиту и эндиопсиду с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.25 и 0.5 (рис. 2а).



Рис. 2. Диаграммы составов минералов массива Северный Крака: а) диаграмма миналов пироксенов (En – MgSiO<sub>3</sub>, Wo – CaSiO<sub>3</sub>, Fs – FeSiO<sub>3</sub>): светлые квадраты – фигуративные точки ортопироксенов лерцолитов, темные квадраты – ортопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, светлые ромбы – клинопироксены перцолитов, темные ромбы – клинопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов; поля даны по [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид; б) классификационная диаграмма состава трехвалентных катионов хромшпинелидов [Павлов, 1949]; поля: 1 – алюмохромит, 2 – хромпикотит, 3 – пикотит, 4 – хроммагнетит; в) диаграмма для хромшпинелидов в координатах  $\#Cr=Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})-\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , атомные количества; г) диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации:  $\#Cr - Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$  в хромшпинелиде, Fo – доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина; пунктир – границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (FMM); стрелки – направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления; поля даны по [Агаi, 1994].

На рис. 2а-в светлые квадраты – точки хромшпинелидов из лерцолитов, темные квадраты – хромшпинелид из шпинель-плагиоклазовых лерцолитов.

Хромшпинелиды лерцолитов характеризуются значительными вариациями содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 26) и содержат низкие концентрации Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Большинство из них относятся к глиноземистым разновидностям – хромпикотиту и пикотиту, незначительное количество – к алюмохромиту и хроммагнетиту. Примеси Zn, Mn, V и Ti отмечаются в единичных анализах. Более частая примесь Ni выше предела обнаружения содержится примерно в 18 % ана-

Таблица

# Оценка температур образования лерцолитов по оливин-шпинелевым геотермометрам

Образец	α	β	γ	$X_{mg \ ol}$	X <sub>mg sp</sub>	f»	Fa	lnK <sub>D</sub>	Cr#Al	Оно	Фабри	Среднее
Лерцолиты												
Сек-2182	0.161	0.825	0.014	0.915	0.768	0.232	0.085	1.177	0.164	646	721	683
Сек-2153	0.186	0.804	0.010	0.917	0.744	0.256	0.083	1.334	0.188	586	678	632
Сек-2152	0.373	0.595	0.031	0.915	0.644	0.356	0.085	1.780	0.386	710	773	741
Сек-2183	0.222	0.753	0.025	0.914	0.744	0.256	0.086	1.296	0.228	706	757	731
Сек-2152-1	0.291	0.701	0.009	0.915	0.707	0.293	0.085	1.489	0.293	672	723	698
Сек-2191	0.182	0.802	0.016	0.920	0.743	0.257	0.080	1.379	0.185	553	655	604
СеК-2193	0.192	0.789	0.019	0.910	0.757	0.243	0.090	1.182	0.196	714	757	735
Сек-2174	0.153	0.826	0.021	0.915	0.756	0.244	0.085	1.245	0.156	580	678	629
Сек-1771а	0.275	0.678	0.048	0.909	0.649	0.351	0.091	1.691	0.288	590	673	631
СеК-2221	0.365	0.607	0.028	0.957	0.729	0.271	0.043	2.115	0.376	508	590	549
СеК-2245	0.110	0.880	0.010	0.925	0.800	0.200	0.075	1.122	0.111	571	683	627
СеК-2247-1	0.149	0.842	0.008	0.914	0.763	0.237	0.086	1.190	0.151	608	700	654
СеК-2244	0.114	0.877	0.008	0.922	0.789	0.211	0.078	1.146	0.115	563	677	620
СеК-2264	0.271	0.714	0.015	0.919	0.682	0.318	0.081	1.660	0.275	557	642	599
СеК-2161-1	0.121	0.863	0.015	0.905	0.784	0.216	0.095	0.960	0.123	744	788	766
			Ш	пинель-	плагиок.	тазовые	е лерцол	иты				
Сек-2176	0.334	0.626	0.040	0.909	0.594	0.406	0.091	1.923	0.348	544	617	580
Сек-2177	0.330	0.646	0.024	0.909	0.657	0.343	0.091	1.654	0.338	648	698	673
Сек-2166	0.302	0.674	0.024	0.910	0.708	0.292	0.090	1.382	0.309	897	819	858
Сек-2160	0.226	0.758	0.015	0.916	0.752	0.248	0.084	1.270	0.230	704	749	727
Сек-2178	0.266	0.684	0.050	0.909	0.677	0.323	0.091	1.544	0.280	655	693	674

Примечание. а, β, γ – доли Cr, Al и Fe среди трехвалентных катионов шпинели, соответственно;  $X_{mg ol}$  и Fa – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов оливина: форстеритовый и фаялитовый миналы, соответственно; X  $_{mg ol}$  и f» – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов шпинели, соответственно; lnK<sub>D</sub> – X  $_{mg ol}$  f»/ X  $_{mg sp}$  · Fa; Cr#Al – отношение Cr к сумме Cr и Al в хромшпинелиде. Оно и Фабри – оценки температур по геотермометрам T(°C) = [10000 · (0.057 + 0.34 · Cr#Al)]/(lnK<sub>D</sub> + 0.934 · Cr # Al – 0.102) – 273 + kX<sub>Ti</sub> [Ono, 1983] и [(4250α + 1343)/(lnK<sub>D</sub> + 1.825α + 0.571)] – 273 + kX<sub>Ti</sub>, где kX<sub>Ti</sub> – атомное количество Ti [Fabries, 1979], °C, соответственно.

лизов. Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под «параболой»), скорее всего, объясняется тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с хроммагнетитом. На бинарной диаграмме #Cr-#Mg (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Вариации содержаний MgO и FeO не столь значительны – в пределах 0.5–0.7 #Mg.

Для оценки влияния процессов частичного плавления мантийного субстрата или кристаллизационной дифференциации на образование перидотитов обычно применяется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA) [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек для сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в поля частичного плавления мантийного субстрата и соответствуют степени частичного плавления менее 20 %. Для оценки температурных условий образования глубинных пород широко применяется сравнение химических составов сосуществующих минералов конкретного образца с экспериментальными данными по составам минеральных систем при определенных РТ условиях [Перчук, Рябчиков, 1976]. По химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура окончания обменных реакций между оливином и хромшпинелидами лерцолитов по большинству пар находится в пределах 600–770 °С (табл.). Учитывая наличие петрографических свидетельств деформации зерен оливина и пироксенов [Савельев, 2018], можно утверждать, что в становлении пород значительную роль играли процессы пластической деформации в субсолидусных условиях.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава минералов из перидотитов массива Северный Крака. Главным породообразующим минералом является высокомагнезиальный оливин (Fo<sub>90-94</sub>), большинство исследованных зерен хромшпинелида относится к высокоглиноземистым разновидностям – пикотиту и хромпикотиту, пироксены по составу варьируют от энстатита до диопсида. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование лерцолитов происходило при температурах 600–770 °C. Полученные низкие температуры свидетельствуют о длительном процессе установления химического равновесия для данных минералов в субсолидусных условиях.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Минобрнауки РФ (№ 0246–2019–0078).

## Литература

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, 2018. 204 с.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

*Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

*Fabries J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

*Ono A.* Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

#### Б.Р. Мирзошоев, Р.Р. Хасанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань mirzoshoev\_1992@mail.ru

# Реконструкция первичной природы метаморфических пород докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции

Кристаллический фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной провинции сложен метаморфическими комплексами пород архей-протерозойского возраста, которые покрыты мощным осадочным чехлом. Многолетняя программа нефтяного бурения дала обширный материал для изучения состава, строения и истории развития докембрийского кристаллического фундамента на рассматриваемой территории. Наиболее крупной структурой, занимающей центральное положение в регионе, является Татарский свод. Несмотря на высокую степень петролого-геохимической изученности пород кристаллического фундамента Татарского свода, до настоящего времени нет единого представления об их первичной природе.

Татарский свод Камско-Кинельской системой прогибов разделен на две части (Северои Южно-Татарский своды) и ограничен грабенообразными прогибами, с которыми связаны подвижные зоны кристаллического фундамента [Богданова, 1986]. К подвижным зонам приурочен дометаморфический базитовый магматизм, а центральную часть мегаблоков занимают геодинамические обстановки гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсовые купола являются прообразами континентальной коры, а подвижные пояса рассматриваются в качестве реликтов древней океанической коры, которые были изменены процессами метаморфизма. В архее и начале протерозоя их породные комплексы подверглись региональному метаморфизму гранулитовой фации, а на регрессивном этапе в протерозойское время – изменениям амфиболитовой фации. Формирование породных комплексов в пределах различных геодинамических обстановок происходило в результате дифференциации первичной коры, имеющей изначально базит-ультрабазитовый состав.

В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулитогнейсовых ядер. Исследование химического состава пород, включая РЗЭ, проводилось при помощи РФА и ИСП МС. Петрографический и минеральный состав пород изучен методами оптической и электронной микроскопии. Для выяснения первичного генезиса метаморфических пород Степноозерского амфиболит-гнейсового массива был изучен комплекс РЗЭ. По геохимическим данным произведена их сравнительная характеристика с породами главных структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента – отрадненской и большечеремшанской серий.

Архейские метаморфические комплексы представлены преимущественно сериями пород первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения (соответственно, отрадненская и большечеремшанская серии) а также толщей высокожелезистых пород сулеевского комплекса [Богданова, 1986; Хасанов, 1991; Лапинская и др., 1992; Муслимов, Лапинская, 1996]. Высокожелезистые породы занимают промежуточное положение между комплексами отрадненской и большечеремшанской серий. Чередование высокоглиноземистых и мафитовых пород большечеремшанской и отрадненской серий вскрыто сверхглубокой скважиной 20009 Ново-Елховской в купольной части Южно-Татарского блока, расположенного в пределах гранулито-гнейсового ядра [Муслимов, Лапинская, 1996].

Отрадненская серия пород залегает в основании разреза раннего докембрия и является древнейшим известным в этом регионе стратиграфическим подразделением. Она сложена



Рис. 1. Изученные породы кристаллического фундамента: a) биотит-пироксеновый плагиогнейс (отрадненская серия); б) амфиболовый гнейс (Степноозерский комплекс).

комплексом магматогенных пород мафитового состава, представленных пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (рис. 1а). Предположительно, породы отрадненской серии представляют собой древний фундамент метаосадочной большечеремшанской серии.

Большечеремшанская серия четко выделяется по своему петрохимическому составу. Она представлена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового состава с графитом. Большинством исследователей высокоглиноземистые образования рассматриваются как метаморфизованные песчано-глинистые осадки. Изотопный анализ углерода графитовых включений показал преобладание легкого изотопа, что указывает на биогенную природу графита [Хайртдинова, Мирзошоев, 2017]. В разрезе метаосадочных пород практически отсутствуют карбонатные породы.

Неясной первичной природой обладают гранитоидные комплексы, подвергшиеся существенному изменению минерального и отчасти химического состава в позднем архее и раннем протерозое в результате наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Толща гранитоидных пород *Степноозерского амфиболито-гнейсового комплекса*, сложенная, в основном, биотит-, амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами, плагиогнейсами и редко кристаллосланцами (рис. 16), вскрыта в зоне подвижных поясов (Мелекесская впадина) рядом параметрических скважин.

Сравнение химического состава главных метаморфических комплексов кристаллического со фундамента показало, что их состав, в целом, близок химическому составу современной океанической коры, но при этом характеризуется несколько меньшими содержаниями FeO, MgO и CaO при повышенных SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O. Эту особенность можно объяснить процессами мигматизации исходных базитовых пород, которые сопровождались привносом SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O. В высокоглиноземистых породах большечеремшанской серии наблюдаются более высокие относительно океанической коры содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что связано с гипергенным разрушением мафитовых пород и накоплением этих компонентов в первичных водоемах в составе кварц-полевошпатовой обломочной компоненты. Большечеремшанская серия, в отличие от пород отрадненской серии и Степноозерского амфиболит-гнейсового комплекса, имеет первично осадочную природу [Муслимов, Лапинская, 1996].

РЗЭ обладают высокой степенью информативности для изучения природы метаморфических пород [Haskin et al.; 1966, Condie, 1981]. Особенности их распределения в магматических породах заключаются в том, что при дифференциации расплава легкие РЗЭ отлагаются



Рис. 2. Концентрации РЗЭ в метаморфических породах докембрийского фундамента, нормированные к океанической коре [Балашов, 1976].

преимущественно в салических минералах (полевые шпаты), а тяжелые – в фемических (пироксены, амфиболы, биотиты) [Haskin et al., 1966; Condie, 1981; Khasanov et al., 2019]. Однако в метаморфических породах распределение РЗЭ более сложное. Оно подвержено множеству факторов, которые связаны с процессами образования и преобразования этих пород, в результате чего происходит многократное фракционирование РЗЭ [Condie, 1976]. Разделение РЗЭ в процессах регионального метаморфизма определяется градиентом температур, давлений, подвижностью H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и щелочных элементов отдельных фаций метаморфизма.

Для выяснения особенностей перераспределения РЗЭ в ходе метаморфизма и гранитизации гнейсов Степноозерского комплекса было произведено нормирование содержаний РЗЭ к океанической коре [Балашов, 1976] (рис. 2). РЗЭ в метаморфических породах рассматриваемой территории характеризуются повышенными концентрациями легких лантаноидов, которые связаны с плагиоклазами, КПШ и монацитом. В то же время, вскрытая параметрическими скважинами толща амфиболовых гнейсов Степноозерского комплекса содержит реликтовые зерна пироксена и характерные для магматогенных пород реликты фанеритовых структур. Это указывает на то, что исходными дометаморфическими породами были магматогенные образования отрадненской серии, составляющие древнее базит-ультрабазитовое основание. В архейское время они испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое породы подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

### Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.

*Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О.* Волго-Уральская нефтегазоносная провинция // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.

Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. 487 с.

Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р. Гранитогнейсовые комплексы кристаллического фундамента Южно-Татарского свода и их исходная природа // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 321–323. Хасанов Р.Р. Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореф. дис. к.г.-м.н. Казань, 1991. 24 с.

Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam, Oxford, New York, 1981. 435 p.

*Condie K.C.* Trace-element geochemistry of archean greenstone belts // Earth-Science Reviews. 1976. Vol. 12. Is. 4. P. 393–417.

Haskin L.A., Fray A.F., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and Chemistry of the Earth. 1966. Vol. 7. P. 167–321.

*Khasanov R.R., Mirzoshoev B.R., Galiullin B.M., Mullakaev A.I.* Trace elements in the rocks of the mobile belts of the precambrian basement of the volga-ural oil and gas province // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol. 19. Is. 1. P. 691–696.

В.В. Вантеев<sup>1, 2</sup>, Е.В. Кислов<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup> – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ Vanteev997@mail.ru <sup>2</sup> – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

# Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система)

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района. В геологическом отношении участок сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, связанными с Байкальской рифтовой системой «вершинными» базальтами стратовулканов неоген-четвертичного возраста (βN<sub>2</sub>–Q<sub>1</sub>) и «долинными» базальтами плиоцен-раннечетвертичного возраста (βN<sub>2</sub>–Q<sub>1</sub>), верхнеплейстоценовыми (Q<sub>1-II</sub>) аллювиальными отложениями I и II надпойменной террасы и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями [Генералов и др., 2012ф]. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019]. Широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Джидинское кайнозойское вулканическое поле исследовалось И.В. Антощенко-Оленевым [1975], тогда как Хобольская группа вулканов района россыпи ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород. «Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй и наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными разностями без вторичных замещений с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита и ксенолитов лерцолита. Характерна порфировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена с небольшим количеством вулканического стекла, подвергнутого ожелезнению.

«Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Они представлены, преимущественно, красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина, ксенолиты лерцолитов. У подножия вулкана в обрывах среднего и верхнего течения ручья Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с небольшим количеством кристаллокластов санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Таблица

Химический состав вулканитов района россыпи Нарын-Гол, мас. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
			«До	линные>	> базаль	ты и тра	хибазал	ІЬТЫ			1	
Dar-1	44.70	2.70	14.40	4.42	7.64	0.25	8.80	9.28	3.25	1.19	0.82	100.22
Dar-3	47.40	2.39	15.70	3.75	7.00	0.17	6.46	6.96	5.27	3.12	1.05	99.87
Dar-4	47.10	2.43	15.80	3.61	7.40	0.16	6.34	6.90	5.36	3.10	1.04	99.76
Dar-7	44.70	2.65	14.10	3.32	8.52	0.19	9.74	9.36	3.24	1.22	0.68	99.97
Dar-8	44.50	2.63	15.00	3.29	8.44	0.19	9.56	9.27	3.28	1.19	0.69	100.32
Dar-13	45.30	3.08	15.00	4.12	8.36	0.19	7.48	8.08	4.59	0.85	0.85	100.01
Dar-14	45.40	3.11	15.10	4.60	7.80	0.19	7.18	8.14	4.55	0.86	0.87	99.79
DH-4-1	46.90	2.57	15.70	3.50	7.32	0.16	6.90	7.35	4.97	2.89	0.98	99.77
Zak-4	44.5	2.68	14.4	4.03	7.76	0.2	8.7	9.48	3.33	1.66	0.85	100.25
Zak-6	44.5	2.64	14	2.76	8.92	0.19	9.8	9.62	2.44	1.67	0.64	99.81
Zak-8	44.3	2.78	14.5	5.9	6.24	0.19	7.9	9.33	3.59	1.12	0.91	100.19
ZakTH-1-1	47.1	2.35	14.8	2.8	8.32	0.2	9.1	9.07	2.39	1.38	0.53	99.96
Zak-5	44.7	2.7	13.9	3.31	8.76	0.2	9.86	9.39	2.28	1.61	0.66	100.2
Zak-3	44.6	2.63	13.6	2.87	9.32	0.19	10.38	9.27	2.49	1.75	0.7	100.24
Zak TH-1-2	44.5	2.78	14.6	5.11	7.2	0.18	7.79	8.83	3.38	1.25	0.9	99.72
				«Верш	инные»	фоноте	фриты					
BH-1-19	46.20	2.45	15.40	3.18	8.00	0.17	7.28	7.66	4.76	2.57	1.03	99.35
N-1-19	47.50	2.29	16.00	6.94	3.96	0.19	4.98	6.13	5.38	3.59	1.16	99.26
N-2-19	47.70	2.33	16.20	8.43	2.76	0.18	5.06	6.12	5.59	3.49	1.16	99.81
N-3-19	47.20	2.31	16.20	10.24	0.76	0.16	5.14	6.18	6.52	1.53	1.14	99.78
N-4-19	47.60	2.37	16.10	6.88	4.16	0.16	5.58	6.40	5.31	3.45	1.12	99.77
N-12-19	46.10	2.59	14.60	6.34	6.08	0.58	7.70	9.00	2.37	1.62	0.54	100.20
Zak 9/4	46.9	2.39	16.1	11.37	0.24	0.17	5.62	6.76	5.43	3.06	1.08	100.07
Zak 7/3	47.1	2.29	16.2	11.16	0.4	0.16	5.18	6.29	5.88	3.65	1.14	100.01
Zak 9/5	46.5	2.34	15.8	11	0.16	0.16	5.86	7.32	5.98	3.07	1.06	100.25
Zak 7/2	47.1	2.3	16.2	9.94	1.6	0.17	5.12	6.24	5.68	2.76	1.18	99.89
Zak 7/1	47.1	2.39	16.2	4.37	6.68	0.17	60.4	6.67	5.35	3.34	1.07	100.6
Zak 7/4	47.4	2.37	16.2	7.96	3.48	0.17	5.4	6.38	5.38	3.35	1.11	100.15
Zak 9/2	46.2	2.36	16.1	5.45	5.64	0.17	5.95	6.9	5.3	3.16	1.05	99.31
Zak 7/1-1	47.2	2.31	16.3	7.72	3.76	0.18	5.04	6.18	5.1	3.62	1.15	99.68

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

Петрохимическая характеристика вулканических пород. Вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат известково-щелочным базальтоидам. «Вершинные базальты» по химическому составу относятся к высокощелочным фонотефритам, «долинные» к базальтам и трахибазальтам. Петрохимические данные свидетельствуют о том, что эти вулканиты высококалиевые, что характерно для эффузивов континентального рифта. Содержания K<sub>2</sub>O в «вершинных» вулканитах (2.5–4.0 мас. %) выше, чем в «долинных» (1–2 мас. %) (табл.). На основании полученных данных установлена эволюция составов вулканитов района россыпи Нарын-Гол: с ростом содержания SiO<sub>2</sub> происходит падение концентраций TiO<sub>2</sub> и CaO при увеличении Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и значений общей щелочности. «Долинные» вулканиты содержат более высокое количество TiO<sub>2</sub> (2.6–2.8 мас. %), чем «вершинные» (2.3–2.5 мас. %). Эта же тенденция наблюдается и для CaO: 8.5–9.75 мас. % у «долинных» и 6.0–7.25 мас. % у «вершинных».

Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в «вершинных» вулканитах составляют 15.5–16.5 мас. %, в «долинных» – 13.5–14.7 мас. %. «Вершинные» вулканиты по отношению к «долинным» обогащены FeO: 6.3–9.3 и 0.16–6.2 мас. %, соответственно. Обратная тенденция наблюдается для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 2–6 и 4.3–11.2 мас. %, соответственно.

Таким образом, вулканогенные образования участка Нарын-Гол образуют неоген-четвертичный щелочно-базальтовый стратовулкан Правый Барун-Хобол, небольшие лавово-шлаковые конусы, потоки лав и покровы базальтового и щелочно-базальтового пирокластического материала с включениями мегакристов и глубинных пород. Все вулканиты известково-щелочного ряда высококалиевые, что характерно для вулканитов континентальных рифтов. На участке выделяются два типа вулканитов – «долинные», по составу отвечающие базальтам и трахибазальтам, и «вершинные», по составу отвечающие фонотефритам. Выполненные исследования подтверждают выводы о том, что «вершинные» вулканиты при их разрушении являлись источником сапфира и санидина [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019], а «долинные» – пироксенов и граната для россыпи Нарын-Гол.

Авторы признательны О.Ю. Коршунову за помощь в организации экспедиционных исследований. Работа выполнена в рамках темы НИР, № государственной регистрации АААА-А21-121011390003-9 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

## Литература

Асеева А.В., Кислов Е.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Мат. V Всерос. научно-практ. конф., посв. 45-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34–36.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 128 с.

*Генералов В.И., Марчук О.И., Симончук Б.А.* Отчет о выполнении работ по объекту 1-16/11 «Поисковые работы на абразивный корунд в Джидинском вулканическом районе (Республика Бурятия)». Иркутск, 2012ф. 134 с.

Aseeva A.V., Kislov E.V., Vysotskiy S.V., Korshunov O.Yu., Velivetskaya T.A., Coenraads R.R., Vanteev V.V., Karabtsov A.A., Yakovenko V.V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. Vol. 27. N 1–2. P. 20–26.

> *А.В. Трофимов<sup>1, 2</sup>, Е.В. Кислов<sup>1, 2</sup>* <sup>1</sup> – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ trofimlurk@gmail.com <sup>2</sup> – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

## Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье

Кивельевский массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Республики Бурятии. В результате поисково-оценочных работ никеленосности интрузива дана отрицательная оценка, но канавы на вершине г. Кивельевская сопка вскрыли непромышленные хромовые руды [Руденко и др., 1965ф]. Массиву посвящены единичные исследования [Гурулев и др., 1980; Балыкин и др., 1986], поэтому целью работы является характеристика его пород.

Интрузив 6.0 × 2.5 км вытянут в северо-восточном направлении. В центральной части находятся тела дунитов и перидотитов, наибольшее из которых имеет размер 1.2 × 2.5 км. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами.

Дуниты и перидотиты перемежаются друг с другом. К ним приурочены хромититы полосчатые и массивные, по характеру распределения рудного компонента вкрапленные, густовкрапленные и сплошные. Дуниты сложены оливином и хромшпинелидом, наряду с которыми отмечаются плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. Породы значительно серпентинизированы, что отражается в проявлении петельчатой структуры. Оливин представлен реликтовыми зернами среди преобладающего серпентина. Серпентин слагает листоватые и волокнистые агрегаты. Клинопироксен также серпентинизирован, встречается в виде реликтов. Кристаллы хромшпинелида крупные, нередко содержат силикатные включения, определение состава которых планируется в дальнейшем.

Перидотиты сложены оливином, клинопироксеном, в качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит и хромшпинелид. Структура пород панидиоморфнозернистая, степень серпентинизации преимущественно высокая: породообразующие минералы интенсивно замещены волокнистыми агрегатами серпентина. В отдельных образцах отмечается пойкилитовая структура, когда крупные зерна пироксена содержат включения оливина, серпентинизированного по трещинам. Хромшпинелид нередко образует октаэдрические кристаллы, содержит силикатные включения.

Основные породы массива сложены оливином и плагиоклазом; второстепенные минералы – амфибол и клинопироксен при практически полном отсутствии ортопироксена. Плагиоклаз отличается высокой основностью, в оливиновых габбро и троктолитах плагиоклаз содержит 83 % анортитового компонента [Балыкин и др., 1986].

Структура габбро панидиоморфная, реже аллотриоморфнозернистая. Наблюдается интенсивная соссюритизация плагиоклаза. В слабоизмененных образцах плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, идиоморфными по отношению к клинопироксену. В измененных образцах плагиоклаз и клинопироксен образуют зерна, не имеющие характерных кристаллографических очертаний. Присутствует акцессорный магнетит.

Структура оливинового габбро аллотриоморфнозернистая. Иногда встречаются идиоморфные, чаще всего вытянутые зерна основного плагиоклаза. Оливин нередко идиоморфен по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. Плагиоклаз в основной массе соссюритизирован, относительно неизмененные зерна встречаются редко. По оливину в некоторых случаях наблюдается слабая серпентинизация.

По содержанию SiO<sub>2</sub> (36–38 мас. %) и щелочей (0.05–0.08 мас. %) дуниты массива относятся к ультраосновным породам нормального ряда и характеризуются низкой глиноземистостью (#Al – 9 %), умеренной магнезиальностью (# Mg – 70 %), низкой титанистостью (#Ti <1 %) (табл.). В целом, породы Кивельевского массива сходны по составу с дунитами концентрически-зонального Маринкина массива [Кислов, Каменецкий, 2021] при содержании MgO, в среднем, на 6–8 мас. % ниже, чем в породах Кивельевского массива.

Перидотиты Кивельевского массива по содержаниям кремнезема (47–36 мас. %) и щелочей (0.05–0.32 мас. %) относятся к ультраосновным породам нормального ряда. Для них характерна умеренная магнезиальность (#Mg – 53 %), низкая глиноземистость (#Al – 9 %), низкая титанистость (#Ti <1 %).

Габбро и оливиновое габбро по содержанию кремнезема (47–55 мас. %) и щелочей (0.07– 4.00 %) относятся к основным породам нормального ряда щелочности. По сравнению с уль-

Таблица

Химический соста	в пород Кивельевского массива,	мас. %
------------------	--------------------------------	--------

№ обр.	Поро- да	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
K-1-1		37.60	0.04	4.60	7.11	5.68	0.06	32.76	0.51	0.06	< 0.01	< 0.10	11.43	99.85
К-1-4		38.30	0.06	4.70	4.83	6.80	0.08	32.16	1.27	0.03	0.02	< 0.10	11.16	99.39
К-1-5		38.10	0.05	2.40	8.52	6.64	0.08	32.19	0.55	0.04	< 0.01	< 0.10	10.92	99.49
К-1-6		36.80	0.07	4.60	6.97	5.88	0.10	33.00	0.25	0.05	< 0.01	< 0.10	11.61	99.33
К-1-7	Дунит	39.60	0.09	1.80	8.08	7.96	0.08	30.23	1.86	0.05	< 0.0	< 0.10	10.00	99.75
К-1-8		36.30	0.03	5.50	8.43	8.48	0.10	28.05	2.44	0.08	< 0.01	< 0.10	10.66	100.07
К-1-9		38.10	0.04	5.50	7.93	6.48	0.10	29.60	2.27	0.06	< 0.01	< 0.10	9.80	99.88
К-1-10		36.40	0.04	5.60	7.47	5.60	0.09	31.32	1.51	0.05	< 0.01	< 0.10	11.36	99.44
К-1-4-1		38.40	0.06	4.60	3.77	7.20	0.08	32.35	1.30	0.16	0.05	< 0.10	11.86	99.78
К-1-3	п	37.0	0.06	3.80	3.14	9.96	0.20	36.00	2.10	0.30	0.02	< 0.10	77.31	169.87
К-2-1	Пери-	37.10	0.09	2.70	7.34	9.20	0.14	31.08	0.38	0.05	< 0.01	< 0.10	11.32	99.4
K-2/10	дотит	36.30	0.06	5.40	6.74	7.84	0.12	30.76	0.79	0.07	< 0.01	< 0.10	11.57	99.65
К-2/2		47.30	0.61	16.70	3.86	5.60	0.19	8.52	12.74	1.26	0.12	0.13	3.16	99.94
К-2/4	01	43.70	0.31	18.50	2.77	5.36	0.15	10.80	12.56	1.45	0.30	< 0.10	4.30	99.9
K-2/5	OI Tagara	48.50	0.80	15.60	4.07	7.00	0.19	7.64	10.00	2.40	0.47	0.15	3.20	99.4
К-2-7	гаооро	43.60	1.58	14.90	2.64	7.80	0.25	6.25	7.86	0.09	4.43	0.17	10.25	95.22
К-2/8		49.00	1.12	14.90	3.52	6.5	0.19	7.40	11.14	3.18	0.57	< 0.10	2.71	99.66
К-2/3		40.40	< 0.02	23.80	2.96	3.44	0.11	9.54	14.06	0.80	0.09	< 0.10	4.98	100.09
K-2/6	F-66	55.00	0.29	7.20	1.04	4.56	0.31	5.56	14.10	2.26	0.61	< 0.10	9.39	99.71
К-2/9	1 аборо	50.50	1.02	15.20	4.13	7.40	0.23	5.99	9.39	2.49	0.45	0.18	2.92	99.27
К-2/3-1		41.10	< 0.02	25.60	1.94	3.36	0.09	7.32	15.00	1.31	0.16	< 0.10	4.23	99.95

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

трамафитами отмечается повышенная глиноземистость: #Al – 91 % для оливиновых габбро и 87 % – для габбро. Для пород характерна умеренная железистость: #Fe – 55 % для оливиновых габбро и 53 % – для габбро, и низкая титанистость – #Ti <1 %.

Таким образом, среди ультраосновных пород концентрически-зонального Кивельевского массива преобладают дуниты, в меньшей мере, развиты перидотиты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к породам нормального ряда, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Основные породы, в целом, обладают умеренной железистостью, железо преобладает над магнием, высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. Для них характерны существенные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро имеют четкие отличия от гипербазитов по содержаниям SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O, и MgO.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337). Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

#### Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

*Гурулев С.А., Конников Э.Г., Трунева М.Ф.* Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах северного Прибайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 50–51.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Маринкин концентрически-зональный массив, Средне-Витимская горная страна: петрология и рудообразование // Петрология. 2021. В печати.

Руденко В.Н., Косарев В.М., Трепалин А.И. Геологическое строение и перспективы Слюдинского, Кивельевского, Орколиканского, Неручандинского, Окунайского и Право-мамского базит-гипербазитовых массивов на сульфидный никель. Отчет Неручандинской поисковоревизионной партии за 1964 г. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1965ф. 119 с.

> **Е.А. Зубакова** Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск zybakovaea@igm.nsc.ru

## Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) (научный руководитель – д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич)

Ханинский массив расположен на юго-западе Алдано-Станового щита, на правом берегу р. Хани в непосредственной близости от БАМ. Массив представлен преимущественно пластовыми и линзовидными телами пироксенитов, в разной степени обогащенных апатитом, флогопитом и рудными минералами (сульфиды, магнетит). Породы залегают в глубокометаморфизованных породах олекминской серии. Среди пироксенитов отмечаются тела карбонатпироксен-полевошпатового и пироксен-полевошпатового составов. Пироксениты рассечены дайками оливиновых лампроитов [Владыкин, 2001]. Возраст пироксенитов, определенный Pb-Pb (апатит) и K-Ar (амфибол) методами [Неймарк и др., 1984], равен 1850 ± 20 и 1870 ± 50 млн лет, соответственно. U-Pb возраст циркона из дайки оливиновых лампроитов – 2702 ± 12 млн лет [Владыкин, Лепехина, 2009].

Существуют две точки зрения на происхождение пород Ханинского массива. Согласно одной, породы сформированы в результате метаморфизма осадочных толщ [Гулий, 1985]. В противоположность этому, породы Ханинского массива были отнесены к формации калиевых щелочных пород, имеющих высокотемпературный магматический генезис [Прошенкин, Кузнецова, 1988]. На основании изучения расплавных и флюидных включений [Панина и др., 1987а, 6] предположили, что пироксениты образовались в результате смешения высокотемпературных (1300–1200 °C) расплавов щелочно-базальтоидного и низкокремнисто-карбонатного составов. Целью данной работы является определение минерального состава пород и изучение химического состава минералов современными методами.

Пироксениты – среднезернистые породы с пан- или гипидиоморфной структурой. Они сложены преимущественно клинопироксеном (60–80 %), апатитом (до 10 %), флогопитом (до 10 %). Второстепенными и акцессорными минералами являются амфибол, титанит, циркон, магнетит, ильменит, кальцит, целестин, барит, анкилит-Се, монацит-Се, сульфиды (пирит, халькопирит). В результате вторичных процессов по первичным минералам развиваются минералы группы эпидота-алланита и цеолита. Карбонат-полевошпатовые породы имеют мелко- среднезернистую структуру, массивную или полосчатую текстуру. Породы сложены варьирующими количествами кальцита и калиевого полевого шпата, второстепенными и ак-



Рис. 1. Структуры изученных пород: а, б) пироксенит; в, г) карбонат-полевошпатовая порода; д, е) дайка ультраосновных пород. Проходящий свет. Фото б, г, е – николи скрещены.

цессорными минералами являются клинопироксен, фторапатит, флогопит, титанит, амфибол, циркон, минералы группы эпидота-алланита, целестин, барит, анкилит-Се, торит, пирит, гематит. Дайки ультраосновных пород сложены флогопитом, апатитом, клинопироксеном. Второстепенными минералами являются оливин, магнетит, кальцит, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит). Среди акцессорных минералов отмечены монацит-Се, ильменит, барит, целестин. Вторичными минералами являются минералы группы серпентина и хлорита.

На тройной диаграмме Aeg-Di-Hed эволюция составов *пироксенов* из различных типов пород идет вдоль линии диопсид-геденбергит с незначительным увеличением эгиринового минала. Такой тренд является характерным для пироксенов щелочного ряда (рис. 2а). Исключением является образец дайки ультраосновных пород, в котором зерна клинопироксенов представлены практически чистыми диопсидами. В минерале полностью отсутствует Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Флогопит встречается везде, кроме карбонат-полевошпатовых пород. Особенностью минерала является повышенное содержание BaO (до 2.5 мас. %). По соотношению Al-Mg-Fe слюды из пироксенитов соответствуют флогопиту (рис. 26). В отличие от них, у флогопитов из дайки ультраосновных пород понижены содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, хотя другие Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-содержащие минеральные фазы в образце не наблюдаются.

Согласно [Leak et al., 1997], амфибол в карбонат-полевошпатовых породах относится к актинолиту либо к магнезиальной роговой обманке, в то время как в пироксенитах, помимо данных минеральных фаз, встречается магнезиогастингсит или эденит. Амфибол из образца дайки ультраосновных пород по соотношениям элементов соответствует тремолиту.

Апатит встречается во всех типах пород, его количество варьирует от 5 до 25 об. %. Он образует скопления и прожилки, также может встречаться в виде включений в клинопироксене. По составу относится к фторапатиту. Для минерала из пироксенитов и ультраосновных пород дайки характерны повышенные содержания SrO (в среднем, 0.67 мас. %). По сравнению с ними фторапатит карбонат-полевошпатовых пород обогащен SO<sub>3</sub> (до 1.5 мас. %). SrO (0.9 мас. %), ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %).



Рис. 2. Классификационные диаграммы составов щелочных клинопироксенов в координатах Aeg-Di-Hed (a) и флогопитов в координатах Al-Mg-Fe (б).

Титанит распространен во всех типах пород, кроме ультраосновной дайки. Минерал в пироксенитах образует оторочки вокруг зерен магнетита. Кроме того, титанит формирует самостоятельные кристаллы конвертовидной формы в основной массе породы. Особенностью минерала является присутствие примесей оксидов V (до 0.5 мас. %) и ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %). В карбонат-полевошпатовых породах титанит представлен конвертовидными зональными кристаллами, зональность которых также обусловлена вариациями примесей оксидов V (до 0.4 мас. %) и ЛРЗЭ (до 3 мас. %).

*Карбонат* присутствует во всех разновидностях пород, представлен кальцитом и всегда содержит примесь SrO (до 0.7 мас. %).

*Магнетит* присутствует в дайках ультраосновных пород и пироксенитах, в последних он, как правило, обрастает оторочкой титанита. Магнетит содержит примесь  $V_2O_3$  (до 0.5 мас. %), TiO<sub>2</sub> – ниже предела обнаружения.

*Калиевый полевой шпат* распространен в карбонат-полевошпатовых породах, и реже, в пироксенитах. Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вростки альбита, характеризуется наличием примесей оксидов Sr (до 1 мас. %) и Ba (до 6 мас. %).

Сульфаты Ba и Sr представлены баритом и целестином, которые по химическому составу близки теоретическому, однако в некоторых образцах пироксенитов встречаются богатые Sr разности, такие как баритоцелестин.

*Оливин* с преобладанием форстеритового компонента встречается только в дайках ультраосновных пород, частично замещен.

Эпидот встречается практически повсеместно в породах Ханинского массива, за исключением даек ультраосновных пород. Выделяются две разновидности минерала – алланит-эпидот и Sr-эпидот (SrO, в среднем, 12.6 мас. %), которые встречаются одновременно. Содержания РЗЭ в алланит-эпидоте достигают 20 мас. %.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. Пироксениты и карбонатполевошпатовые породы по минеральному составу и его особенностям сходны с таковыми калиевых щелочных комплексов. Кроме того, особенности химического состава минералов сходны, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит и амфибол. Также важно отметить, что, в отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерно наличие оливина, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00019.

#### Литература

*Владыкин Н.В.* Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников // Иркутск: ИрГТУ, 2001. 250 с.

Владыкин Н.В., Лепехина Е.А. Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 774–778.

*Гулий В.Н.* Минералогия и генезис апатитопроявлений юго-западной части Алданского щита (бассейн р. Хани). Автореф. дис. к.г.-м.н. Л., 1985. 24 с.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713–717.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н. Формирование пород Ханинского массива (Алданский щит) по данным изучения химизма расплавных включений // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 50–62.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н., Усольцева Л.М. Ханинский массив ультраосновных – средних пород и его генезис (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1987б. № 6. С. 39–49.

Прошенкин И.Е., Кузнецова И.К. Некоторые особенности породообразующих минералов Ханинского массива // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 85–92.

Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W. D., Gilber M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

А.А. Чупрова<sup>1</sup>, Р.А. Бадмацыренова<sup>1,2</sup>, А.А. Батуева<sup>1</sup> <sup>1</sup>– Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ <sup>2</sup>– Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ brose@ginst.ru

# Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа

Ошурковский массив расположен в юго-западном Забайкалье в 20 км от г. Улан-Удэ и занимает площадь 14 км<sup>2</sup>. В формировании массива выделяются три главные фазы: на раннем этапе кристаллизовались габброиды, затем – сиениты и на завершающем этапе – дайки базитов, включая лампрофиры (спессартиты, вогезиты, керсантиты). В массиве установлено несколько жил карбонатитов, которые рассечены многочисленными дайками апплитовых гранитов и гранитных пегматитов [Ласточкин и др., 2012]. Это единственный массив базитов на этой территории, имеющий раннемеловой возраст, связанный с позднемезозойским этапом рифтогенеза.

Ошурковский массив представляет собой реликтовый массив амфиболитизированного апатитоносного габбро, имеющий удлиненную форму с северо-запада на юго-восток (рис.). В массиве сохранились реликты пироксенового габбро с отдельными участками амфиболбиотит-плагиоклазовых гнейсов и мигматитов. Юго-западный, северный и южный контуры габброидов примыкают к гранитоидам, а восточный перекрывается четвертичными отложе-



Рис. Схематическая геологическая карта Ошурковского месторождения апатита [Тяжелов, 1986]. 1 – четвертичные отложения; 2 – метапороды итанцинской свиты верхнего протерозоя; 3 – мезократовые метагабброиды; 4 – меланократовые метагабброиды; 5 – лейкократовые метагабброиды; 6 – габброидные дайки; 7 – дайки аплитов и гранитных пегматитов; 8 – граниты лейкократовые; 9 – сиениты (краевая фация гранитов); 10 – линии разрывных нарушений (а – установленные, б – предполагаемые).

ниями р. Селенга [Царев, Батуева, 2013]. Вдоль юго-западной границы с гранитами обнажаются останцы выходов амфибол-биотитовых сиенитов.

Апатит – один из главных породообразующих минералов габброидов, содержание которого колеблется от 2–3 до 6–10 %, более 15 % отмечено лишь в единичных пробах, тяготеющих к центральной части месторождения. В зонах гидротермального изменения и участках развития апатитовых сиенитов содержание апатита увеличивается до 40–45 %. В пределах массива можно выделить несколько сближенных участков шириной 100–400 м и длинной до 500–600 м с содержанием  $P_2O_5$  5–6 мас. %. Среди габброидов апатит концентрируется в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях. В мезократовых разновидностях

габброидов, как правило, апатит не содержится. Наиболее высокое содержание апатита (до 50 %) характерно для зон брекчирования, дробления и интенсивного метаморфизма. По форме выделения и взаимоотношениям с главными породообразующими минералами выделяются две генетические разновидности апатита – акцессорный и метасоматический. Акцессорный апатит встречается в виде единичных иголок или призм размерами 0.01–0.07 мм и образует пойкилитовые включения внутри полевых шпатов и рудных минералов, а также присутствует в промежутках между ними. Значительная часть апатита, присутствующего в породах Ошурковского массива, относится к метасоматическому апатиту, среди которого выделены две морфологические разновидности: кристаллически-зернистый и призматический [Смирнов и др., 1968].

Нами проанализированы апатиты двух морфологических разновидностей (кристаллическиски-зернистый и призматический) из габбро Ошурковского массива. Концентрации основных компонентов в апатите определялись на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP с ЭДС INCA Energy 350 (ЦКП ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Е.В. Ходырева). В составе апатита определены (мас. %): 53.46–57.07 СаО, 41.06–43.24 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2.47–3.31 F, 0.26–0.32 Cl, 0.95–1.22 SO<sub>2</sub>. Концентрации FeO, MgO, ВаО находятся ниже предела обнаружения.

Концентрации микроэлементов (Li, B, Sc, V, Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, P3Э, Hf, Pb, Th и U) в апатите проанализированы методом ЛА ИСП МС на многоколлекторном массспектрометре Finnigan MAT 262 (ЦКП ИГХ СО РАН, Иркутск, аналитик Н.В. Брянский). Апатит из габброидов Ошурковского массива содержит (г/т) 0.52–1.38 Li, 3.44 B, 0.35–0.41 Sc, 8.9–25 V, 0.84–5.29 Cr, 440–491 Mn, 1.95 Ni, 0.12 Rb, 9844–11657 Sr, 138–160 Y, 6.2–9.4 Zr, 6.6–15.24 Ba, 0.03–0.08 Hf, 12.24–14.9 Pb, 19–21.74 Th, 5.9–66 U. По содержаниям U, Th, P3Э и Sr изученные апатиты близки таковым из карбонатитов [Belousova et al., 2002]. В апатитах содержания P3Э составляют 8156–9546 г/т, и наблюдается обогащение легкими P3Э по сравнению с тяжелыми ((La/Yb)n = 203–226). Отношение Eu/Eu\* варьирует от 0.85 до 0.90, что говорит о дифференцированности расплава [Леснов, 2009]. Таким образом, можно сделать вывод, что апатит является главным минералом-концентратором F, SO<sub>3</sub>, P3Э, Li, Sr в габбро Ошурковского массива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р а).

## Литература

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.

*Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. С. 103–113.

Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 295–300.

*Тяжелов А.Г.* Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 47–55.

*Царев Д.И., Батуева А.А.* Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск: Гео, 2013. 135 с.

*Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. Is. 1. P. 45–69.

# ЧАСТЬ 6. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

#### Л.Я. Кабанова, М.А. Корекина

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс maria@mineralogy.ru

# Особенности формирования кремнеземного сырья гор Аптечной и Орлова (Средний Урал)

При возрастающем спросе на высококачественное кремнеземное сырье для нужд строительной, металлургической и других отраслей промышленности актуальной является задача поиска новых перспективных месторождений [Анфилогов и др., 2015; Кабанова и др., 2017; Игуменцева и др., 2019; Корекина и др., 2020]. К основным объектам кремнеземного сырья наряду с месторождениями кварца и кварцитов относятся месторождения кварцевых песчаников с высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (до 99.9 мас. %). Песчаники, как правило, образуют пластовые тела разной мощности и протяженности, для них также характерен невыдержанный минеральный состав, обусловленный особенностями их формирования. Следует отметить, что на фоне большого количества публикаций по традиционным объектам кварцевые песчаники до последнего времени остаются слабоизученными.

На Среднем Урале расположены два крупных объекта, сложенные кварцевыми песчаниками с содержанием SiO<sub>2</sub> 96.6–96.8 мас. % [Кармазин, 1935ф]. Они слагают вершины горы Аптечная и горы Орлова, расположенных в окрестностях г. Нижние Серги. Песчаники залегают среди кремнистых пород и имеют нестабильный минеральный состав, что значительно затрудняет их промышленную разработку. Основная цель данной работы – определить минералогический состав кварцевых песчаников гор Аптечной и Орлова, а также установить температурные интервалы их формирования на основе изучения минералогических и термобарогеохимических особенностей.

В геологическом отношении горы Аптечная и Орлова локализуются в пределах Бардымского сегмента Лемвинской структурно-формационной мегазоны, среди пород заставкинской свиты (D<sub>2</sub>z) [Гаврилова и др., 2008; Иванов, Пучков, 1986]. Породы заставкинской свиты представлены толщей кварцевых песчаников с подчиненными прослоями кремнистых пород. Песчаники слагают вершины гор, наряду с глинистыми сланцами и алевролитами [Легенда..., 1998; Стратиграфические..., 1993].

Кварцевые песчаники горы Орлова темно-серого, почти черного, серого, желтовато- и буровато-серого цвета с пятнистыми обособлениями. Участками они сложены халцедоном с незначительной примесью глинистого материала либо – мелкозернистым кварцем с примесью мелких чешуек слюды. В шлифах песчаник характеризуется микро- и мелкозернистой структурой, брекчиевой, местами пористой текстурой. Участки существенно кварцевого состава (кварц 95–98 %, серицит 2–5 %, гематит 1–3 %) сложены мелкими зернами кварца, чешуйками бесцветной слюды и точечными зернами рудного минерала.

В породе иногда присутствуют поры округлой формы, выполненные волокнистым халцедоном и мелкозернистым кварцем. Наряду с порами встречаются округлые и округло-овальные обособления, сходные с порами, но которые в отличие от них имеют зубчатые ограничения. Это реликты радиолярий, а своеобразные зубчатые выступы – реликты шипов, часто подчеркнутые буроватой окраской железистых охр (рис. а). Иногда виден исходный опаловый скелет, но в большинстве случаев он превращен в халцедон. Внутренние полости скелета радиолярий выполнены волокнистым халцедоном, мелкозернистым кварцем (рис. б), иногда гидроксидами Fe. Можно предположить, что радиолярии были однокамерными, если полость скелета выполнена одним минералом, и многокамерными в случае выполнения несколькими минералами. Участки, сложенные халцедоном с небольшим количеством кристобалита, примесью чешуек слюды и рудного вещества, являются реликтами глинисто-кремнистого алевролита. В шлифах отчетливо видны взаимоотношения мелкозернистого кварцевого песчаника и глинисто-кремнистой породы. На границе этих пород кристаллы и зерна кварца нарастают на мелкие зерна-затравки халцедоново-кремнистой породы.

Кварцевые песчаники горы Аптечной макроскопически светло-серые, мелкозернистые породы, массивные, часто пятнисто окрашенные с пятнами и прожилково-линзовидными обособлениями более светлых или буровато-коричневых цветов, иногда полосчатые или слоистые. В шлифе порода представляет собой измененный, интенсивно окварцованный песчаник мелкозернистой структуры, массивной, местами пористой текстуры. Количественноминералогический состав породы: кварц 90–95 об. %, редкие зерна минералов и окатанные обломки пород – 5–10 об. %. Размер флюидных включений не превышает 2–5 мкм. Включений минералов в зернах нет. Пятнистые разности характеризуются присутствием интенсивно гематитизированных участков, в которых зерна кварца корродированы гематит-кварцевым или гематит-кремнистым цементом. Объем цемента переменный: в некоторых случаях количество его увеличивается до 60–65 об. %. Реликтовые зерна интенсивно корродированы, структура в этих местах псевдопорфировая. Редкие минералы представлены окатанными, часто деформированными зернами эпидота, чешуйками слюды (серицита), редкими зернами циркона и рудных минералов (магнетита и гематита), находящихся обычно в цементе, реже в зернах кварца.

Кварциты горы Аптечной светлые, плотные, массивные породы, тонко- мелкозернистые, иногда со слабовыраженной полосчатостью, местами косой, по-видимому, являющейся реликтовой слоистостью исходной породы. Прослеживается последовательность преобразования песчаника в кварцит, когда отдельные реликтовые зерна исходной породы находятся в мелкозернистой основной ткани, формируя псевдопорфиробластовую структуру. В процессе интенсивного окварцевания порода становится однородной и состоит из преобладающих



Рис. Кварцевый песчаник: а) реликты радиолярий в кварцевой части брекчии; б) выполнение внутренних полостей радиолярий волокнистым халцедоном или кварцем. Фото шлифов: а – без анализатора; б – с анализатором.

мелких зерен новообразованного кварца. В пустотах и полостях содержится переменное количество гематита.

Для оценки температур образования пород были проанализированы флюидные включения в плоскополированных пластинах толщиной 0.5–0.8 мм. Термометрические измерения выполнены в термокамере TMS-600 (Linkam) с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до +600 °C (Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, аналитик Н.К. Никандрова). Точность измерений составляет  $\pm 0.1$  °C в интервале температур от -20 до +80 °C и  $\pm 1$  °C – за пределами этого интервала.

В кварцевых песчаниках и кварцитах присутствуют двухфазные первично-вторичные флюидные включения размером 2–5, редко 10 мкм. Флюидные включения овальной, округлой формы, реже удлиненные, угловатые, образующие ленточные скопления и поля. Газовая вакуоль не превышает 40 % объема включения. Температуры гомогенизации включений из кварца кварцевых песчаников горы Орлова составляют 259–155 °C (n = 25, в жидкую фазу), кварцевых песчаников горы Аптечной – 275–100 °C (n = 19), кварцитов горы Аптечной – 311–153 °C (n = 20).

Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих Si и Fe. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем), иногда гематитом, и присутствие многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников соответствуют стадии диагенеза.

Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко- мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений, чем на горе Орлова, обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Авторы выражают благодарность Н.К. Никандровой за проведение аналитических работ.

#### Литература

Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К., Лебедев А.С. Геологическое строение, петрография и минералогия месторождения кварцитов Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // Разведка и охрана недр. 2015. № 7. С. 18–23.

Гаврилова С.П., Успенская Е.А., Градовский И.Ф., Малютип С.А. Силурийский вулканизм Бардымской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Известия высших учебных заведений «Геология и разведка». 2008. № 3. С. 14–21.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Новые данные по геологии палеозоя Европейского склона Урала. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Штенберг М.В. Блинов И.А., Рыжков В.М. Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 4. С. 588–597.

Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Игуменцева М.А. Петрографические особенности кварцитов хребта Алабия как возможный источник кварцевого сырья // Разведка и охрана недр. 2017. № 1. С. 19–25. Кармазин И.Д. Отчет по морфологическому и минералого-петрографическому изучению месторождений кварцитов Урала. Урал НИГРИ. Свердловск, 1935ф. 76 с.

Корекина М.А., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Зайнуллина Р.Т. Монокварциты месторождения Бурал-Сарьдаг как источник для получения высокочистых кварцевых стекол // Минералы: строение, свойства, методы исследования. 2020. № 11. С. 137–138.

Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Составили тему В.В. Шалагинов, В.В. Стефановский) Екатеринбург, 1998.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), принятые IV Уральским стратиграфическим совещанием. Екатеринбург, 1993.

**Л.А. Ахматова** Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург natali-kis.kis@mail.ru

# Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале

(научный руководитель – д.г.-м.н. А.Ю. Кисин)

Участок Алабашка располагается в северо-западной внутренней части Мурзинского массива на площади хорошо известного Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами, кварц-биотитовыми сланцами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов [Кисин, Коротеев, 2017]. В делювиально-аллювиальных россыпях Нижнеалабашского лога благородный корунд имеет различное происхождение и различные источники, установление которых возможно по типоморфным признакам (внешний вид, химический состав и включения). В связи с этим изучение типоморфных признаков корунда из различных источников необходимо для их использования при производстве поисково-оценочных работ [Ахматова, 2020a, б]. Анализы розовых сапфиров и рубинов выполнены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Н.С. Чебыкин). Химический состав рубинов и минеральных включений в них изучался с помощью СЭМ JeolJSM-6390LV с ЭДС X-Мах фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, и эмиссионном токе 85 мкА, рабочее расстояние 10 мм.

Рубины, встречающиеся в амфиболитах, можно разделить на две основные группы, различные по интенсивности окраски, прозрачности и включениям. Для первой группы характерна зональная окраска от ярко-розового до малиново-красного цвета, низкая прозрачность, обусловленная большим количеством включений паргасита и герцинита размером до 1 мм (рис. 1). В подавляющем большинстве зерен красным цветом окрашена именно центральная часть.

Во второй группе розовые сапфиры ярко-розового цвета с фиолетовым оттенком, розово-сиреневого, иногда почти серо-розового цвета. Часто не имеют включений, замутнены по причине сильной трещиноватости. Для обеих групп форма кристаллов неправильная, таблитчатая, с плохо выраженными гранями и закругленными ребрами. Редко развиты грани пинакоида. Характерна сильная кавернозность, что объясняется их скелетным, футлярным ростом. Также одним из основных дефектов рубина из амфиболитов являются трещины отдельности, образовавшиеся в результате механических деформаций. В длинноволновом ультрафиолетовом свете рубины хорошо люминесцируют ярко-красным цветом [Ахматова, 2020a, 6].



Рис. 1. Зерно рубина из амфиболита с включением Сг-паргасита.

Кристаллы первой группы являются наиболее интересными, т. к. часто обладают шелковистым отливом, что может дать эффект астеризма на камнях, обработанных в форме выпуклого кабошона. В ярко-красном рубине из амфиболита были обнаружены игольчатые включения рутила, ориентированные в трех плоскостях, что дает шелковистый отлив.

Центральная часть кристаллов обогащена Cr сильнее, чем краевая (рис. 2). В кристаллах розового сапфира из амфиболитов содержание Cr в центральной части зерна выше в пять раз, чем его содержание в краевой части. В розовых сапфирах из амфиболитов содержание Cr варьирует от 0.97 до 5.58 мас. % (табл. 1). Анализы №№ 4, 7, 10, 11, 15, отличающиеся от общей тенденции, подтверждают наличие зональной окраски кристаллов рубина и розовых сапфиров.



Рис. 2. Электронное изображение зонального рубина и точки анализов, справа график распределения Сг в рубине.

## Таблица 1

Химический состав зонального крист	алла рубина из амфиболита (	мас.	%)	)
------------------------------------	-----------------------------	------	----	---

№ анализа	0	Al	Cr
1	46.85	52.18	0.97
2	46.81	52.04	1.15
3	46.57	51.22	2.21
4	46.66	51.53	1.81
5	46.43	50.72	2.85
6	45.86	48.78	5.35
7	46.01	49.30	4.69
8	46.01	49.29	4.69
9	45.81	48.61	5.58
10	46.39	50.60	3.01
11	46.43	50.74	2.83
12	46.20	49.96	3.84
13	45.95	49.09	4.96
14	46.14	49.74	4.12
15	46.69	51.60	1.72
16	46.21	49.98	3.81
17	46.70	51.63	1.67
18	46.62	51.36	2.03
19	46.82	52.04	1.14

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

Таблица 2

Химический состав включений в рубинах из амфиболитов (вес. %)

Минерал	№ обр.	0	Mg	Al	Si	Ca	Ti	v	Cr	Mn	Fe	Zn	Zr	Hf
Пикотит?		33.9	0.4	18.1					20.2		22.5	5.0		
Пикотит?	1	27.0	0.8	18.3				0.3	24.3	0.4	24.8	4.0		
Пикотит?	1	30.9	0.8	16.6				0.3	24.7		23.7	3.1		
Пикотит?		33.2	0.7	22.7					14.5		23.4	5.6		
Герцинит		40.4	4.4	29.8					4.4	0.3	19.7	1.0		
Герцинит	3	40.0	7.1	33.4					1.3		17.5	0.7		
Герцинит		39.4	6.5	32.3					2.4	0.3	18.3	0.7		
Пикотит?		36.5	2.5	23.3					12.8		22.7	2.2		
Циркон		32.5											66.3	1.1
Циркон	4	32.2							1.0				65.5	1.3
Амфибол		44.0		19.9	14.8	6.1					15.2			
Рутил	11	43.4		0.3			55.4		1.0					

Примечание. Пустая ячейка – содержание ниже предела обнаружения.

Для рубинов из амфиболита характерны относительно крупные включения темно-бурой непрозрачной шпинели (пикотит? и герцинит). Наблюдаются срастания корунда с тремолитом и паргаситом. Реже в рубине встречаются включения мусковита и адуляра. Отмечены мелкие кристаллики циркона и монацита (табл. 2).

В рубинах из амфиболитов распространены включения хромшпинелида (пикотит?) с содержанием Сг до 24.8 мас. %, примесью Zn, не превышающей 5.6 мас. %, и Mn до 0.4 мас. %. Также в рубинах из амфиболитов встречаются включения герцинита с содержанием Fe до 19.7 мас. %, с примесью Mg до 7.1 мас. %, Cr до 4.4 мас. %, Zn до 1.0 мас. % и Mn до 0.3 мас. %. В цирконе примесь Hf не превышает 1.3 мас. %. Монацит содержит (в порядке убывания) Се (34.6 мас. %), La (19.6 мас. %), Nd (10.8 мас. %), Th (до 4.8 мас. %).

Таким образом, проведенные исследования показали, что рубины из первой группы характеризуются более высокими геммологическими качествами: кристаллы имеют насыщенную темно-красную окраску типа «голубиная кровь», часто зональную, наиболее яркую в центральной части. Зональная окраска обусловлена неравномерным распределением хрома.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

## Литература

*Кисин А.Ю., Коротеев В.А.* Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

Ахматова Л.А. Типизация рубинов и розовых сапфиров из мраморов Нижнеалабашского проявления (Средний Урал) // Ежегодник-19. Тр. ИГГ УрО РАН, 2020а. Вып. 167. С. 111–114.

Ахматова Л.А. Типоморфизм рубинов и розовых сапфиров Нижнеалабашского участка // Уральская минералогическая школа-2020. Екатеринбург, 2020б. С. 13–14.

Е.С. Карасева<sup>1</sup>, В.В. Мурзин<sup>1</sup>, А.Ю. Кисин<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup>– Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург lizavetakarasyova@outlook.com <sup>2</sup>– Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

## Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал)

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маукским (СМР) и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем.

Месторождение приурочено к Коркодинскому гипербазитовому массиву, протяженностью около 12 км при ширине до 2 км. Ориентировка месторождения север-северо-западная, согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР. Геология месторождения обусловлена декомпрессионным разуплотнением массива ультраосновных пород и синдекомпрессионным многостадийным минералообразованием. Признаки структурного контроля не установлены. Демантоидная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и клинопироксенитам. Минерализованные зоны с демантоидом сложены клинохризотилом, лизардитом, магнетитом, карбонатом и, вероятно, образуют рудные столбы [Кисин и др., 2020]. Существует проблема определения признаков демантоидной минерализации при поисках и разведке месторождения.

В карьере Полдневского месторождения в ассоциации с демантоидом иногда встречаются желваки, сложенные рудными минералами. Желваки имеют округлую, слегка вытянутую форму, такую же, как и у агрегатов демантоида (рис. 1). Размеры желваков до 5 см по наибольшему измерению. Вмещающие жильные минералы представлены серпентином (по данным термического и рентгенофазового анализа – клинохризотилом или лизардитом), перемежающимся с тонкими линзами шестоватого кальцита и крупными овальными зернами магнетита.



Рис. 1. Демантоид и рудный желвак в жильной массе Полдневского месторождения.



Рис. 2. Рудные минералы в составе желвака: а) вкрапленность миллерита (Ml) и хизлевудит (Hzl); б) самородное серебро (Ag) в куприте (Cp).

СЭМ фото.

Оптическими методами и с помощью СЭМ 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в составе желваков диагностированы куприт, самородная медь, хизлевудит, пентландит, миллерит (рис. 2а). В одном желваке встречено самородное серебро (рис. 2б). Химический состав рудных минералов приведен в таблице.

Таблица

№ анализа	S	Cr	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Hg	Минерал
1	39.43	-	-	-	60.57	-	-	-	Хизлевудит
2	47.21	-	-	-	46.86	5.94	-	-	Миллерит
3	-	0.47	-	-	1.02	0.98	95.77	1.76	Самородное серебро
4	-	-	0.69	-	1.34	97.97	-	_	Куприт
5	47.72	_	23.38	1.03	26.97	0.90	-	-	Пентландит
6	_	-	_	_	_	100.00	-	_	Самородная медь

Химический состав минералов (мас. %)

Примечание. Химический состав нормирован на 100 %.

Зональность в строении желваков не наблюдается. Границы желваков извилистые. Из рудных минералов в составе желваков преобладает мелкозернистый куприт. Также присутствуют миаролы, стенки которых инкрустированы крупными кристаллами куприта. Самородная медь обычно представлена крупными или мелкими зернами в массе куприта; форма извилистая или параллельно-шестоватая. Примеси в составе самородной меди не установлены. Зерна самородного серебра и иногда их скопления локализуются в тонкозернистом пористом агрегате куприта, хизлевудита, миллерита и других минералов (рис. 26). В составе серебра установлены примеси Hg, Ni, Cu и Cr (таблица). Из гипергенных минералов отмечается малахит в виде радиально-лучистых агрегатов, а также водные соединения Cu и Ni, окрашивающие карбонаты и лизардит в бирюзовый или желто-зеленый цвет.

Рудные желваки вне ассоциации с демантоидом на Полдневском месторождении не известны, что позволяет предполагать их парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

#### Литература

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64–73.

> **А.Р. Богданова** Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ugulor96@mail.ru

# Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)

(научный руководитель – к.г.-м.н. Н.В. Вахрушева)

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (полосчатый) комплекс развит вдоль южного контакта массива Рай-Из (Полярный Урал) на отрезке, отсекаемом долинами рек Макар-Рузь и Енга-Ю. В плане породы массива образуют линзовидный блок длиной до 7 км и шириной 1.5–2.0 км [Строение..., 1990]. Ультрабазитовый массив Рай-Из привлекает внимание геологов с 1932 г. [Заварицкий, 1932], однако до сих пор на происхождение полосчатого комплекса нет единой точки зрения. Наиболее аргументированными гипотезами являются кумулятивная (магматическая) [Колман, 1979] и реакционная (метаморфическая, метасоматическая) [Заварицкий, 1932; Добрецов и др., 1977; Ефимов, 1984; Варлаков, 1996]. Имеются разногласия и при отнесении пород данного комплекса в состав единой палеозойской офиолитовой ассоциации [Шмелев, Мон, 2013; Вахрушева и др., 2017].

С учетом неоднородного внутреннего строения и различий в вещественном составе в комплексе выделяют структурные области (с севера на юг): фронтальную и тыловую. Фронтальная область располагается в ближайшем окружении массива ультрабазитов. В ее строении участвуют дуниты, верлиты, клинопироксениты и метабазиты, представленные апогаббровыми амфиболитами, с образованием полосчатости. Тыловая область, расположенная южнее, примыкает к контакту с габброидами южного обрамления [Строение..., 1990; Шмелев, Мон, 2013].

В рамках настоящей работы изучен РЗЭ состав дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габброидов комплекса. Дуниты подвержены серпентинизации (до 30-50 %). Акцессорный хромшпинелид равномерно рассеян по породе. Верлит сложен серпентинизированным оливином (50-55 %) и ксеноморфным клинопироксеном (30-35 %). Акцессорные минералы – хромшпинелид, замещаемый по периферии зерен хлоритом, магнетит, халькопирит. Оливиновый клинопироксенит имеет промежуточный состав между верлитами и клинопироксенитами и характеризуется превалирующим содержанием клинопироксена (70-75 %) над оливином (10-15 %). По клинопироксену развивается амфибол актинолиттремолитового ряда. Амфиболизации подвержено 10-15 % породы. Среди акцессорных минералов диагностирован магнетит. Клинопироксенит сложен амфиболизированным диопсидом. Помимо амфибола, в породе присутствует хлорит и серпентин. Акцессорные минералы представлены магнетитом и хромшпинелидом. Габбро-амфиболиты сложены амфиболом (магнезиогорнблендитом) и частично или полностью соссюритизированным плагиоклазом (битовнитом). Соотношения плагиоклаза и амфибола в породе варьируют, содержание второго достигает 70-75 %. Амфиболизированное габбро отличается от габбро-амфиболитов присутствием реликтов клинопироксена (15–20%). Акцессорные минералы – магнетит, халькопирит, пирит.

Изучение распределения петрогенных оксидов и РЗЭ позволило установить особенности и закономерности их распределения среди пород комплекса. На классификационной TAS диаграмме (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub> фигуративные точки составов ультрабазитов соответствуют низко-щелочному ряду, а составы габбро-амфиболитов отвечают нормально-щелочному ряду, исключая амфиболизированное габбро пониженной щелочности. Рассматриваемые породы охватывают интервал SiO<sub>2</sub> от 41.15 до 53.7 мас. %. В габброидах закономерно повышаются содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O в ряду амфиболизированное габбро – габбро-амфиболит: 8.57-18.83, 0.48-0.65 и 0.92–2.8 мас. %, соответственно. В ряду дунит – верлит – оливиновый клинопироксенит – клинопироксенит увеличивается содержание TiO<sub>3</sub> от 0.03 до 0.17 мас. %.

Клинопироксены из оливинового клинопироксенита соответствуют диопсиду с железистостью  $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100 \ 6.5 - 7.9$  и содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3 \ 0.5 - 0.7$  мас. %. Клинопироксены из клинопироксенитов также представлены диопсидом с железистостью 5.8 - 8.5. Содержание глинозема колеблется от 0.6 до 2.24 мас. %. Для изученных клинопироксенов характерны крайне низкие содержания TiO<sub>2</sub> (0-0.19 мас. %). Концентрация  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не превышает 0.5 мас. %. Содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и железистость клинопироксенов прямо пропорциональны (рис. 1).

Специфической чертой дунитов комплекса является разнообразная конфигурация спектров РЗЭ, а их суммарные содержания существенно ниже (0.92 г/т), чем у остальных пород. Для тренда распределения РЗЭ в верлите характерно преобладание тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 2). Отношение (La/Yb)<sub>n</sub> составляет 0.5. Суммарное содержание лантаноидов в верлите составляет 1.75 г/т. Характер распределения РЗЭ в оливиновом клинопироксените характеризуется небольшим преобладанием легких РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> 1.06). От спектров вышеописанных пород его также отличают небольшие минимумы Sm, Lu и более выраженный – Tm. Суммарное содержание лантаноидов составляет 1.79 г/т. Для спектров РЗЭ клинопироксенитов установлена обогащенность средними и тяжелыми РЗЭ. Отношение (La/Yb)<sub>n</sub> составляет 0.62. Уровень накопления РЗЭ в клинопироксените (4.74 г/т) превышает уровень таковых в хондрите C1 и вышеописанных породах комплекса.

В габбро-амфиболитах тренд (рис. 2) характеризуется небольшим положительным наклоном в интервале от La до Nd, перетекающим в пологий на интервале от Gd до Lu, с осложнением в виде Eu аномалии. Значения (La/Yb)<sub>n</sub> в породах с относительно низким содержанием плагиоклаза составляют 0.43–0.73. В породе с преобладающим количеством плагиоклаза тренд приобретает отрицательный наклон в области легких элементов, изменяя свое



Рис. 1. Диаграмма  $f=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)*100-Al_2O_3$  для клинопироксенов из клинопироксенитов (1) и оливиновых клинопироксенитов (2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

Поля составов клинопироксенов [Лазько, 1988]: І – ультрабазитового комплекса офиолитов; ІІ – габброидного комплекса офиолитов.



Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

1 – верлит; 2 – оливиновый клинопироксенит; 3 – клинопироксенит; 4 – амфиболизированное габбро; 5 – габбро-амфиболит. N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального состава [Sun, McDonough, 1989]. Значения элементов нормированы к составу хондрита C1 согласно [Sun, McDonough, 1989].

направление в интервале от Gd до Lu. Отношение (La/Yb)<sub>n</sub> при этом составляет 1.24. Суммарное содержание РЗЭ в габбро-амфиболитах колеблется в пределах 14.09–30.01 г/т. Тренд распределения РЗЭ в амфиболизированном габбро подобен таковому в габбро-амфиболитах с пониженным суммарным количеством РЗЭ (10.57 г/т). Значение (La/Yb)<sub>n</sub> составляет 0.49. Следует отметить, что главным концентратором РЗЭ в данном образце является клинопирок-
сен, количественное содержание которого превалирует над амфиболом и полностью соссюритизированным плагиоклазом.

Основным накопителем лантаноидов в верлитах, оливиновых клинопироксенитах и клинопироксенитах является пироксен, в результате чего содержание РЗЭ прямо зависит от его количества в породе. Поле составов пироксенов из клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов на бинарной диаграмме  $f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) \cdot 100 - Al_2O_3$  соответствует областям составов клинопироксенов из офиолитовых ассоциаций (рис. 1). Конфигурация типа спектров в габброидах варьирует в зависимости от содержания минералов-концентраторов, а именно, амфибола и плагиоклаза. В структуре амфибола концентрируется большая часть средних и тяжелых РЗЭ, а в структуре плагиоклаза – легких, включая Eu. Общий уровень накопления РЗЭ в габброидах более низкий по сравнению с уровнем в базальтах типа N-MORB.

Изученные породы могут быть разделены на три группы, характеризующиеся закономерным изменением содержаний РЗЭ и конфигурацией их спектров. Самыми обедненными РЗЭ являются дуниты; верлиты и клинопироксениты занимают медианное положение между дунитами и габбро. Наиболее обогащены лантаноидами габброиды. Более высокий уровень накопления РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах по сравнению с дунитами и более низкий в сравнении с габброидами дает основание считать эти породы результатом взаимодействия габброидов на ультрамафитовые реститы. В работе [Леснов, 2007] генезис клинопироксенитов и верлитов рассматривается как результат магмометасоматического взаимодействия базальтоидных расплавов с ультрамафитовыми реститами. Для предложенной модели РЗЭ состав образованных в результате реакции пород определяется пропорциями смешения деплетированного вещества ультрамафитовых реститов и обогащенных лантаноидами базальтоидных расплавов. Таким образом, вышеизложенный материал согласуется с реакционной гипотезой формирования комплекса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6.

# Литература

Варлаков А.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 178 с.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.

Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

*Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: ОНТИ, 1932. 221 с. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

*Лазько Е.Е.* Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 424–441.

*Леснов* Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.

Шмелев В.Р., Мон Ф-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989.  $N_{\text{P}}$  42. P. 313–345.

## О.Г. Резникова, С.А. Блинова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж blinovasvetlana200@yandex.ru

# Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область

Настоящее исследование посвящено уточнению структурно-текстурных особенностей и химического состава доломитов Данковского месторождения, Воронежская область, и выявлению технологических условий, соответствующих требованиям к качеству доломитов продуктивных толщ.

Данковское месторождение доломитов расположено в центральной части Восточно-Европейской платформы в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу реки Дон. Месторождение является крупнейшим в России с разведанными балансовыми запасами 628 млн т [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов 0.5–25.0 м. В плавском горизонте выделяется две толщи: тургеневская и кудеяровская. В пределах каждой толщи, в свою очередь, выделяется ряд пачек, соответствующих определенным микроэтапам аридного литогенеза [Окороков, 1998]. Залегание доломитов горизонтальное. Подошва полезной толщи относительно ровная, кровля часто эрозионно-карстовая. Мощность полезной толщи в среднем по месторождению составляет 20–22 метра.

Доломиты составляют около 15 % от всего объема фаменских отложений и тяготеют к верхам яруса. Они разделяются по составу, структурным и текстурным особенностям. Выделяются микрозернистые, биоморфные и обломочные доломиты, доломитовая мука и дедоломиты (образованные при постседиментационных процессах).

Первично осадочные микрозернистые доломиты составляют 47 % всех доломитов и прослеживаются на значительных площадях. Среди них выделяются массивные, полосчатые и оолитовые доломиты протогенного происхождения. Биоморфные доломиты представлены ракушняковыми, органогенно-обломочными и строматолитовыми разностями. Обломочные доломиты составляют около 9 % от объема доломитовых пород. Они представлены доломитовыми брекчиями, доломитовыми конгломератами и песчанико-гравелитами, образовавшимися в пляжевой зоне. Доломитовая мука и дедоломиты образуются по известково-доломитовым породам при выщелачивании из них кальцита по зонам трещиноватости. Кристаллизационные изменения выражаются в заполнении кальцитом или доломитом пустот в первично пористом осадке, либо в перекристаллизации микрозернистого карбонатного вещества. К трещинным зонам на месторождении приурочены линзы песка и глины [Окороков, Савко, 1998].

Месторождение условно разделено на четыре участка: Центральный, Бигильдинский, Западно-Золотухинский и Золотухинский. Для исследования в карьере Центральный отобрано восемь образцов доломита по пачкам. Точки отбора проб соответствуют отрабатываемым предприятием блокам: горизонт +152 – озерская толща, горизонт +142 – кудеяровская и горизонт +132 – тургеневская толща.

*Озерская толща*. Образец № 1 (пачка Os<sub>2</sub>) представлен доломитом светло-серого цвета с бледно-оранжевыми прослоями. Структура тонкозернистая, текстура слоистая, мощность слойков 2–5 мм, наблюдается миллиметровый слой тонкораспыленного органического вещества. В шлифе отмечаются зерна перекристаллизованного карбоната (рис. 1а). Образец № 2 (пачка Os<sub>1</sub>) представлен доломитом серо-бежевого цвета массивной текстуры, пористый, структура мелкозернистая.

Кудеяровская толща. Образец № 3 (пачка  $Kd_3$ ) представлен доломитом светло-серого до серого цвета с серовато-желтыми пятнами. Структура тонкозернистая, текстура пятнистая, кавернозная (каверны от 0.5 до 2 см заполнены доломитовой мукой). Карбонатное вещество перекристаллизовано. Доломит в образце № 4 (пачка  $Kd_4$ ) темно-серый с пятнами светло-желтого до оранжевого цвета. Структура основной массы тонкозернистая, текстура пятнистая. Имеются гнезда кальцита (4–5 см), зоны вторичной кристаллизации карбонатов (рис. 16) с небольшим количеством распыленного органического вещества. Образец № 5 (пачка  $Kd_3$ ) представлен доломитом с основной массой светло-серого цвета, «подошва» образца светложелтая. Структура тонкозернистая, текстура слоистая (основная масса и прослои тонкораспыленного темного органического вещества). Линза кремня 1.5 × 10 см. Мелкораскристаллизованный карбонат, отмечается слоистость. Тонкозернистые карбонаты сменяются доломитами с примесью глинистого вещества в цементе. Видна трещина, залеченная халцедоном (рис. 1в).

Тургеневская толща. Образец № 6 (пачка  $Tr_9$ ) представлен доломитом желтого цвета, с прослоями темно-оранжевого цвета и темно-серым органическим веществом. Структура тонкозернистая. Текстура массивная. Окремнелые мелкие органические остатки, ожелезненные прослои. Фаунистические остатки – остракоды, очень пористая порода, пустоты заполнены халцедоном (рис. 1г). Основная масса доломита в образце № 7 (пачка  $Tr_8$ ) имеет светло-серый цвет, с прослоями желтого цвета и оранжевым пятном. Структура в нижней части тонкозернистая, в верхней части – органогенная детритовая, грубозернистая. Текстура слоистая биогенная; слои мощностью 0.5 мм маркированы тонкораспыленным органическим веществом. Фаунистические остатки – остракоды, головоногие, серпулы – ориентированы по слоистости. Раковины частично замещены опалом (рис. 1д). Образец № 8 (пачка  $Tr_7$ ) представлен перекристаллизованным доломитом серого, коричневато-серого, светло-серого цвета с прожилками кальцита белого и кремового цвета. Структура псаммитовая, от средне- до крупнозернистой, текстура деформационная (рис. 1е).



Рис. 1. Разновидности доломитов Данковского месторождения: а) зерна перекристаллизованного карбоната, обр. 1; б) зона вторичной кристаллизации карбонатов, обр. 4; в) жилка халцедона в раскристаллизованной карбонатной массе, обр. 5; г) заполнение пустот породы халцедоном, обр. 6; д) раковины остракод, обр. 7; е) перекристаллизованный карбонат, обр 8.

Поляризационный микроскоп Olimpus BX51, прозрачный шлиф, николи скрещены.

Таблица

Толща	Пачка	Мощность, м	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	II	4.0-9.4	30.32	19.56	4.54	0.84
Озерская	Ι	3.4–7.0	41.75	10.85	2.81	0.96
	Среднее		36.04	15.21	3.68	0.90
10	V	2.0-3.3	33.20	17.96	2.84	1.00
	IV	1.0-3.8	32.97	18.26	1.27	0.94
Кудсяровская	III	1.2–4.5	31.81	19.70	0.73	0.52
	Среднее		32.66	18.64	1.61	0.82
Тургеневская	IX	1.0-2.3	31.80	17.55	4.87	2.44
	IIX	1.4-4.6	32.50	19.14	1.93	1.0
	VII	1.4–5.0	32.65	18.92	0.81	0.78
	Среднее		32.32	18.54	2.54	1.41

Химический состав доломитов Данковского месторождения (мас. %)

Ведущим признаком определения геолого-промышленного типа месторождений является качество пород. Доломиты ограничены строгими показателями по качеству сырья. Требования для марки ДК-3 (конвертерные доломиты): MgO – не менее 18.5 %, CaO – не более 33.0 %, SiO<sub>2</sub> – не более 2.6 %,  $R_2O_3$  – не более 1.0 % (в состав  $R_2O_3$  входит сумма оксидов Fe и Al) [Ефимов, 2008]. Повышенные содержания SiO<sub>2</sub>,  $R_2O_3$  и нерастворимого остатка ухудшают качество сырья. Для установления качества изучаемых доломитов их химический состав проанализирован титриметрическим методом (табл.). Для химического анализа пробы были издроблены в щековой дробилке ЩД10 до размера 10 мм, затем проводилось проверочное грохочение на сите 10 × 10 мм. Проба перемешивалась и просушивалась в сушильном шкафу LOIP LF. Методом квартования все пробы уменьшался до 0.5 кг, затем проба истиралась на дисковом истирателе ИДА-175, перемешивалась и проходила грохочение на сите 0.063 мм.

Для химического анализа из подготовленной пробы выделялась навеска массой не менее 50 г. Метод измерения массовых долей Са и Mg основан на прямом комплексонометрическом титровании ионов раствором трилона Б с индикатором кислотным хром-темно-синим. Мас-



Рис. 2. Диаграмма состава доломитов Данковского месторождения.

Толщи: I – озерская, II – кудеяровская, III – тургеневская. Содержания: 1 – CaO, 2 – MgO, 3 – SiO<sub>4</sub>, 4 –  $\rm R_2O_3.$ 

совую долю одного оксида вычисляют по разности суммарной массовой доли оксидов Са и Мд и массовой доли одного из оксидов. Метод измерения массовой доли нерастворимого остатка основан на выделении нерастворимого остатка после обработки навески доломита соляной кислотой, его прокаливают при температуре 950 °C и взвешивают.

Данные таблицы представлены на диаграмме (рис. 2). На диаграмме видна прямая зависимость между содержаниями оксидов Са и Mg. Содержания вредных примесей в доломитах (SiO, и R,O,) не настолько линейно зависимы от содержания оксидов Са и Mg.

Таким образом, основываясь на технологических требованиях к доломитам марки ДК-3, наиболее продуктивной толщей для добычи полезного ископаемого является кудеяровская, т. к. в ней наибольшее содержание Mg и наименьшее вредных примесей. Химический состав тургеневской толщи не удовлетворяет кондициям из-за высокого содержания вредных примесей за исключением образцов 6 и 7 с доломитами высокого качества, соответствующими техническим требованиям и имеющими допустимое количество вредных примесей. Озерская толща непригодна для добычи конвертерных доломитов из-за превышения практически всех допустимых параметров.

## Литература

*Ефимов В.А.* Регламент технологического процесса переработки доломита на технологической лини ЦКД. Данков: АО «Доломит», 2008. 19 с.

Окороков В.А. Литология карбонатных отложений фаменского яруса Воронежской антеклизы // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1998. 36 с.

*Окороков В.А., Савко А.Д.* Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: ВГУ, 1998. 124 с.

Сычева В.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Вып. 71: Доломит для металлургии. М.: Росгеолфонд, 2018. 55 с.

**М.С. Глухов** Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань gluhov.mixail2015@yandex.ru

# Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород

(научный руководитель – д.г.-м.н. Р.Х. Сунгатуллин)

Обнаружение магнитных микросферул (MM) в древних осадочных породах является общеизвестным фактом. Подобные объекты несут информацию о составе космических тел, процессах внеземного минералообразования, влиянии космического вещества на геологические процессы, климат и развитие жизни на Земле, а также о природных земных и техногенных процессах минералообразования. Строение и состав MM космического, вулканогенного и техногенного происхождений часто имеют общие признаки, что осложняет их диагностику.

В настоящей работе собраны данные о строении и составе 400 MM из осадочных отложений европейской части России. Объектами изучения стали пермские эвапориты (калийно-магниевые соли Калининградско-Гданьского и Верхнекамского соленосных бассейнов, эвапориты Камско-Устьинского и Байматского месторождений гипса), каменноугольные терригенно-карбонатные породы (скважины Усть-Черемшанского прогиба Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины, разрез Усолка в Предуральском прогибе) и голоценовый болотный торф (Обуховское болото, Ярославская область). Цель работы – выявление диагностических признаков космогенного происхождения MM в осадочных породах. Задачи исследования: подбор комплекса прецизионных методов для изучения строения и состава MM из осадочных пород; сравнение полученных данных с MM техногенного и вулканического происхождения. Основные методы, которые применялись для исследования MM в данной работе: оптическая микроскопия, рентгеновская компьютерная томография (PKT), рамановская спектроскопия (PC), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энергодисперсионной спектрометрией (ЭДС). Точность измерения (ЭДС) 0.1–1 % (КФУ, оператор Б.М. Галиуллин).

Для пробоподготовки MM к прецизионным исследованиям использовался бинокулярный микроскоп. MM представляют собой черные шарики, обладающие металлическим блеском с гладкой или матовой шероховатой поверхностью. С помощью РКТ изучалось распределение рентгеноплотного вещества сферичной и глобулярной формы внутри породы. Полученные результаты подтверждают присутствие природных MM в осадочных породах, что опровергает возможность их техногенного происхождения за счет загрязнения образцов в ходе лабораторной подготовки.

Применение СЭМ и РКТ позволило изучить поверхностное и внутреннее строение MM. Практически все MM обладают сферичной и очень редко (4 %) каплевидной формой; их размеры составляют 5–330 мкм. Текстурная поверхность MM разнообразна: дендритная, скелетная, перьевидная, чешуйчатая, блочно-мозаичная. Поверхность каплевидных частиц обладает дендритной и скелетной текстурой. На поверхности и во внутренней части встречаются кристаллы с гранями октаэдра, усеченного октаэдра, кубооктаэдра и ромбододекаэдра. По результатам РКТ внутри MM имеются крупные субсферические полости или небольшие пустоты неправильной формы. Преимущественно отсутствует дифференциация вещества от центра к периферии MM.

Среди изученных автором 171 ММ техногенного [Сокол и др., 2001; Zhang et al., 2014; Глухов, 2019; Макаров и др., 2020] и 76 ММ вулканогенного [Рычагов и др., 1996; Гребенников и др., 2012; Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., 2019] происхождений также встречаются дендритные, скелетные и блочно-мозаичные текстуры. Однако форма этих ММ преимущественно глобулярная (а не сферичная); для них характерны повышенная пористость (особенно в техногенных объектах) и наличие дифференциации вещества внутри глобулы, что отличает их от изученных нами объектов в осадочных породах.

Диаметр MM разного генезиса существенно отличается (табл. 1). Так, среди MM из осадочных пород наиболее часто встречается диаметр до 10 мкм (около 40 %), количество MM размером 10–50 мкм составляет 42 %. Подобное логнормальное распределение MM по диаметру характерно для MM из района падения Сихотэ-Алиньского метеорита [Krinov, 1964].

Для исследования минерального состава MM с помощью поляризационного микроскопа изготавливались полированные препараты. Полированные MM имеют однородную поверх-

Таблица 1

	Диаметр, мкм									
MM	0-10	10-20	20-30	30-50	50-80	80-100	100-150	150-200	>300	
	Частота встречаемости, %									
Из осадочных пород	37	16	12	14	3	4	9	4	1	
Из техногенных	1	5	8	13	32	15	14	8	4	
образований										
Из вулканических	3	5	7	4	0	2	10	16	53	
пород										

# Распределение ММ по диаметру

Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Таблица 2

Оксид	n,	n,	n,	Min <sub>1</sub> -max <sub>1</sub> Min <sub>2</sub> -max <sub>2</sub> Min <sub>3</sub> -max <sub>3</sub>			$\overline{X}\overline{X}$	$\overline{X}\overline{X}$	$\overline{X}\overline{X}$	δ <sup>2</sup> ,	$\delta^2$	$\delta^2$
	1	2	5		мас. %		1	2	3	1	2	5
FeO	400	76	171	60.4–100	3.8–99.0	12.9–100	96.3	63.8	73.6	14.9	950	277
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	203	65	170	0.1–12.9	0-32.1	0.4–28.0	1.7	4.0	4.4	4.2	24.4	17.9
SiO <sub>2</sub>	284	66	166	0.1–34.6	0.7-81.9	0.1-81.9	2.1	17.2	11.3	11.8	230	152
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61	3	2	0.2–14.6	0.1-0.4	0.9–7.0	1.3	0.2	3.9	3.5	0.03	18.6
NiO	106	2	37	0.1–2.5	0.1-0.3	0.1-2.1	1.6	0.2	1.1	0.2	0.04	0.4
TiO <sub>2</sub>	27	37	66	0.1–4.7	0.1–56.1	0.1 - 8.0	1.2	21.8	0.4	1.0	332	1.0
MgŌ	55	22	119	0.1-4.5	0.1-6.1	0.1–15.9	0.8	2.7	3.0	0.6	3.8	10.3
MnO	137	59	118	0.1–4.3	0.1–16.1	0.1–4.9	0.9	3.9	1.3	0.4	23.8	0.9
CaO	67	21	118	0.1–5.0	0.1–14.1	0.1–29.2	0.9	4.3	3.6	1.0	19.6	34.3
CuO	7	0.0	40	0.1–10.4	0.0	0.1-42.6	2.6	0	6.3	11.9	0.0	115
ZnO	7	0.0	42	0.1–13.3	0.0	0.2-10.9	4.1	0	3.5	28.2	0.0	9.7

Химический состав ММ различного происхождения

Примечание. ММ из: 1 – осадочных пород, 2 – вулканогенных пород, 3 – техногенных образований; все железо как FeO; п – количество; min-max – минимальное и максимальное содержание;  $\bar{X} \bar{X}$  – среднее арифметическое;  $\delta^2$  – дисперсия.

ность серого, серовато-белого цвета, что в сочетании с магнитными свойствами и цветом поверхности может указывать на магнетит. Данный вывод подтверждается результатами PC. Использование рамановской спектроскопии для минерального картирования показало однородный состав внутренней части, что согласуется с данными оптической микроскопии и томографии [Глухов, 2019].

Химический состав по результатам ЭДС показал, что главным компонентом, слагающим MM, является FeO (88–100 мас. %). Примеси представлены  $Al_2O_3$ , CaO, MgO, NiO,  $Cr_2O_3$ , MnO, TiO<sub>2</sub>, CuO и ZnO (табл. 2). Любой из перечисленных компонентов-примесей может изоморфно входить в структуру магнетита и образовывать непрерывные ряды твердых растворов феррошпинелей (магнезиоферрит, хромит, якобсит и др.). Содержание SiO<sub>2</sub> (табл. 2) указывает на присутствие железистой стеклофазы, однако визуально она не отмечена, кроме редких (<1 %) MM с гладкой поверхностью. Кристаллы магнетита и феррошпинелей на поверхности не были обнаружены, а малые размеры (15 мкм) и имеющийся уровень техники не позволяют изучить внутреннее строение. Поэтому предполагается, что у большинства MM стеклофаза заполняет пространство между сростками дендритов и кристаллов магнетита. Также не исключается наличие внутри стеклофазы ферритов Са, Mg, Al, на что указывают результаты ЭДС картирования. Для MM с гладкой поверхностью и высоким содержанием стеклофазы (до 34.6 мас. %) предполагается наличие кристаллов магнетита во внутренней части, что характерно для космических сферул G-типа [Goderis et al., 2020].

Приведенный выше набор примесей обнаруживается у техногенных и вулканогенных MM. При сопоставлении среднего химического состава MM (рис. 1, табл. 2) видно, что средние содержания некоторых элементов существенно отличаются (см. табл. 2). Главные отличия заключаются в повышенном содержании FeO и низких концентрациях SiO<sub>2</sub> в MM из осадочных пород. MM вулканогенного происхождения характеризуются низкими содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO и повышенным – TiO<sub>2</sub>. Также отличаются содержания и других оксидов (CuO и ZnO).

Таким образом, исходя из полученных данных о составе, ММ из осадочных пород являются наиболее однородными по составу и состоят из магнетита. В составе техногенных ММ преобладает стекло, а в вулканогенных – ферриты (рис. 2a). На тройной диаграмме FeO–



Рис. 1. Диаграмма среднего химического состава магнитных микросферул различного происхождения: из осадочных (1) и вулканогенных (2) пород и техногенных образований (3).



Рис. 2. Минералогический (а) и химический (б) состав ММ.

ММ из: 1 – осадочных пород (a, б), 2 – вулканогенных пород (a), 3 – техногенных образований (a), 4 – область составов космических микросферул, микрометеоритов и ММ из осадочных пород (б) по [Goderis et al., 2020].

SiO<sub>2</sub>–MgO (рис. 26) MM из осадочных пород находятся в области космических микросферул и микрометеоритов [Goderis et al., 2020]. В области техногенных и вулканогенных MM попадают не более 5 % изученных MM из осадочных пород, которые предположительно могут иметь вулканическое происхождение. Состав изученных MM из осадочных пород характерен для абляционных и высокожелезистых космических MM [Andronikov et al., 2016; Goderis et al., 2020]. Космические MM отличаются от абляционных MM отсутствием внутреннего Fe-Ni ядра, субсферической полости и небольшими (до 100 мкм) размерами [Andronikov et al., 2016; Krinov, 1964].

Установлено, что субсферические полости встречаются не только у ММ с диаметром более 100 мкм, но также в ММ с диаметром 50–100 мкм. Поэтому абляционные сферулы могут обладать размерами от 50 мкм и более. Существует мнение [Krinov, 1964], что наличие ММ с вытянутой каплевидной формой указывает на их абляционное происхождение.

Из вышеизложенного следует, что изучение строения и состава MM комплексом прецизионных методов позволяет наиболее точно диагностировать их генетические признаки. В результате показано, что подавляющая (более 90 %) часть изученных MM из осадочных пород являются веществом космического происхождения или же образованы за счет абляции метеороидов в земной атмосфере и дальнейшего захоронения в осадках. Все это открывает возможность использования находок MM как дополнительного инструмента при корреляции одновозрастных полифациальных отложений.

# Литература

*Глухов М.С.* Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железооксидных микросфер // Известия УГГУ. 2019. Вып. 1. № 53. С. 60–66.

*Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А.* Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулкано-тектонической структуры) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 3–22.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала // Отечественная геология. 2019. № 5. С. 66–75.

Макаров А.Б., Глухов М.С., Паньшин М.А., Хасанова Г.Г. Морфология, химический состав и возможные технологии переработки пиритных огарков (на примере отвалов Кировградского медеплавильного комбината) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2020. № 17. С. 66–70.

*Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.* Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 31–40.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Френкель А.Э. Природа, химический и фазовый состав энергетических зол челябинских углей. Новосибирск: Гео, 2001. 107 с.

Andronikov A.V., Andronikova I.E., Loehn C.W., Lafuente B., Ballenger J.A.M., Crawford G.T., Lauretta D.S. Implications from chemical, structural and mineralogical studies of magnetic microspherules from around the lower Younger Dryas boundary (New Mexico, USA) // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 2016. Vol. 20. P. 1–21.

Goderis S., Soens B., Huber M.S., McKibbin S.M., van Ginneken M., van Maldeghem F., Debaille V., Greenwood R.C., Franchi I.A., Cnudde V., van Malderen S., Vanhaecke F., Koeberl C., Topa D., Claeys P. Cosmic spherules from Widerøefjellet, Sør Rondane Mountains (East Antarctica) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. Vol. 270. P. 112–143.

*Krinov E.L.* Scattered meteoritic matter in the area of fall of the Sikhote-Alin iron meteorite // Annals of the New York Academy of Sciences. 1964. Vol. 119. Is. 1. P. 224–234.

Zhang H., Shen S-Z., Cao C-Q., Zheng Q-F. Origins of microspherules from the Permian–Triassic boundary event layers in South China // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 246–257.

# А. Р. Гайнанова<sup>1</sup>, О.П. Шиловский<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань <sup>2</sup> – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань nau@hotmail.ru

# Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод

Фоссилизация является длительным и сложным процессом замещения тканей живых организмов минералами. Условия среды, в которых происходит фоссилизация, и строение тканей организмов, влияют на распределение химических элементов в ископаемых остатках. Данная работа посвящена сравнительному анализу пермских тетрапод Котельничского местонахождения и местонахождения Сундырь-1 методами оптической микроскопии, микрорентгенофлуоресцентного и СЭМ анализов. Котельничское местонахождение позвоночных (р. Вятка, г. Котельнич, Кировская область, Россия), характеризующееся отличной сохранностью окаменелых останков, является одним из богатейших для пермского периода. Отложения, вмещающие захоронения крупных парарептилий и зверообразных рептилий (например, травоядной *Deltavjatia vjatkensis*), относятся к ванюшонковской пачке верхнесеверодвинского подъяруса татарского отдела пермской системы Русской плиты; их возраст оценивается около 250 млн лет [Киселева и др., 2017]. В свою очередь, местонахождение Сундырь-1 (р. Волга, около устья р. Сундырь, Республика Марий Эл) также не уступает вышеописанному местонахождению в фаунистическом разнообразии тетрапод. Однако вмещающие отложения кардинально отличаются от предыдущих по литологическому составу: они сложены мощными конгломератами с галькой глинистых и карбонатных пород красного и светло-голубого цвета, с прослоями песков и песчаников верхней части северодвинского яруса татарского отдела.

Цель работы состоит в выяснении геохимических особенностей и сравнении фрагментов ребер пермских парарептилий с различных местонахождений. Объектами исследования являются фрагменты костей (ребра) пермских тетрапод с местонахождения Сундырь-1, располагающегося на правом берегу р. Волга, в 1 км от устья р. Сундырь в Горномарийском районе республики Марий-Эл, и с Котельничского местонахождения парейазавров, находящегося на правом берегу реки Вятки Кировской области.

Исследование производилось в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с помощью методов оптической микроскопии (микроскопы Axio imager vario a2m, ПОЛАМ РП-1), СЭМ (Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max, оператор Б. Галиуллин), микрорентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр M4 Tornado, оператор Б. Гареев). Подготовка образцов для СЭМ анализа проводилась с предварительным напылением углерода на образцы. Для оптического исследования было изготовлено по два шлифа для каждого из фрагментов ребер так, чтобы проследить как непосредственно саму костную ткань, так и вмещающие породы. В ходе работы исследовано четыре аншлифа и четыре прозрачных шлифа.

Оптическое исследование прозрачных шлифов в проходящем свете показало, что оба фрагмента ребер сложены хорошо сохранившимися плотной (компактной, состоящей из остеонов) и губчатой с волокнисто-слоистым строением (трабекулярной) тканями. Биоминеральный компонент разнотипной костной ткани – биоапатит, который лишь местами подвержен коллофанизации, т. е. аморфизации, проявляющейся потерей оптических свойств и прозрачности. Остеоны сложены концентрическими костными пластинками, которые наслаиваются друг на друга. Фосфатные пластинки, плотно прилегающие друг к другу, затрудняют проникновение в костную ткань сторонних минеральных веществ, благодаря чему в плотной костной ткани вторичная минерализация развита слабо. Костная ткань имеет буроватую окраску за счет пигментации железом. Вмещающие породы образцов отличаются по литологическому составу: для местонахождения Сундырь-1 – это конгломераты с включениями гальки, для Котельничского местонахождения – глинистые породы. Стенки гаверсовых каналов и ячеек трабекулярной ткани покрыты кальцитовой коркой, поры заполнены вторичным кальцитом в виде незакономерных сростков.

На СЭМ снимках образца с местонахождения Сундырь-1 удалось проследить размер пор трабекулярной части, достигающих 200 нм, и кальцитовые корки и друзы, растущие к центру пор. Также установлено практически полное отсутствие примесей в аутигенном кальците, заполняющем трабекулярную часть кости и гаверсовы каналы, тогда как сама костная ткань их содержит (табл.).

Однако результаты исследования аутигенного кальцита по данным более чувствительного метода ЛА-ИСП-МС для котельничского образца показывают наличие некоторых эле-

Таблица

					•	-				
Спектр	0	F	Na	Mg	Si	Р	Ca	Al	S	Fe
1	63.11	-	-	0.98	-	0.45	35.45	-		-
2	59.32	_	0.73	0.85	0.31	_	38.79	_	_	_
3	43.19	3.30	1.16	0.87	2.13	13.96	33.37	0.98	1.04	_
4	38.94	2.03	0.46	-	0.78	15.47	41.59	_	0.73	_
5	38.33	3.68	0.49	0.23	0.76	15.68	39.92	_	0.91	_
6	45.97	3.31	0.68	-	-	12.82	36.47		0.40	-
7	54.28	5.81	1.65	0.84	_	11.93	24.41	0.63	0.46	_
8	48.74	5.54	1.38	0.73	1.24	13.13	28.13	0.68	0.43	-
9	41.29	-	0.96		-	14.75	32.60		0.47	9.94

# Распределение химических элементов во фрагменте ребра из местонахождения Сундырь-1 (мас. %)

Примечание. Прочерк – не определено. Спектры: 1 – кальцит в гаверсовом канале в обр. 1, сухой; 2 – кальцит, заполняющий губчатую часть кости в обр. 3, глицерин; 3 – поверхность кости обр. 3, глицерин; 4 – переходная зона от плотной части к губчатой обр. 3, глицерин; 5 – трабекулярная часть обр. 3, глицерин; 6 – поверхность плотной части обр. 1, сухой; 7 – поверхность остеона обр. 1, сухой; 8 – поверхность остеона около гаверсова канала обр. 2, мокрый»; 9 – поверхность кости обр. 2, мокрый. Суммарное количество элементов в каждом спектре – 100 мас. %.

ментов-примесей, которые распределены по-разному: некоторые элементы – относительно равномерно (например, Pb, Ba), другие проявляют зоны обеднения-обогащения (Sr, La), третьи – распределяются неравномерно, чередуя высокие и низкие содержания (Mn, Sm, Yb, Y) [Червяковская и др., 2019]. Следовательно, для более детального выяснения микроэлементного состава примесей для кости с сундыревского местонахождения, необходимо проведение дополнительных анализов.

Компоненты химического состава костей делятся на компоненты биоапатита и ксеноминеральных загрязнений (CaO+Na<sub>2</sub>O+P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>+SO<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO+MgO+SrO+K<sub>2</sub>O). Содержания последних уменьшаются по мере увеличения плотности [Силаев и др., 2016]. Исходя из результатов СЭМ анализа, можно сделать вывод о том, что загрязняющие вещества из окружающей среды приурочены к губчатой ткани, как к менее плотной.

На картах распределения элементов, полученных в результате микрорентгенофлюоресцентного анализа, видно, что Р, S и РЗЭ сконцентрированы в плотной ткани (рис. 1, 2). Алюминий, Si и Fe сосредоточены в породе, откуда и могли мигрировать в костную ткань. Алюминий и Si на рис. 1 связаны с вмещающей породой песчанистого состава. Рассеянный Сd чаще всего содержится в минералах Zn. Стронций часто встречается в качестве спутника Са, накапливается в организмах живых существ, изоморфно замещая Са в апатите, особенно, в костях, чем и объясняется его концентрация в костной ткани обоих образцов. С распадом органического вещества возрастает содержание F и P в костной ткани. Фосфор обычно связан как с органическим веществом, так и с вмещающими осадками, заполняющими пустоты в костной ткани [Немлихер и др., 2004]. В данном случае, он связан именно с органикой, т. к. контактовая порода не содержит Р. Апатитовый модуль (Са/Р) соответствует гидроксилапатиту, где по мере сокращения конституционной воды гидроксид-ион замещается F, который отмечается в результате анализа, т. е. гидроксилапатит переходит во фторапатит. Равномерное распределение легких элементов (Na и Mg) по обоим образцам говорит о длительных диффузионных процессах. Ожелезнение сильнее всего затронуло губчатую ткань на границе с плотной в образце с Котельничского местонахождения, а на местонахождении Сундырь-1 оно приурочено к трещинам и разуплотнениям ткани. Марганец концентрируется в более мелких порах, трещинах, а Fe, наоборот, в более крупных пустотах, таких как гаверсовы каналы, по-



Рис. 1. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из местонахождения Сундырь-1.

Здесь и на рис. 2 светлые области соответствуют более высоким содержаниям, темные – более низким.

этому Fe и наблюдается в плотной ткани [Dumont et al., 2009]. РЗЭ могут входить в состав биоапатита в виде примесей в результате изоморфных замещений в его структуре [Николаев, 2017]. Так, в тканях котельничского образца сосредоточились как Ce (с его преобладанием), так и Y, а в сундыревском образце – только Y. Остальные РЗЭ, вероятно, имеют содержания ниже пределов обнаружения методом микрорентгенофлуоресцентного анализа; по этой же причине на картах распределения РЗЭ не фиксируются во вмещающих породах.



Рис. 2. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из Котельничского местонахождения.

Таким образом, оптические исследования позволили установить степень сохранности костной ткани, а картирование с помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа ископаемых костных тканей тетрапод выявило особенности распределения элементов по остаткам костей и породе, а также различия элементного состава описываемых образцов с местонахождений Сундырь-1 и Котельнич.

# Литература

Киселева Д.В., Шиловский О.П., Шагалов Е.С., Рянская А.Д. Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как

основа для палеоэкологических реконструкций // Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 249–252.

*Немлихер Ю.Г., Батурин Г.Н., Калласте Т.Э., Мурдмаа И.О.* Преобразование гидроксил-апатита костного фосфата со дна океана в ходе фоссилизации // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 539–551.

Николаев А.М. Изоморфизм, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующих с ним ортофосфатов. Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб., 2017. 141 с.

Силаев В.И., Пономарев Д.В., Симакова Ю.С., Шанина С.Н., Смолева И.Р., Тропников Е.М., Хазов А.Ф. Минералого-геохимические исследования костного детрита плейстоценовых млекопитающих, включающего древнейший в Северной Евразии сапиенс. // Журнал «Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН». 2016. № 5. С. 23.

Червяковская М.В., Носовский Я.В., Киселева Д.В., Шиловский О.П. Микроэлементное ЛА-ИСП-МС картирование аутигенного кальцита Котельничского местонахождения парейазавров, Кировская область // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 308–311.

*Dumont M., Zoeger N., Strel C., Wobrauschek P., Falkenberg G., Sander P., Pyzalla A.* Synchrotron XRF analyses of element distribution in fossilized sauropod dinosaur bones // Powder Diffraction. 2009. Vol. 24(2). P. 130–134.

О.Н. Якимова<sup>1</sup>, О.В. Ракова<sup>1</sup>, С.В. Гаврилкина<sup>2</sup>, С.А. Тихонова<sup>3</sup>, Т.Г. Крупнова<sup>1</sup> <sup>1</sup> – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск krupnovatg@susu.ru <sup>2</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО PAH, Ильменский заповедник, г. Миасс <sup>3</sup> – Якутский научный центр СО РАН, Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, г. Якутск

# Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского угольного разреза (Южный Урал)

Снежный покров является эффективным накопителем загрязняющих веществ, которые сохраняются в нем в неизменном состоянии в течение зимы, а концентрация этих веществ в снеге оказывается обычно на два-три порядка выше, чем в атмосферном воздухе. По химическому составу снега можно установить площадное распределение и количественные характеристики веществ, осаждающихся зимой из атмосферы, и, благодаря этому, выявить источники загрязнения и ареалы их влияния, получить приближенную оценку количества токсикантов, выносимых с территории городов и промышленных площадок талыми водами и мигрирующих в почвы и подземные воды, которые возможно фиксировать и наблюдать с помощью дешифрирования спутниковой информации. Использование данных дистанционного зондирования (ДДЗ) в практике выделения ареалов загрязнений, наблюдаемых вокруг промышленных объектов, чаще всего основано на анализе взаимосвязи процессов снеготаяния с распределением осажденных из атмосферы на снежный покров взвешенных частиц. Главные преимущества ДЗЗ – высокая скорость получения данных о больших площадях земной поверхности, а также возможность получения информации об объектах, практически недоступных для исследования другими способами.

В данной работе использовано дешифрирование космоснимков методом спектрального анализа для оценки загрязнения снежного покрова в угледобывающих районах. Объектом исследования стал Коркинский угольный разрез вблизи г. Челябинска. Исследованы разновременные снимки со спутников Landsat 5 и 8. Для обработки снимков и оценки спектральной характеристики использовался программный комплекс ENV. За эталон выбрана спектральная кривая «нормального» снега из спектральной библиотеки программного комплекса ENVI. Концентрации металлов (Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sb, Sr и Zn) в снежном покрове в растворенной и взвешенной формах проанализированы в ЦКП ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН методами спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) Varian 720-ES (аналитик Р.Т. Зайнуллина) и атомно-абсорбционной спетрометрии Analyst 400 фирмы Perkin Elmer (аналитик Л.Б. Лапшина).

Исследуемые участки выбраны на ровной безлесной местности с учетом розы ветров. Фоновый участок выбран по направлению наименьшего значения к северо-востоку. С 2003 по 2020 гг. загрязнение снежного покрова снизилось, что было связано с постоянным снижением добычи угля. В 2020 г., когда была остановлена добыча угля, и начался процесс рекультивации и дезактивации шахты, состояние снежного покрова на выбранном участке стало



Рис. Средние значения концентраций металлов в талой воде и нерастворимом осадке.

близким к фоновому. В 2020 г. Коркинский разрез оказал минимальное влияние на состояние снежного покрова. К моменту отбора проб в 2020 г. Коркинский рудник оказал минимальное влияние на снежный покров, т. к. добыча угля уже остановлена.

Результаты анализа показали (рис.), что Fe, Al и Zn имеют наибольшие содержания в талой воде, а концентрации Cd и Ni незначительны. Взвешенные частицы, в основном, содержали Fe и Al. Содержания Cd и Ni были минимальны. Появление растворенных металлов в снежном покрове территории связано с естественным атмосферным выпадением и, в меньшей степени, с антропогенными источниками. Химический состав снежного покрова показал относительно высокую изменчивость содержания взвешенных металлов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (государственное задание FENU-2020-0022).

Д.А. Попова<sup>1</sup>, О.В. Ракова<sup>1</sup>, С.В. Гаврилкина<sup>2</sup>, Т.Г. Крупнова<sup>1</sup> <sup>1</sup> – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск krupnovatg@susu.ru <sup>2</sup> – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс

# Мониторинг мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска

Для мониторинга мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска, были выбраны три стационарных и два маршрутных поста. Они размещались в местах, выбранных на основе обязательного предварительного исследования загрязнения воздушной среды города промышленными выбросами, выбросами автотранспорта, бытовыми и другими источниками и изучения метеорологических условий рассеивания примесей путем эпизодических наблюдений, расчетов полей максимальных концентраций примесей. При этом учитывалась повторяемость направления ветра над территорией города.

Пост 1 находился в зоне влияния выбросов автотранспорта; маршрутный пост: пересечение ул. Кирова и проспекта Победы (55°11′7″ с.ш. 61°24′12″ в.д.); пост 2 – в зоне влияния промышленного узла АО ЧЭМК, точка контроля: ул. Горького, 89 (55°11′20″ с.ш. 61°25′53″

Таблица

Номер поста	Дата отбора пробы	Результаты измерения (абсолютное значение, мг/м <sup>3</sup> )	Гигиенический норматив, мг/м <sup>3</sup>	Превышение гигие- нических нормативов (доли ПДК)					
	Взвешенные частицы РМ2.5								
	09.01.2020	$0.049 \pm 0.010$	0.035	1.40					
	21.01.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14					
1	14.02.2020	$0.045 \pm 0.009$	0.035	1.29					
1	20.02.2020	$0.044{\pm}0.009$	0.035	1.26					
	23.04.2020	$0.041 \pm 0.008$	0.035	1.17					
	08.05.2020	$0.037 {\pm} 0.007$	0.035	1.06					
	15.02.2020	0.090±0.018	0.035	2.57					
	10.03.2020	$0.089{\pm}0.018$	0.035	2.54					
	21.04.2020	$0.073 {\pm} 0.015$	0.035	2.09					
2	24.04.2020	$0.049{\pm}0.010$	0.035	1.40					
	27.04.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14					
	09.05.2020	$0.050{\pm}0.010$	0.035	1.43					
	21.05.2020	$0.045 \pm 0.009$	0.035	1.29					
	08.02.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14					
	14.02.2020	$0.068 \pm 0.014$	0.035	1.94					
5	24.03.2020	$0.041 \pm 0.008$	0.035	1.17					
	02.04.2020	$0.036 \pm 0.007$	0.035	1.03					
	20.04.2020	$0.046{\pm}0.009$	0.035	1.31					
		Взвешенные части	щы РМ10						
	15.02.2020	0.106±0.021	0.06	1.77					
	10.03.2020	$0.092{\pm}0.018$	0.06	1.53					
2	21.04.2020	$0.074{\pm}0.015$	0.06	1.23					
	09.05.2020	$0.064{\pm}0.013$	0.06	1.07					
	14.02.2020	$0.080{\pm}0.016$	0.06	1.33					
		Взвешенные ве	щества						
2	24.04.2020	0.16±0.03	0.15	1.07					

Результаты измерений проб с превышением гигиенических нормативов

в.д.); пост 3 – в зоне влияния промышленного узла ПАО ЧТПЗ, точка контроля: ул. Нахимова, 3 (55°7′22″ с.ш. 61°28′17″ в.д.); пост 4 – в зоне влияния выбросов автотранспорта, маршрутный пост: пересечение ул. Героев Танкограда и пр. Ленина (55°9′41″ с.ш. 61°27′15″ в.д.); пост 5 – в зоне влияния выбросов промышленного узла ПАО ЧМК, точка контроля: в районе д. 1а по ул. Сталеваров (55°15′57″ с.ш. 61°24′15″ в.д.). Измерения взвешенных веществ, в том числе концентраций мелкодисперсных частиц с аэродинамических диаметром менее 10 мкм (РМ10) и менее 2,5 мкм (РМ2,5), производились с помощью анализатора пыли АТМАС (Россия, НТМ-Защита, Москва). Результаты измерений в дни, когда были выявлены превышения предельно допустимых концентраций, представлены в таблице.

Таким образом, выявлены 24 пробы с превышениями концентраций взвешенных веществ по сравнению с гигиеническим нормативом (табл.), из них 18 проб – с превышениями по РМ2.5 и 5 проб – с превышением содержания РМ10. Наибольшим содержанием взвешенных веществ в приземном слое воздуха характеризуются точки 1 (маршрутный пост ул. Кирова / пр. Победы.), 2 и 5 – посты, расположенные в зоне влияния металлургических предприятий города.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Челябинской области, проект № 20-45-740002.

# Фосфориты Ижбердинского месторождения глин (Оренбургская область) (научный руководитель – А.В. Никифоров)

На Ижбердинском месторождении глин в Оренбургской области фосфоритовые отложения образуют небольшие линзовидные залежи в разрезе вскрышных пород. С целью палеонтологических исследований в карьере задокументирован уступ длиной 180 м и высотой 3 м. В результате работ выделено десять тел фосфоритов, отобраны и описаны образцы желваковых, слоистых, ноздреватых и песчанистых фосфоритов и глауконит-фосфоритовых песков. Установлено, что фосфориты характеризуются повышенной радиоактивностью до 50–70 мкР×ч. Области развития фосфоритов картируются радиоактивными аномалиями. В 2020 г. радиометрическая съемка на площади 40 га по сети 50×20 м в 200–800 м к югу и юго-западу от карьера позволила выделить пять залежей фосфоритов, содержащих костные остатки. Также установлена широтная ориентировка залежей фосфоритов. Один из участков, прилегающий к автодороге, будет рекомендован как палеонтологический памятник природы регионального значения.

> **А.С. Терехова** Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

# Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область) (научный руководитель – А.В. Никифоров)

Эклогиты – это метаморфические породы основного состава, состоящие преимущественно из диопсид-жадеитового клинопироксена (омфацита) и пироп-гроссулярового граната. Они обладают самой высокой плотностью среди горных пород – 3560 кг/м<sup>3</sup>. Эклогиты образуются при высоких температурах и давлении, встречаются в виде тектонических тел (будин) и слоев в метаморфических комплексах. Неизмененные эклогиты содержат травяно-зеленый пироксен (омфацит) и яркий гранат (пироп-альмандин) оранжево-красного и малинового цветов. Вокруг порфиробластовых гранатов возможно развитие оторочек кварца [Линникова, 2009]. В качестве второстепенных и акцессорных минералов могут присутствовать слюда – фенгит, глаукофан, рутил, при диафторезе появляются роговая обманка, хлорит и эпидот.

Шубинское месторождение рутилоносных эклогитов расположено в 2.5 км к северо-западу от с. Шубино Кувандыкского района Оренбургской области. С 1958 г. здесь пройдены десятки скважин, разведочные траншеи и шахта. Нами проведено макроописание отобранных образцов эклогитов. Цвет основной массы породы изменяется от темно-зеленого до синевато-черного в зависимости от количества вторичных минералов: глаукофана и роговой обманки. Содержание граната (альмандина) достигает 30 %. Встречаются участки слюдистых неясно-полосчатых эклогитов. Обнажения эклогитов и отвалы разведочных траншей Шубинского месторождения могут рассматриваться как один из пунктов обзорной геологической экскурсии [Чибилев и др., 2000].

# Литература

*Линникова О.Л.* Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал). Дипломная работа. Екатеринбург: УГГУ, 2009.

Чибилев А.А., Мусихин Г.Д., Петрищев В.П., Павлейчик В.М., Сивохип Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 2000. 400 с.

В.С. Гончаров

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

## Физические свойства минералов группы сульфатов

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Сульфаты являются одной из основных групп минералов, известных в современной минералогии. Неорганические сульфаты являются ионными соединениями и содержат анион  $SO_4^{2-}$ . Большинство из них образуют кристаллы; средние и кислые сульфаты, как правило, растворимы в воде [Химический..., 1983]. Нерастворимыми являются сульфаты тяжелых щелочноземельных металлов (барит  $BaSO_4$ ), сульфаты легких и щелочноземельных металлов (гипс  $CaSO_4$  и целестин  $SrSO_4$ ) и сульфат свинца плохо растворимы. Основные сульфаты обычно малорастворимы или нерастворимы либо гидролизуются. В настоящий момент на Урале установлено 129 минеральных видов сульфатов, из них половина имеет техногенную природу. Водные сульфаты – один из главных загрязнителей природной среды.

Для изучения физических свойств сульфатов были выбраны гипс, ангидрит, барит, целестин, халькантит, мирабилит и тенардит. С этими минералами проведено несколько экспериментов.

1. Качественный анализ катионов определен методом окрашивания пламени. Окраска пламени: Си – синий, Na – желтый, Ba – желто-зеленый, Sr – красный.

2. Путем частичной дегидратации (нагрев) образцов гипса получен гипсовый цемент (алебастр) и вычислена теоретическая масса алебастра. Определена растворимость гипса в воде в зависимости от температуры и рН. Выявлены особенности строения кристаллической структуры гипса путем наблюдения за ростом и ориентировкой кристаллов халькантита на свежей поверхности кристалла гипса и на стекле. В результате кристаллы халькантита расположились хаотично на стекле и ориентировано на гипсе.

3. Наиболее трудным оказалось выращивание кристаллов мирабилита в насыщенном растворе, помещенном в холодильник. Полученные кристаллы прозрачного мирабилита затем использовались для изучения процесса дегидратации в течение трех суток. Построен график проведения эксперимента.

## Литература

Химический энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1983. 791 с.

**Е.С. Поздеева** Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

# Зубы акул родов *Squalicorax* и *Pseudocorax* на местонахождении Ижберда (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

В карьере на местонахождении Ижберда в Оренбургской области была собрана коллекция 306 зубов древних акул, из них 27 зубов акул рода *Squalicorax*, а также один зуб, который является предполагаемым зубом акулы рода *Pseudocorax*. Для сравнения из коллекции Клуба юных геологов-экологов привлечено около 500 зубов акул рода *Squalicorax*, в том числе 15 крупных зубов размером более 22 мм, сходных с таковыми рода *Squalicorax plicatus*.

Согласно литературным данным Squalicorax – «акула-ворон» – род вымерших ламноидных (отряд *Lamniformes*) акул, существовавший в меловом периоде. Их зубы, а иногда и окаменевшие скелеты, находят в Северной Америке, Африке и Европе. *Pseudocorax* – это вымерший род акул, известный в отложениях мелового периода в Египте, Евразии и Соединенных Штатах. Название этого рода расшифровывается как «ложный ворон» из-за сходства его зубов с зубами *Squalicorax*. Первоначально род считался (вместе со своим родственником *Galeocorax*) членом семейства *Anacoracidae* (к которому принадлежит *Squalicorax*). Исследование, проведенное в 2012 г., переместило его и *Galeocorax* в новое семейство *Pseudocoracidae*, сделав его лишь отдаленно связанным со *Squalicorax*.

Таким образом, в результате работ удалось уверенно выделить два вида акул *Squalicorax kaupi* и *Squalicorax lindstromi* и определить, предположительно, два рода зубов акул *Pseudocorax* и *Ptychocorax*. Работа по изучению зубов акул рода *Squalicorax* будет продолжена.

**Е.М. Шопина** Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

## Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Аккермановский риф расположен на западной окраине г. Новотроицка на дне и в западном борту разрабатываемого ООО «ЮУГПК» карьера известняков. Визитными карточками этого рифа можно считать колонии кустистых кораллов отряда геттерокораллов, разнообразные раковины гастропод, колонии узкоконических брахиопод рода *Striatifera* отряда продуктид, среднеразмерные раковины брахиопод рода *Goniophora Yanischewsky* отряда ринхонеллид и трилобиты. Специалисты Палеонтологического института РАН (г. Москва), изучавшие раннекаменноугольные известняковые рифы, назвали его лагерштеттом.

Раковины ринхонеллид резко выделяются на светлом фоне известняков розоватым цветом, крупными ассиметричными складками и макушками, сильно сжатыми с боков. По особенностям строения раковин выделено три вида: *Goniophora montrosa, Goniophora carinata u Yanischewskyella*.

В дальнейшем Клуб юных геологов планирует провести детальные палеонтологические поиски богатых рифов на всей площади Аккермановской грабенсинклинали размером 12 × 3 км за пределами карьера. Это рекомендуемый нами геологический памятник природы Оренбургской области.

*А. Сапрыкина* Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

# Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда, Оренбургская область (научный руководитель – О.С. Чуманова)

В результате палеонтологических экспедиций сделаны находки крупных рептилий, и рядом с ними обнаружены многочисленные остатки окаменелой древесины. С помощью палеонтологической литературы описаны и изучены некоторые образцы древесины. В них хорошо просматриваются слоистость, сучки, ядро и кольца. Также наблюдаются ходы камнеточцев, что может свидетельствовать о том, что эти части дерева некоторое время находились в воде. В результате наблюдений можно предположить, что найденные фрагменты окаменелого дерева относятся к веткоподобным хвойным, возможно, болотным кипарисам *(Cupressino cladus ketensis)*.

# АННОТАЦИИ

## УДК 553.06

О возможной роли сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных месторождений. Масленников В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрена возможная роль сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных колчеданных, марганцевых, железорудных месторождений, что предполагает участие процессах гальмиролиза осадков микроорганизмов, процветающих в зонах газового просачивания (сипах). Предложенная гипотеза влияния сипового гальмиролиза на формирование железорудных, марганцеворудных, бокситовых, фосфоритовых и нефтяных месторождений может быть дополнена и другими полезными ископаемыми. Среди них, например, нефтеносные титановые руды Ярегского месторождения, цеолититы, аномальные участки накопления РЗЭ на дне современных океанов, накопление исходного золота и редких металлов в органогенных илах, после метаморфизма которых формируются золоторудные, серебряные, редкоземельные, ванадиевые, вольфрамовые и урановые месторождения.

Библ. 15.

УДК 551.21:552.11

О результатах разработки моделей рудно-магматических систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны. Косарев А.М. // Металлогения современных и древних океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Выделены геодинамические обстановки островодужного склона глубоководного желоба с оруденением Co-Cu-колчеданного типа; надсубдукционные обстановки фронтальной и развитой островных дуг с рудами Cu>Zn; надсубдукционные обстановки тыловой островной дуги с оруденением барит-колчеданно-полиметаллического типа; задуговых бассейнов с медными рудами Cu>>Zn; внутридуговых бассейнов с оруденением Zn>Cu, включая и руды с полиметаллическим уклоном. Охарактеризованы также безрудные зоны с проявлениями внутриплитного базальтового вулканизма.

Библ. 10.

#### УДК 551.2

Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал). Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В истории развития Восточно-Уральской мегазоны выделены два крупных периода – верхнедокембрийский (RF-V), с которым связаны находки алмазов метаморфогенного типа, и палеозойский (Pz). В последнем, в свою очередь, установлено пять стадий, каждая из которых обладает определенным набором магматических и рудных формаций: рифтогенная (O–S) (полиметаллические руды, флюорит), островодужная (D<sub>1-2</sub>), активной континентальной окраины (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>) (медно-порфировое, медно-скарновое, золоторудное, редкометалльное оруденение), коллизионная (C<sub>2</sub>–P<sub>1</sub>) (уран, пегматиты, тантало-ниобиевая минерализация) и платформенной активизации (P<sub>2</sub>–T) (алмазы лампроитового типа).

Библ. 10.

#### УДК 552.321.6

Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия, рудоносность. Савельев Д.Е. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности состава и рудоносности ультрамафитов мантийных разрезов офиолитовой ассоциации из различных поясов Южного Урала. Продемонстрированы закономерности изменения состава пород вкрест простирания уральских структур. Массивы лерцолитового типа встречаются только в самых западных поясах, они сложены наименее деплетированными реститами с наиболее глиноземистыми хромшпинелидами и близкими к хондритовым содержаниями РЗЭ. С запада на восток усиливается интенсивность проявления коровых метаморфических процессов: главными минералами серпентиновой группы в массивах Кракинского пояса и зоны Главного Уральского разлома являются низкотемпературные – лизардит и хризотил, а большая часть массивов восточных поясов сложены антигоритом. Ультрамафитовые массивы характеризуются крайне неравномерным распределением минеральных ресурсов, основными из которых являются хромититы. Наиболее крупные месторождения хрома сосредоточены в южной части рассматриваемой территории: уникальные залежи хромититов приурочены к Кемпирсайскому массиву (западный пояс), а многочисленные рядовые подиформные тела хромититов встречаются в пределах Аккаргинского массива (восточный пояс). Другие массивы территории обладают более ограниченными ресурсами. На основе изучения минералого-геохимических особенностей ультрамафитов предложены геодинамические интерпретации.

Илл. 1. Библ. 8.

#### УДК 550.4

Особенности формирования палеозойских палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири. Симонов В.А., Котляров А.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследования клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании перидотитов Хултурского массива в ходе падения давления от 9.4 до 2.6 кбар и кристаллизации оливина (начало образования 1555 °C), ортопироксена (1330 °C) и клинопироксена (1285–1225 °C). Образование пикритовых порфиритов Чкаловской площади происходило из расплавов с островодужными и плюмовыми характеристиками при последовательной кристаллизации оливина (1540–1490 °C, 12.8–7.0 кбар), клинопироксена (1315–1215 °C, 8.0–4.5 кбар) и амфибола (1105–1060 °C, 4.5–6.1 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

Библ. 10.

#### УДК 553.48(100)

Реакционные структуры шпинелей и происхождение троктолитов Бушвельда, Южная Африка. Юдовская М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрено происхождение шпинель-силикатных симплектитов в троктолитах Бушвельда. Приводятся доказательства в пользу того, что симплектиты разных типов и связанные с ними другие реакционные текстуры образовались при взаимодействии габброидных расплавов и оливинсодержащих кумулатов в резидентной камере. Химический состав шпинели в симплектитах отражает прогрессирующую, хотя и неравномерную дифференциацию снизу вверх, которая связана не с эволюцией в закрытой камере, а с множественными внедрениями из промежуточного очага.

Библ. 5.

#### УДК 553.461

**Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис.** Кислов Е.В., Каменецкий В.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Развитие зерен хромита в интерстициях силикатов, постоянство его состава, идиоморфизм, повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита, отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом, ксеноморфный высокохромистый хромит, ассоциация с хромсодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения, совместный рост хромита с уваровитом, преобладание во включениях в хромите минералов с Na и H<sub>2</sub>O, включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массикота, включение лаурита с кристаллографически ограненным включением халькозина,присутствие хромита в скарне по диабазам и состав апатита свидетельствуют о том, что хромит не был источником Cr для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса.

Илл. 2. Библ. 12.

#### УДК 551.351, 553.068

Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных отложений. Рахимов И.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В разрезе пермских отложений в Южном Предуралье обнаружено новое россыпное хромитовое рудопроявление, названное Сабантуйским. Россыпь приурочена к прибрежно-морским песчаникам казанского яруса и содержит пласты хромитолитов мощностью 1–130 мм и содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.9–17.2 мас. %. Состав хромитов соответствует хромитам из офиолитовых ассоциаций. Источник хромитов не установлен, но его выяснение в перспективе имеет большое значение для реконструкции среднепермских тектономагматических событий в Южном Предуралье.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

#### УДК 553.068.5.

Численное прогнозирование потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива. Лаломов А.В., Бочнева А.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В пределах северной периферии Ловозерского массива (Кольский полуостров) выделены основные факторы формирования редкометалльных лопаритовых россыпей ближнего сноса. Произведена формализация (численная оценка) факторов; выработаны мультипликативные показатели, отражающие россыпной потенциал территорий; произведена оценка эффективности разработанных показателей на эталонных объектах северной периферии массива. Разрабатываемая методика позволяет автоматизировать процесс прогнозирования редкометалльной россыпной металлоносности.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

#### УДК 553.46

Сравнение состава хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье). Вурмс Д.М., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведено сравнение состава хромшпинелидов из хромититов рифтогенного Йоко-Довыренского расслоенного и островодужного Маринкина концентрически-зонального массивов, близких по месторасположению, составу и возрасту. Шпинелид Маринкина массива относится к хромит-герциниту (Fe<sub>0.4-0.95</sub>Mg<sub>0.05-0.6</sub>)(Al<sub>0.3-1.3</sub>Cr<sub>0.3-1.3</sub>Fe<sub>0.2-1.3</sub>)O<sub>4.0</sub>, а Йоко-Довыренского – к шпинели (Mg<sub>0.6-0.8</sub>Fe<sub>0.2-0.4</sub>)(Al<sub>0.2-1.2</sub> Cr<sub>0.02-0.9</sub>Fe<sub>0.1-0.4</sub>)O<sub>4.0</sub>. Это отражает различия в их генезисе: хромититы Йоко-Довыренского интрузива являются высокохромистыми эндоскарнами магматического этапа, а хромититы Маринкина плутона – метаморфогенными, сформированными при регенерации дунитов.

Илл. 2. Библ. 10.

#### УДК 553.261:553.430

Рений в молибдените порфировых месторождений Урала: региональная эволюция. Плотинская О.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены вариации содержаний Re в молибдените порфировых месторождений в процессе эволюции Уральского региона от островодужной стадии до коллизионной. Изучена зависимость средних геометрических значений содержаний Re в молибдените от основных геохимических параметров порфировых месторождений и материнских интрузивных пород. Значимая положительная корреляция существует между содержанием Re и абсолютным возрастом месторождений. Установлена отрицательная зависимость между содержанием Re и количеством SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, суммой щелочей, суммой РЗЭ и отношениями La/Yb и Sm/Yb в породах, ассоциирующих с порфировым оруденением. Наиболее высокие содержания Re зафиксированы в молибдените месторождений, связанных с субдукцией в обстановке океанических островных дуг (Томинское, Зеленый Дол, Вознесенское), значительно более низкие – в

молибдените месторождения Бенкала, образовавшемся в обстановке активной континентальной окраины, и самые низкие – в месторождениях, связанных с коллизионными процессами (Талицкое). Показано, что изменение содержаний Re в молибдените отражает эволюцию как отдельных островодужных террейнов, так и Уральского региона в целом.

Илл. 2. Библ. 7.

#### УДК 553.065.1

Барит-свинцовое оруденение в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан): условия локализации, состав, генезис. Брусницын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены данные о геологических условиях залегания, минеральном составе и текстурах баритгаленитовых руд месторождения Ушкатын-III в Центральном Казахстане. Изучен изотопный состав серы в барите и галените, углерода в кальците рудовмещающих известняков. Показано, что рудные залежи накапливаются при разгрузке гидротермальных растворов в пределах еще формирующейся рифовой постройки.

Библ. 7.

### УДК 553.435:549.324.31 (470.5)

Минералого-геохимические особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала. Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюпова Н.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведен сравнительный анализ пиритовых конкреций из рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала, ассоциирующих с сульфидно-черносланцевыми (Сафьяновское), сульфидно-карбонатно-гиалокластитовыми (Талганское) и сульфидно-серпентинитовыми (Дергамышское) диагенитами. Конкреции имеют сходное строение и состоят из ядра раннедиагенетического мелкокристаллического пирита и каймы позднедиагенетического крупнокристаллического пирита. Конкреции замещаются аутигенным сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами (Сафьяновское), сфалеритом, халькопиритом и галенитом (Талганское), а также пирротином, кубанитом и халькопиритом (Дергамышское). В составе конкреций отмечаются различные ассоциации акцессорных минералов с преобладанием галенита и блеклых руд, различных теллуридов и сульфоарсенидов Со и Ni. Ядра конкреций обогащены большинством элементов-примесей в отличие от кайм. Конкреции пирита из сульфидночерносланцевых диагенитов обогащены большинством элементов-примесей, что связано с повышенной сорбционной способностью осадков, обогащенных органическим веществом. Конкреции пирита из сульфидно-карбонатно-гиалокластитовых диагенитов концентрируют элементы-примеси из морской воды, гиалокластитов и обломков руд с многочисленными включениями акцессорных минералов, содержащих Pb, Sb, Te. Конкреции из сульфидно-серпентинитовых диагенитов содержат высокие концентрации Со и Ni – типичных микроэлементов ультраосновных пород и первичных руд месторождения.

Илл. 2. Библ. 10.

## УДК 553.3.071

Редкие минералы марганцевых пород Учалинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). Жданова Л.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты исследования образцов марганцевых пород Учалинского месторождения. В образцах впервые диагностированы редкие минералы саркинит, свабит, черновит и РЗЭ эпидот. Приведены химические составы и коэффициентов формул минералов. Выявлены минеральные ассоциации, в состав которых входят найденные редкие минералы.

Табл. 2. Библ. 5.

#### УДК 55.553.2

Состав и особенности формирования медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ащебутакском месторождении (Орское Зауралье). Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе показаны результаты изучения вещественного состава рудной минерализации Западно-Ащебутакского медно-цинкового месторождения методами оптической микроскопии, РФА и ИСП МС. Минеральный состав руд представлен сульфидами меди и цинка. По морфологическим признакам выделяется до трех генераций главных рудных минералов (пирит, халькопирит и сфалерит), характеризующих различные стадии формирования медно-цинковой минерализации сплошного (массивного) и прожилково-вкрапленного типа. В химическом составе руд присутствует множество элементов-примесей, из которых повышенные концентрации демонстрируют Pb, As, Cd, Sb, Co и P3Э. По данным корреляционного анализа выделяются две устойчивые парагенетические ассоциации химических элементов: Cu-Fe-Co-As-Sb и Zn-As-Sb-Cd-Ba, которые связаны с определенными минеральными парагенезисами. В результате последовательного поступления порций рудоносных растворов разного химического состава образовались медноколчеданные и полиметаллические типы руд.

Илл. 2. Библ. 10.

#### УДК 553.435:549

Минеральный состав надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточные Понтиды). Аюпова Н.Р., Сафина Е.В. // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрен минеральный состав пород надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос, сложенной из переслаивающихся госсанитов, разноцветных аргиллитов и гиалокластогенных песчаников кислого состава. Для всех разновидностей пород характерно присутствие неравномерно преобразованного гиалокластического материала в глинисто-кремнистую массу как результат процессов гальмиролиза. Наиболее высокие содержания сульфидного материала, тонкодисперсных оксидов железа и кварца характерны для госсанитов, перекрывающих обломочные руды, формирование которых связано с окислением сульфидного материала. Появление в составе аргиллитов фрамбоидального пирита и углеродистого вещества, а также тонкой вкрапленности пирита в аргиллитах указывают на условия проявления сульфатредуцирующих процессов. Для гиалокластогенных песчаников характерно обилие карбонатного материала и хорошая сохранность раковин фораминифер, что свидетельствуют о глубинах формирования пород выше уровня карбонатной компенсации. Обилие апатита в изученных породах связано с выпадением фосфатных соединений вследствие частичного растворения примеси карбонатов в околорудных условиях. Содержание в отложениях богатой планктонной микрофауны (радиолярий и фораминифер), наличие трубчатых и бактериоморфных структур, а также углеродистого и фосфатного веществ в изученных отложениях указывают на существенный вклад биогенного материала при их формировании.

Илл. 1. Библ. 7.

#### УДК 553.435: 553.252.2: 549.321.1:549.52

Геохимия элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Ашадзе-2 (12° 58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические и термодинамические данные. Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

С помощью ЛА ИСП МС изучено распределение элементов-примесей в изокубаните, халькопирите, пирите, борните и ковеллине из окисленных медных руд гидротермального поля Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет). Изокубанит характеризуется наибольшими содержаниями Со (4797 г/т; здесь и далее – медианные значения). Халькопирит концентрирует больше всего Au (7.41 г/т). Борнит содержит наибольшие количества Se (1032 г/т), Sn (80 г/т) и Te (32 г/т). Кристаллический пирит является основным носителем Mn (139 г/т). Ковеллин, замещающий изокубанит, характеризуется наибольшими содержаниями Sr (7 г/т), Ag (107 г/т) и Bi (1.92 г/т). Ковеллин по пириту накапливает V (27 г/т), Ga (4 г/т) и In (7 г/т). Изокубанит-халькопиритовые агрегаты в измененном габбро содержат наибольшие количества Ni (5793 г/т), Zn (7173 г/т), As (73 г/т), Mo (65 г/т), Cd (19 г/т), Sb (166 г/т), Tl (19 г/т) и Pb (30 г/т). Геохимия элементов-примесей сульфидов определяется локальными условиями образования. Подводное окисление приводит к образованию ковеллина и его обогащению большинством элементов-примесей по сравнению с первичными минералами в результате растворения в нагретой морской воде включений самородного золота, галенита и клаусталита, что подтверждается термодинамическим моделированием.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9

#### УДК 552.3

Околорудные метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез. Киасс: ЮУ ФНЦ МиГ Уро РАН, 2021.

В работе приведены результаты минералого-петрографического исследования пород полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Установлено, что породы рудовмещающей и перекрывающей толщ имеют специфические изменения, которые проявлены в карбонатизации и серицитизации перекрывающей толщи, анкеритизации мраморов, также развитии эпидотовых скарноидов и хлоритолитов на контакте мраморов и диоритовых порфиритов.

Библ. 8.

## УДК 553.07

Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрены текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак на Южном Урале с целью определения генезиса руд. Руды имеют вкрапленную, прожилково-вкрапленную, массивную, брекчиевую, цементную, пятнистую, прожилковую текстуры. Предполагается, что внедрение диоритовых порфиритов Биргильдино-Томинского комплекса способствовало рудоотложению в постмагматическую стадию.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

#### УДК 553.21/.24(571.55)

Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe-скарнового месторождения Култума (Восточное Забайкалье). Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушников В.П. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования изотопного состава серы в сульфидах Култуминского Au-Cu-Fe-скарнового месторождения. В последовательности парагенетических ассоциаций от пирит-арсенопиритовой к халькопирит-пирротиновой и полиметаллической выявлено обогащение изотопного состава серы. Это подтверждает невозможность образования данных температурных парагенезисов из раствора, эволюционирующего только лишь на фоне снижения температуры в ходе рудоотложения. Закономерное обогащение сульфидов каждой последующей генерации тяжелым изотопом можно объяснить возрастанием величины pH рудных растворов по мере взаимодействия с вмещающими карбонатными породами и контаминацией серой осадочных сульфатов.

Илл. 1. Библ. 7.

#### УДК 622.7.016.3:543.22

Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов при проведении рентгенофлуоресцентного анализа геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс». Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Работа посвящена решению задачи обеспечения геологоразведочных работ на рудниках ТОО «Корпорация Казахмыс» переносными и лабораторными энергодисперсионными рентгенофлуоресцентными (EDXRF) спектрометрами, обеспечивающими максимально полный охват списка утвержденных балансовых компонентов в рудах. Список насчитывает 15 элементов: Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Re, S (сульфидная), Se, Te, Mo, Cd, As, Co, In, Hg. B сегменте лабораторных спектрометров предложен спектрометр РЛП-21Т разработки 2020 г., который в режиме «Общая La» обеспечивает рентгенофлуоресцентный анализ геологоразведочных проб на 42 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S<sub>oбш</sub>, SiO<sub>2</sub>, Mo, Se, CaO, Mn, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P, R, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO<sub>4</sub>, Ta, W, Hg, Bi, Th, U, In, Te) и закрывающий 13 элементов списка. В сегменте переносных спектрометров предложен спектрометр РПП-12Т, который обеспечивает рентгенофлуоресцентное опробование керна скважин и руд по стенкам горных выработок на 34 элемента (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U) и закрывает 11 элементов списка.

Илл. 2. Табл. 2.

## УДК: 553.41

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал). Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Сиратурское золоторудное месторождение расположено в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. Его рудная зона приурочена к области тектонического сочленения серпентинитов Нуралинского массива и субмеридиональной полосы углеродистых сланцев ордовикской поляковской свиты. В черносланцевых отложениях Сиратурского месторождения золоторудная минерализация представлена золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым. Самородное золото в рудах первого типа имеет пробность 670–820 ‰, второго – 940–970 ‰. Месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу.

Илл. 2. Библ. 10.

#### УДК 553.41

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Собиров А.Ф. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности вещественного состава турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Установлено присутствие самородного золота двух генераций, отличающихся морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация представлена самородным золотом умеренно и высокой пробности прожилковидной морфологии, связанным с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах железа, вероятно, псевдоморфно заместивших первичные сульфиды. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и сглаженно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита. Состав турмалина близок метаморфогенным дравитам-оксидравитам орогенных золоторудных месторождений. Подобная золото-кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с золоторудными объектами Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 9.

#### УДК 549.283; 553.411.071

Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал). Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования самородного золота из россыпей долины р. Миасс на Южном Урале. Методами СЭМ и РСМА изучены особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота. Полученные данные позволили сделать вывод о связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками в верховьях водотоков и о подчиненном значении промежуточных коллекторов в процессе формирования аллювиально-делювиальных россыпных объектов долины р. Миасс.

Илл. 2. Библ. 6.

#### УДК 553.411.071

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал. Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Чебыкин Н.С. // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты изучения коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургоякского массива на Южном Урале. Золото-серебряное оруденение отмечено в кварцевых жилах, пространственно связанных с кварц-альбитполевошпатовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами. В жилах содержание Au достигает 30 г/т. Высокие содержания связаны с минералами золота, среди которых диагностированы самородное золото, электрум, сильванит, гессит, ютенбогаардтит. Состав самородного золота из кварц-золото-сульфидных жил позволяет рассматривать Тургоякский массив как один из коренных источников золота в россыпях р. Миасс.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

#### УДК 549.27; 553.21

Типы хромит-платиновых агрегатов в коренных месторождениях в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования хромит-платиновых агрегатов из хромититов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала и связанных с ними россыпей. С использованием СЭМ и дифракции обратно рассеянных электронов охарактеризовано внутренне строение основных типов хромит-платиновых срастаний. Полученные результаты позволили прийти к выводу об определяющей роли магматических процессов в формировании хромит-платиновых агрегатов в массивах Урало-Аляскинского типа.

Илл. 1. Библ. 13.

#### УДК 549.27; 553.21

Ассоциации минералов платиновой группы из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе охарактеризованы ассоциации минералов платиновой группы (МПГ) в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Северного Урала – массива Желтая Сопка и массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское, Иовское дунитовые тела). Проведена их сравнительная характеристика, в результате которой установлено, что ассоциации МПГ этих массивов, в целом, соответствуют ассоциациям массивов Среднего Урала. Сделан вывод о неоправданности разделения зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского платиноносного пояса с точки зрения ассоциаций МПГ на два разновременных комплекса – конжаковский и качканарский. При этом ассоциация МПГ каждого из исследуемых массивов обладает индивидуальными особенностями, которые связаны, скорее всего, с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались эти массивы.

Илл. 2. Библ. 10.

#### УДК 553.08

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано распределение Au и Ag в разрезе техногенно-минеральных образований хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Обнаружено, что за период более 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото и серебро в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного обогащения в основании хвостохранилища. В техногенных отложениях золото и серебро существенно укрупнились как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованных минералов.

Илл. 2. Библ. 5.

#### УДК 553.086:549.271

Акцессорная благороднометалльная минерализация из ультрамафитов Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян). Юричев А.Н. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены особенности акцессорной благороднометалльной минерализации, впервые выявленной в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна. Показаны типоморфизм и химический состав минералов платиновой группы (МПГ), которые характеризуются Pd-Pt специализацией. Постоянное присутствие Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах, а ведущая роль потарита среди МПГ указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

### УДК 553.2

Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды из Мангазейского серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия). Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Показано, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении (Восточная Якутия) блеклая руда и сульфоантимониты Ag и Ag-Pb являются концентраторами высокотехнологичных металлов. Согласно новой номенклатуре тетраэдритовой группы блеклая руда на месторождении по содержанию Ag относится к фрейбергитовой серии и представлена кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). Изучена зональность серебросодержащей блеклой руды. В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), сосуществующего со сфалеритом (165–280 °C).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

#### УДК 553.411.071

Вещественные и морфологические особенности самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край). Павлова М.А., Червоник Н.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано самородное золото из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного, расположенных в восточной краевой части Ульбейского гранитоидного массива Нюдско-Куйдусунского габбро-гранодиорит-гранитного ряда. Золото характеризуется сложными, разнообразными морфологическими очертаниями (от изометричной, комковатой до нитевидной, игольчатой, уплощенной), слабой окатанностью, малой мощностью высокопробных кайм, а также сходной пробностью золота в центральных частях зерен (около 727 ‰). Таким образом, совпадение морфологических особенностей и состава золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного свидетельствует об их общем коренном источнике, расположенном в непосредственной близости от россыпей.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

## УДК 550.42

**Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие).** Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

По петрохимическим и геохимическим параметрам метавулканиты еремкинской и александровской толщ Кочкарского антиклинория относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты последней из них близки натровым базальтам известково-щелочной серии. Гранитоиды мигматитовой формации Восточно-Уральского поднятия фиксируют собой ядра куполов, сформированных в верхнем рифее-венде за счет пород сланцевого комплекса. Более молодые палеозойские гранитоидные формации образовались в рифтогенной, окраинно-континентальной и коллизионной геодинамических обстановках.

Илл. 1. Библ. 10.

### УДК 553.41

**Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал).** Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В статье приводятся результаты исследований минералогических и геохимических особенностей черных сланцев Кумакского рудного поля с применением современных методов исследований. Диагностированы редкометалльные и РЗЭ минералы. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в углеродистых сланцах не накапливаются.

Илл. 2. Библ. 8.

#### УДК 552.321.6

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал. Гатауллин Р.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты минералого-геохимического изучения особенностей перидотитов Северного Крака (Южный Урал). Массив сложен шпинелевыми лерцолитами с подчиненным значением шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии становление лерцолитов произошло при температурах 600–770 °C. Эти данные интерпретированы как результат длительного переуравновешивания оливин-хромшпинелидовой ассоциации в субсолидусных условиях, в том числе, при пластическом течении.

Илл. 2. Библ. 8.

#### УДК 55. 552.163

Реконструкция первичной природы пород зеленокаменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы состав и первичная природа породных комплексов архей-протерозойского кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. В основу работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического изучения метаморфических пород кристаллического фундамента в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулито-гнейсовых ядер. Установлено, что исходными породами для формирования амфиболовых гнейсов подвижного пояса послужили мафитовые породы отрадненской серии магматогенной природы. В архейское время магматогенные породы испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое они подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Илл. 2. Библ. 10.

#### УДК 552.086 / 552.23

Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система). Вантеев В.В., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучены вулканические породы района сапфироносной россыпи Нарын-Гол в бассейне р. Джида (Байкальская рифтовая система). Вулканиты района подразделены на два типа: «вершинные» фонотефриты и «долинные» базальты и трахибазальты. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель и другие.

Предполагается, что «вершинные» вулканиты являются источником сапфира и санидина, а «долинные» – пироксенов и граната.

Табл. 2. Библ. 5.

#### УДК 552.321.5/6

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье. Трофимов А.В., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Кивельевский концентрически-зональный массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Бурятии. В его центральной части находятся тела дунитов и перидотитов. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами. Среди ультраосновных пород преобладают дуниты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к нормальному ряду, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Для основных пород характерны значительные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро по химическому составу имеют четкий разрыв с гипербазитами по содержаниям SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. Основные породы обладают умеренной железистостью (Fe преобладает над Mg), высокой глиноземистостью и низкой титанистостью.

Библ. 4.

#### УДК 551.14:551.215

**Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия).** Зубакова Е.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Пироксениты и карбонат-полевошпатовые породы Ханинского массива (Алданский щит) по минеральному составу и особенностям состава минералов сходны с таковыми из калиевых щелочных комплексов. Особенности химического состава минералов также сопоставимы, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит, амфибол. В отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерен оливин, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Илл. 2. Библ. 8.

#### УДК 552.111

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа. Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, в апатитах Ошурковского массива. Показано, что в метагаббро Ошурковского массива апатит является одним из минералов-концентратов F, SO<sub>3</sub>, РЗЭ, Li и Sr.

Илл. 1. Библ. 3.

#### УДК 552.45

Особенности формирования кремнеземного сырья горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Кабанова Л.Я., Корекина М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Методами оптической спектроскопии и термометрии изучены породы горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих кремнезем и железо. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем) и иногда гематитом и присутствие

многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников составляют 259–155 °C, что характерно для стадии диагенеза. Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко- мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений на горе Аптечной (311– 153 °C) обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Илл. 1. Библ. 9.

## УДК 553.8(470.5)

Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале. Ахматова Л.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты изучения зональных кристаллов рубина и розового сапфира из амфиболитов Нижнеалабашского проявления на Среднем Урале. По морфологическим особенностям выделены две основные группы. Для первой группы характерна насыщенная ярко-красная окраска и множество включений герцинита. Ко второй группе отнесены сапфиры пурпурно-розового цвета с трещинами отдельности. Рубины и розовые сапфиры обеих групп имеют зональную окраску и ярче окрашены в центральной части, в которой содержание Cr в пять раз выше, чем в краевых частях.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

## УДК 553.078.2

Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал). Карасева Е.С., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы рудные желваки Полдневского месторождения демантоида на Среднем Урале, встреченные в ассоциации с демантоидом. В составе желваков установлены самородная медь, серебро, миллерит, хизлевудит, пентландит, куприт. Демантоид и рудные желваки имеют парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 1.

#### УДК 550.42

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал). Богданова А.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследован петрохимический и РЗЭ состав пород, слагающих дунит-верлит-клинопироксенитгаббровый комплекс массива Рай-Из (Полярный Урал). Состав клинопироксенов из клинопироксенитов соответствует клинопироксенам из офиолитовых комплексов. Закономерное распределение содержаний РЗЭ в породах согласуется с реакционной гипотезой формирования полосчатого комплекса.

Илл. 2. Библ. 11.

#### УДК 553.69

Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область. Резникова О.Г., Блинова С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе уточнен химический состав и текстурно-структурные особенности доломитов Данковского месторождения в Липецкой области и определена наиболее продуктивная толща для добычи полезного ископаемого. В некоторых случаях в доломитах обнаружены повышенные содержания вредных веществ.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

## УДК 549.08

Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород. Глухов М.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Магнитные микросферулы, обнаруженные в фанерозойских разнофациальных осадочных отложениях Восточно-Европейской платформы, имеют сферичную форму с преобладающим размером диаметра 5–50 мкм. Поверхности микросферул имеют дендритную, скелетную, перьевидную, чешуйчатую и блочно-мозаичную текстуры. На поверхности обнаруживаются грани октаэдрического, кубооктаэдрического и ромбоэдрического габитуса. Минеральный состав микросферул представлен магнетитом с примесью SiO<sub>2</sub> и ферритов (Al, Ca, Mg, Ni, Cr, Ti, Mn, Cu, Zn). Сравнение данных о строении и составе с техногенными и вулканогенными магнитными микросферулами показало значительные различия в форме, размерах, внутреннем строении и содержании примесей.

Илл. 3. Библ. 10.

## УДК 551.14:551.215

Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод. Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучено распределение химических элементов в костной ткани пермских тетрапод, используя микрорентгенофлуоресцентный анализ, методы оптической и электронной микроскопии. Выявлены отличия в распределении микроэлементов во вмещающей породе и костной ткани, а также в составе химических элементов для разных местонахождений.

Илл. 2. Табл. 1. Библ.6.

## УДК 553.086

Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения. В.Д. Бровченко, М.В. Меркулова, Й. Ситтнер, А.Д. Ренно // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Целью данной работы является изучение формы нахождения палладия в пентландите и минералах платиновой группы из руд Норильских месторождений. С помощью метода спектроскопии рентгеновского поглощения были получены данные, позволяющие узнать характеристики атома (метод XANES) и его окружение (метод EXAFS). Сравнение спектров поглощения палладия в пентландите из ортомагматических руд г. Рудная, палладия в металлической форме, а также палладия из наиболее распространенных минералов платиновой группы норильских руд показало, что палладий в пентландите входит в структуру минерала, вероятнее всего, замещая атомы железа и никеля.

Илл. 1. Библ. 9.

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие
Часть 1. Общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов
Масленников В.В. О возможной роли сипового биогальмиролиза
в формировании субмаринных месторождений5
Косарев А.М. О результатах разработки моделей рудно-магматических
систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов
Магнитогорской островодужной мегазоны10
Сначев В.И. Геодинамические условия формирования Восточно-
Уральской мегазоны (Южный Урал)13
Савельев Д.Е. Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия,
рудоносность
Симонов В.А., Котляров А.В. Особенности формирования палеозойских
палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых
комплексов Западной Сибири20
<i>Юдовская М.А.</i> Реакционные структуры шпинелей и происхождение
троктолитов Бушвельда, Южная Африка
Часть 2. Месторождения черных, редких и редкоземельных металлов
Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Хромититы Главного Сарановского месторождения,
Пермский край: минеральный состав и генезис
Рахимов И.Р. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном
Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных
отложений
Лаломов А.В., Бочнева А.А. Численное прогнозирование потенциала россыпей
на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых
россыпей Ловозерского массива34
Вурмс Д.М., Кислов Е.В. Сравнение состава хромшпинели хромититов
Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального
ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье)
Часть 3. Месторождения цветных металлов
Плотинская О.Ю. Рений в молибдените порфировых месторождений Урала:
региональная эволюция41
Брусницын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. Барит-свинцовое оруденение
в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан):
условия локализации, состав, генезис44
Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюпова Н.Р. Минералого-геохимические
особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных
месторождений Урала47
Жданова Л.Р. Редкие минералы марганцевых пород Учалинского
медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал)52
<i>Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф</i> . Состав и особенности формирования
медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ащебутакском
месторождении (Орское Зауралье)55
Аюпова Н.Р., Сафина Е.В. Минеральный состав пород надрудной слоистой

пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос	
(Восточный Понтиды)	7
Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. Влияние морской воды на	
перераспределение элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля	
Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические	
и термодинамические данные	1
Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А. Околорудные	
метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал) 6	4
Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А. Текстурные особенности руд стратиформного	
свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал)	8
Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушников В.П. Изотопный состав	
серы сульфидных руд Au-Cu-Fe скарнового месторождения Култума	
(Восточное Забайкалье)	1
Бровченко В.Д., Меркулова М.В., Ситтнер Й., Ренно А.Д. Форма нахождения Pd	
в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии	
поглощения	5
Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А. Решение задачи	
максимального охвата балансовых компонентов при проведении	
РФА геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс»	8
Часть 4. Месторождения благородных металлов	
Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р. К истории формирования	
Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал)	3
Собиров А.Ф. Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-	
Сухтелинского участка (Южный Урал)8	6
Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В. Особенности	
морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской	
россыпной зоны (Южный Урал)9	0
Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Чебыкин Н.С. Золото-серебряное	
оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал	3
Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В.	
Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений	
в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях9	8
Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Ассоциации минералов	
платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов	
Северного Урала1	01
Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д. Золото и серебро в	
техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески	
(Салаирский кряж)1	05
Юричев А.Н. Акцессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах	
Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) 1	.09
Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю. Ассоциации, химизм, неоднородность и условия	
образования серебросодержащей блеклой руды Мангазейского серебро-	
полиметаллического месторождения (Восточная Якутия) 1	14
Павлова М.А., Червоник Н.С. Вещественные и морфологические особенности	
самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного	
(Хабаровский край)1	18
## Часть 5. Осадочные, вулканогенные, метаморфические комплексы

Сначев В.И. Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и	
гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)	122
Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. Геохимические особенности черных	
сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)	125
Гатауллин Р.А. Минералого-геохимические особенности и условия образования	
лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал	128
Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р. Реконструкция первичной природы пород зелено-	
каменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской	
нефтегазоносной провинции	. 133
Вантеев В.В., Кислов Е.В. Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол	
(бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система)	. 136
Трофимов А.В., Кислов Е.В. Петрология Кивельевского концентрически-зонального	
ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье	138
Зубакова Е.А. Минеральный состав пород Ханинского массива	
(Алданский щит, Якутия)	141
Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А., Батуева А.А. Апатитовая минерализация	
Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье:	
данные ЛА ИСП МС анализа	144

# Часть 6. Нерудное сырье, актуальные геолого-минералогические и геохимические исследования

Кабанова Л.Я., Корекина М.А. Особенности формирования кремнеземного	
сырья горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал)	147
Ахматова Л.А. Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов	
Алабашского проявления на Среднем Урале	150
Карасева Е.С., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. Рудные желваки в ассоциации	
с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении	
(Средний Урал)	153
Богданова А.Р. Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-	
габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)	155
Резникова О.Г., Блинова С.А. Особенности состава доломитов Данковского	
месторождения, Липецкая область	159
Глухов М.С. Диагностика генетических признаков магнитных микросферул	
из осадочных пород	162
Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. Особенности распределения	
химических элементов в костной ткани пермских тетрапод	166

## Краткие сообщения

Якимова О.Н., Ракова О.В., Гаврилкина С.В., Тихонова С.А., Крупнова Т.Г.	
Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского	
угольного разреза (Южный Урал)	172
Попова Д.А., Ракова О.В, Гаврилкина С.В., Крупнова Т.Г. Мониторинг	
мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных	
в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска	173
<i>Дударева В.М.</i> Фосфориты Ижбердинского месторождения глин	
(Оренбургская область)	175
Терехова А.С. Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область)	175

Металлогения древних и современных океанов-2021

Гончаров В.С. Физические свойства минералов группы сульфатов	176
Поздеева Е.С. Зубы акул родов Squalicorax и Pseudocorax на местонахождении	
Ижберда (Оренбургская область)	176
Шопина Е.М. Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область)	177
Сапрыкина А. Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда,	
Оренбургская область	177
Аннотации	179

## CONTENT

Part 1. General problems of geology and metallogeny of paleooceanic complexes
Maslennikov V.V. A possible role of seep biohalmyrolysis in the formation
of submarine deposits5
Kosarev A.M. Results of the development of models of ore-magmatic systems
of sulfide-bearing Devonian volcanic complexes of the Magnitogorsk
island-arc megazone10
Snachev V.I. Geodynamic features of the formation of the East Uralian Megazone
(South Urals)13
Saveliev D.E. Ultramafic belts of the South Urals: mineralogy, geochemistry,
ore potential17
Simonov V.A., Kotlyarov A.V. Features of the formation of the Paleozoic paleooceanic
clinopyroxene-bearing ultramafic complexes in West Siberia20
<i>Yudovskaya M.A.</i> Reaction structures of spinels and the origin of the Bushveld troctolites, South Africa
Davt 2 Formous none motal and DEF danasits
<i>Visloy F.V. Kamanatsky VS. Chromitites of the Main Sarana denosit. Derm krai:</i>
<i>Ristov E.v., Rumenetsky v.S.</i> Chromittes of the Main Saraha deposit, Felli Kiai.
<i>Pakhimou I.P.</i> The unique Schentury chromite paleonlocar in the South Urals, the
first data on goology lithology and minoralogy of ore bearing addimenta
Inst data on geology, hubology and mineralogy of ore-bearing sediments
formalization of algoer formation factors, example of languite algoers
of the Levergere relation actors: example of topartic placers
of the Lovozero pluton
vurms D.M., Kistov E.V. Comparison of the composition of the chromite
of chromities of the Yoko-Dovyren stratified and Marinkin concentric-zonal
uluananc-mane massiis (Notui Baikai region)
Part 3. Base metal denosits
<i>Plotinskava O Yu</i> , Rhenium in molybdenite of the Urals porphyry deposits: regional
evolution 41
Brusnitsvn A I Perova E N Sadykov S A Barite-lead mineralization
in reef limestones of the Ushkatyn-III deposit (Central Kazakhstan): localization
composition and genesis 44
Safing N.P. Melekestseva I.Yu. Avunova N.R. Mineralogical and geochemical
features of pyrite nodules in sulfide diagenites of massive sulfide denosits
of the Urals 47
<i>Thdanova L R</i> Rare minerals of manganese rocks of the Uchaly conner-zinc
massive sulfide denosit (South Urals) 52
Tagirova I. R. Khasanov R. R. Kayumov I.F. Composition and formation
conditions of copper-zinc massive sulfide ores at the West Ashchebutak
denosit (Orsk Urals) 55
Avunova N.R. Safina F.V. Mineral composition of hanging wall lavered rocks
of the Lakhanos conner-zinc massive sulfide denosit (Fastern Pontides) 57
Melekestseva I Yu Maslennikov VV Tret'vakov G 4 Segwater effect and redistribution
of trace elements in sulfides of the Ashadze-? hydrothermal field
(12°58' N Mid-Atlantic Ridge): geochemical and thermodynamic data
(12 56 17, who-ratiantic Ruge), geochennear and mermodynamic data

Rozhkova E.A., Novoselov K.A., Khvorov P.V., Ryzhkova Yu.A. Ore metasomatites	
of the Biksizak polymetallic occurrence (South Urals)	64
Ryzhkova Yu.A., Novoselov K.A. Textural features of the Biksizak lead-zinc	
stratiform occurrence (South Urals)	68
Malyutina A.V., Redin Yu.O., Redina A.A., Mokrushnikov V.P. Sulfur isotopic composition	
of sulfide ores of the Kultum Au-Cu-Fe skarn deposit (East Baikal region)	71
Brovchenko V.D., Merkulova M.V., Sittner J., Reno A.D. The mode of occurrence	
of Pd in Norilsk ores according by XAS data	75
Abdrakhmanova Z.T., Kan A.N., Yun R.V., Efimenko S.A. Solution of task of maximum	
account of balance components during the RFA of geological exploration samples	
in TOO Kazakhmys Corporation	78

## Part 4. Precious metal deposits

Snachev A.V., Rassomakhin M.A., Nurieva K.R. Evolution of formation of the Siratur	
gold deposit (South Urals)	83
Sobirov A.F. Native gold from tourmaline-quartz veins of the South Sukhtelya	
are (South Urals)	86
Kozin A.K., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Mikhailov V.V. Features of morphology,	
structure and composition of native gold from Miass placer zone (South Urals)	90
Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Chebykin N.S. Gold-silver minerali-	
zation in granodiorites of the Turgoyak pluton, South Urals	93
Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Petrov S.V., Kozlov A.V. Types	
of chromite-platinum aggregates of primary deposits in clinopyroxenite-dunite	
massifs of the Urals and associated placers	98
Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Varlamov D.A. Assemblages of platinum group	
minerals of zonal clinopyroxene-dunite massifs of the North Urals	101
Khusainova A.Sh., Bortnikova S.B., Kalinin Yu.A., Greku E.D. Gold and silver	
in the technogenic mineral aggregates of the Talmovskie Peski tailing	
dump (Salair Ridge)	105
<i>Yurichev A.N.</i> Accessory precious metal mineralization in ultramafic rocks	
of the Kyzyr-Burlyuk massif (Western Sayan)	109
Lyubimtseva N.G., Anikina E.Yu. Assemblages, chemistry, heterogeneity, and formation	
conditions of Ag-bearing fahlore from the Mangazeya silver-polymetallic deposit	
(East Yakutia)	114
Pavlova M.A., Chernovik N.S. Compositional and morphological features of native	110
gold placers of the Levy Dzhanku and Granitny creeks (Khabarovsk krai)	118
Davt 5. Sadimentary imaging and metamounkin complexes	
<i>Fact</i> 5. Sedimentary, igneous and metamorphic complexes	
of the Kochker Anticlinorium (Fast Uralian Unliff)	122
Kolomosts A.V. Snachay A.V. Rassomakhin M.A. Geochemical features of black shales	122
of the Kumak ore field (South Urals)	125

Gataullin R.A. Mineralogical and geochemical features and formation conditions	
of lherzolites of the North Kraka massif, South Urals	
Mirzoshoev B.R., Khasanov R.R. Reconstruction of origin of rocks of greenstone	
belts of the Precambrian basement of the Volga-Ural petroleum province	133
Vanteev V.V., Kislov E.V. Basalts of the Naryn-Gol sapphire placer area (Dzhida	
River basin, Baikal rift system)	136
• /	

Trofimov A.V., Kislov E.V. Petrology of the Kivel'evsky concentric-zonal ultramafic-	120
manc massif, North Baikal region	138
Zubakova E.A. Mineral composition of rocks of the Khaninsky massif	
(Aldan Shield, Yakutia)	141
Chuprova A.A., Badmatsyrenova R.A., Batueva A.A. Apatite of the Oshurkovo gabbro-	
pegmatite intrusion, Baikal region: LA ICP MS data	144
Part 6. Nonmetallic deposits, topical geological-mineralogical and geochemical stud	lies
Kabanova L.Ya., Korekina M.A. Features of formation of silica occurrences from	
the Mts. Aptechnaya and Orlova (Central Urals)	147
Akhmatova L.A. Zonal crystals of ruby and pink sapphire from amphibolites	
of the Alabashka deposit, Central Urals	150
Karaseva E.S., Murzin V.V., Kisin A.Yu. Ore nodules in assemblage with demantoid	
at the Poldnevskoe deposit (Central Urals)	153
Bogdanova A.R. Geochemical features of rocks of the dunite-wehrlite-	
clinopyroxenite-gabbro complex of the Rai-Iz massif (Polar Urals)	155
Reznikova O.G. Blinova S.A. Compositional features of dolomite	
of the Dankovskoe deposit. Lipetsk region	
Glukhov M.S. Identification of genetic features of magnetic microspheres from	
sedimentary rocks	162
Gaingnova A B Shilowshy O P Features of distribution of chemical elements in the	102
have tissue of Dermion totrone da	166
bone ussue of Perman tetrapous	100
Brief reports	172

Научное издание

#### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ-2021 СИНГЕНЕЗ, ЭПИГЕНЕЗ, ГИПЕРГЕНЕЗ

#### Материалы двадцать седьмой научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова

Рекомендовано к печати ученым советом Института минералогии УрО РАН

ISSN 2782-2052 (online)

Технический редактор: И.Ю. Мелекесцева Корректоры: Е.Е. Паленова, И.Ю. Мелекесцева, Н.А. Анкушева Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская

> Подписано к печати 21.04.2021. Формат 70 ×100 <sup>1</sup>/<sub>16</sub> Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 12.1 Уч. изд. л. 12.4.