# ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3-4 / 2021

**Основан в марте 1933 года**

**Журнал выходит шесть раз в год**

**УЧРЕДИТЕЛИ**

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян,
А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов,
Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,
А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

# Содержание

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

*Алексеев Я. В., Попов И. В.*
«Заявительный принцип», основные результаты работ на алмазы, благородные и цветные металлы ..... 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.*
Реликты придонной фауны в рудах колчеданных месторождений ..... 11

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Кременецкий А. А.*
Новая модель формирования Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы: концепция и базовые положения ..... 18

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Миляев С. А.*
Вторичные ореолы рассеяния в золотоносной коре выветривания месторождения Васильковское (Северный Казахстан) ..... 28

*Серавина Т. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К.*
Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерагеническая зона).. 36

*Филатов Е. И., Филатова Л. К.*
Геологическая и геохимическая специализация рудоносных формаций ..... 48

*Глухов А. Н., Тихомиров П. Л.*
Эргувеемский рудный район Восточной Чукотки: влияние тектоники рудоносных вулканоструктур на состав золото-серебряной минерализации ..... 52

ДИСКУССИИ

*Барышев А. Н.*
Вулкан Олдоиньо Ленгаи (Танзания) и сущность его современных извержений..... 60

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Памяти Виктора Петровича Орлова ..... 70

Памяти Николая Васильевича Межеловского ..... 72

Редакция: *Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова*
Компьютерная верстка: *А. Д. Юргина*

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»
Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации
№ 01217 от 03 июня 1992 г.
Подписано в печать 30.08.2021
Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru
Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology
Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10016

УДК 553.41/.8.048
© Я. В. Алексеев, И. В. Попов, 2021

# «Заявительный принцип», основные результаты работ на алмазы, благородные и цветные металлы

Представлены результаты работ на алмазы, благородные и цветные металлы по лицензиям «заявительного принципа» на территории РФ с момента начала действия механизма. Отражены ключевые аспекты изменения его нормативного регулирования. Приведены сведения об объёмах планируемого и фактического финансирования, количестве выданных лицензий, приросте запасов благородных металлов. На основе предложенных удельных показателей прироста и затрат определена результативность ГРР по лицензиям «заявительного принципа» в разрезе субъектов РФ. Установлены проблемы реализации механизма, предложены рекомендации по их устранению.

*Ключевые слова*: механизм «заявительного принципа», результативность ГРР, финансирование, прирост запасов, благородные металлы, показатели эффективности.

АЛЕКСЕЕВ ЯРОСЛАВ ВЛАДИМИРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, зав. отделом, alekseev@tsnigri.ru

ПОПОВ ИВАН ВЛАДИМИРОВИЧ, зав. лабораторией, popov@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

# Main results of the diamond, precious metal, and base metal mineral resource base reproduction using the declarative principle of licensing

Ya. V. ALEKSEEV, I. V. POPOV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The article presents the results of geological exploration for diamonds, precious metals, and base metals, conducted in the Russian Federation in consistence with licenses granted based on the declarative principle, beginning from the moment this mechanism was introduced. Key aspects of changes in the legislative regulation of this mechanism are represented. The information on the planned and factual financing of these works, on the number of the issued licenses, and on the respective increase in the resources and reserves of precious metals is provided. Specific (unit) indicators of the mineral reserve increase and of the respective costs were proposed, based on which the effectiveness of geological exploration was determined for projects performed in administrative subjects of the Russian Federation in consistence with the licenses granted by the declarative principle. Problems in implementation of the mechanism were identified. Recommendations for elimination of these problems are proposed.

*Key words*: declarative principle of licensing, effectiveness of geological exploration, financing of geological exploration, mineral resource and reserve increasing, precious metals, efficiency indicators.

С целью повышения инвестиционной привлекательности в сфере недропользования в 2014 г. в Российской Федерации был введён в действие механизм «заявительного принципа» по предоставлению в пользование участков недр с низким уровнем геологической изученности. В приказ Минприроды России № 61 от 16 марта 2005 г. были внесены изменения, позволившие получить в пользование участки недр, по которым отсутствуют данные о наличии запасов полезных ископаемых (ПИ) и прогнозных ресурсов категорий $P_1$ и $P_2$, с целью геологического изучения за счёт собственных средств недропользователей. В рамках совершенствования нормативно-правовой базы в 2016 г. приказ № 61 утратил действие в связи с вступлением в силу приказа Минприроды России № 583 от 10.11.2016, в котором были подробнее прописаны механизмы получения права пользования недрами с целью геологического изучения недр (ГИН). В последующие годы Минприроды России продолжило внесение изменений в механизм действия «заявительного принципа» для его совершенствования:

- В соответствии с приказом Минприроды России № 299 от 14.05.2019 было расширено действие «заявительного» механизма на категории $P_1$ и $P_2$ для территорий Дальневосточного ФО, Арктической зоны РФ и Иркутской области.
- Согласно приказу Минприроды России № 1039 от 09.12.2020, произошло расширение площади участков

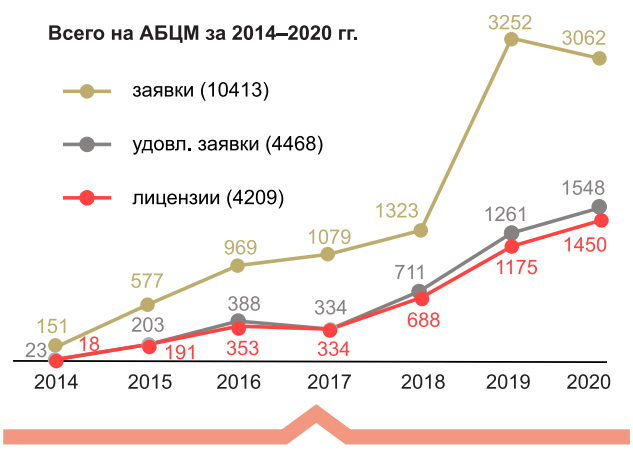



**Рис. 1. Динамика удовлетворения заявок и выдачи лицензий по «заявительному принципу» на АБЦМ**

недр для геологического изучения на алмазы до 500 км$^2$, а также введён запрет на предоставление в пользование участков недр, которые полностью или частично расположены в границах проведения ГИН за счёт средств федерального бюджета, если работы прекращены менее чем за год до подачи заявки.

Востребованность механизма «заявительного принципа» подтверждается повышенным интересом со стороны недропользователей к нему, об этом свидетельствует рост количества ежегодно подаваемых заявок на АБЦМ, а также количество выдаваемых лицензий данного вида. На рис. 1 отражено ежегодное увеличение заявок на АБЦМ и их резкий рост с 2019 г., который был обусловлен отменой ограничения на наличие прогнозных ресурсов категорий $P_1$ и $P_2$ при получении лицензий по «заявительному принципу» на территориях Дальневосточного ФО, Арктической зоны (АЗРФ) РФ и Иркутской области. Стоит отметить, что на начало 2021 г. более 1300 заявок на геологическое изучение недр на АБЦМ находились на рассмотрении [1].

Территория Дальневосточного федерального округа, обладая значительным ресурсным потенциалом развития минерально-сырьевой базы (МСБ) твёрдых полезных ископаемых (ТПИ), пользуется высоким интересом со стороны недропользователей для получения лицензий на геологическое изучение с целью поисков и оценки месторождений АБЦМ. Это подтверждается тем фактом, что почти 78 % всех действующих лицензий на АБЦМ в России, выданных по «заявительному принципу», приходятся на регионы, входящие в Дальневосточный ФО. Кроме того, интерес к указанным регионам значительно вырос после вступления в силу приказа Минприроды России № 299 от 14.05.2019 об отмене ограничения на наличие прогнозных ресурсов категории $P_1$ и (или) $P_2$ при получении лицензии по «заявительному принципу».

Анализ рассмотрения поданных заявок на АБЦМ показывает, что около 50 % из них удовлетворяются, остальные заявки возвращаются заявителям до их рассмотрения либо отклоняются по его результатам. Динамика выдачи лицензий практически повторяет динамику удовлетворения заявок, разница лишь во времени между двумя событиями.

Основные причины отклонения заявок после рассмотрения:

- наличие в запрашиваемых границах участков недр, предоставленных в пользование;
- наличие в границах участка недр, в отношении которого подана заявка, прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых кат. $P_1$ и (или) $P_2$ (включая территории ДВФО, АЗРФ и Иркутской области до 2019 г.);
- наличие запасов полезных ископаемых;
- несоответствие требованиям, предъявляемым законодательством Российской Федерации о недрах к пользователю недр;
- нахождение на расстоянии от действующей лицензии разных пользователей недр менее 5 км;
- наличие особо охраняемых природных территорий (ООПТ).

Причины возврата и отклонения при рассмотрении заявок на геологическое изучение недр позволяют сделать вывод о том, что часть заявителей не обладает достаточной квалификацией для получения

**Рис. 2. Объём планируемых инвестиций на АБЦМ, согласно проектам с положительной экспертизой, по механизму «заявительного принципа»**

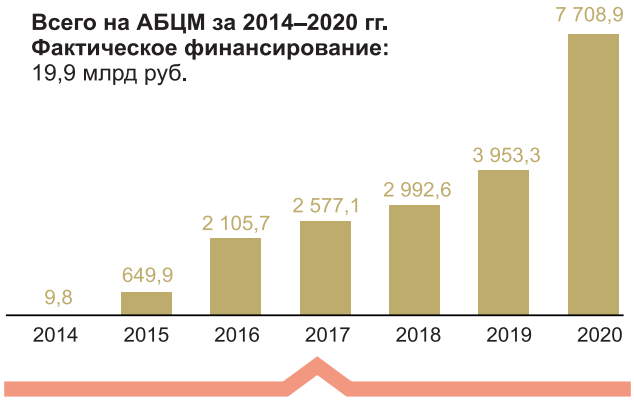



**Рис. 3. Динамика фактического финансирования ГРР на АБЦМ по лицензиям «заявительного принципа», млн руб.**

всех необходимых сведений. Кроме того, существует проблема несовершенства отраслевых информационных ресурсов и систем, что ставит задачу по их дальнейшей модернизации, наполнению, а также популяризации среди заинтересованных лиц.

Согласно условиям пользования недрами, недропользователь обязан в установленный срок подготовить и утвердить проект на проведение работ по геологическому изучению недр, в котором отражаются планируемые объёмы, стоимость и сроки работ. На рис. 2 видно, что планируемые инвестиции с года начала выдачи лицензий по «заявительному принципу» на АБЦМ ежегодно увеличиваются [2]. Это связано с наращиванием количества выдаваемых лицензий указанного вида и, соответственно, с увеличением проектов на проведение работ с положительным решением экспертизы по ним.

Фактический объём финансирования ГРР на АБЦМ за счёт средств недропользователей по лицензиям, выданным по «заявительному принципу», ежегодно увеличивается (рис. 3). При этом затраты недропользователей значительно меньше проектных показателей (по материалам рассмотрения результатов ГРР на ТПИ Департаментов по недропользованию в ФО). Рост обусловлен, прежде всего, увеличением количества действующих лицензий данного вида. Стоит отметить, что в 2020 г. почти 70% от всего объёма финансирования ГРР на АБЦМ по лицензиям «заявительного принципа» приходятся на золото, а за период с 2016 по 2020 гг. доля составляет 66%.

Планируемый объём затрат недропользователей на геологоразведочные работы на АБЦМ в 2021 г. по лицензиям «заявительного принципа» предполагает значительное их увеличение – более чем в 2 раза по сравнению с 2020 г. Однако сложившаяся практика и оценка по конкретным лицензиям показывают несоответствие планируемых и фактических затрат. Поэтому в 2021 г. можно ожидать увеличения фактических объёмов финансирования, но они будут меньше планируемых.

Основным результатом работ по геологическому изучению участка недр, включающему поиски и оценку месторождений ПИ, является прирост запасов путём их утверждения государственной (территориальной) комиссией по запасам. Таким образом, по состоянию на 01.01.2021 г. прирост запасов ($ABC_1+C_2$) АБЦМ от деятельности недропользователей на участках недр, полученный ими по «заявительному принципу», составил [1]:

- золото – 53,92 т, в том числе (рис. 4):
- коренное – 35,37 т (66%),
- россыпное – 18,55 т (34%);
- серебро (как попутное ПИ) – 34,7 т;
- платина – 24,4 кг.

По остальным видам АБЦМ, алмазам, никелю, кобальту, меди, свинцу и цинку прирост запасов отсутствовал.

По предварительным данным в I квартале 2021 г. в результате экспертизы полученный прирост запасов россыпного золота составил 0,87 т.

По результатам деятельности недропользователей в рамках механизма «заявительного принципа» после постановки на Государственный баланс запасов выдано 96 лицензий на разведку и добычу ПИ, по ним добыто около 3 т россыпного золота.

На начало 2021 г. прирост запасов коренного золота обеспечен пятью объектами в рамках четырёх лицензионных участков, россыпного золота – получен на 100 лицензионных участках.

При этом на участках недр, где осуществлялись работы в рамках действия механизма «заявительного

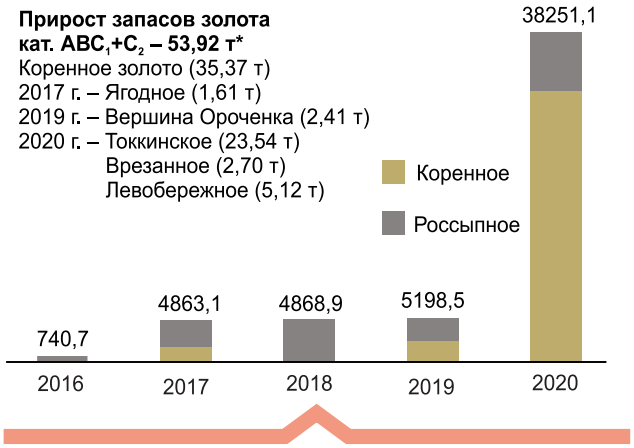



**Рис. 4. Прирост запасов золота по лицензиям «заявительного принципа», кг; *с учётом округления**

принципа», были выявлены и поставлены на баланс объекты коренного золота, согласно данным государственной экспертизы [1], характеризующиеся наличием либо ранее проводимых работ различных стадий, либо непосредственной близостью к известным месторождениям. В последнем случае – отрабатываемых предприятиями, аффилированных с недропользователями, чьи лицензии были выданы по механизму «заявительного принципа». Указанное обстоятельство не позволяет относить поставленные на баланс месторождения к полностью новым объектам, поскольку территория проводимых работ обладала известным потенциалом рудоносности, а не была слабоизученной и высокорисковой в части выявления запасов. Из чего следует, что в перспективе работы, ведущиеся на аналогичных участках недр, приведут к дальнейшему приросту запасов коренного золота и других попутных компонентов. Соответственно, в настоящее время для определения результативности ГРР в рамках действия механизма «заявительного принципа» на полностью новых площадях в части воспроизводства МСБ рудных месторождений АБЦМ пока отсутствуют необходимые данные.

В свою очередь, малое количество коренных месторождений (5), несмотря на их значимый вклад в общий прирост запасов золота, не даёт возможности проведения детальной оценки результативности ГРР. В связи с чем анализ базировался на объектах россыпного золота, которые представлены статистически значимой выборкой – 100 единиц.

Для определения результативности ГРР авторами предложено использовать удельные показатели: прирост запасов компонента (металла) на квадратный километр лицензионного участка и на одну лицензию, затраты недропользователя на ГРР на квадратный километр лицензионного участка и на 1 кг прироста запасов компонента (металла).

Приказом Минприроды РФ № 583 установлено, что размер лицензионного участка не должен превышать 100 км$^2$. Однако переданные для ГИН участки недр не тождественны указанному значению и характеризуются значительной вариативностью. В связи с чем для анализа имеющейся выборки была использована дополнительная градация, представленная четырьмя группами: первая – участки недр до 25 км$^2$, вторая – от 25 до 50 км$^2$, третья – от 50 до 75 км$^2$, четвёртая – от 75 км$^2$.

В результате установлено, что наиболее востребованными для лицензирования и продуктивными в части прироста запасов являются объекты площадью до 25 км$^2$, при этом минимальный (min) размер участка в этой группе равен 0,12 км$^2$, максимальный (max) – 23,6 км$^2$, а средний – 7,0 км$^2$ (рис. 5). Также

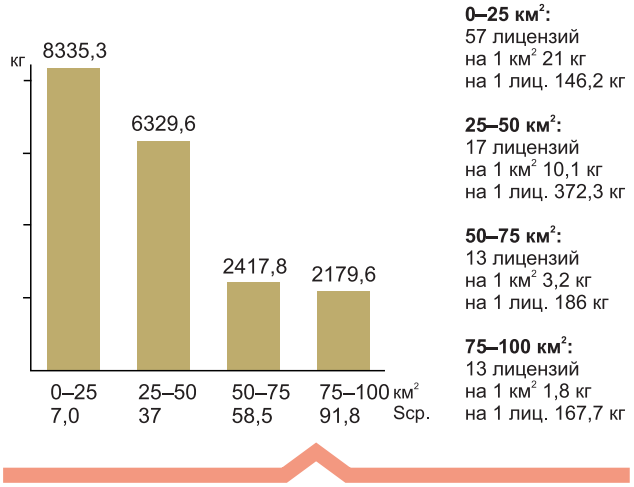



**Рис. 5. Прирост запасов россыпного золота (кат. АВС$_1$+С$_2$) по группам площадей лицензионных участков**

на участки первой группы приходятся 43 % от полученного прироста запасов россыпного золота и более половины от количества лицензий, по которым утверждены запасы россыпного золота.

Далее, по мере увеличения площади лицензионных участков, для объектов, входящих во вторую, третью и четвёртую группы, отмечено уменьшение количества лицензий и соответственно их результативности по приросту запасов золота.

На объекты с площадью от 25 до 50 км$^2$ приходятся 33 % от полученного прироста запасов россыпного золота, их средняя площадь составляет 37 км$^2$ (min – 26,6 км$^2$, max – 47,8 км$^2$). Участки недр в группе 50–75 км$^2$ имеют долю в 13 % в приросте запасов россыпного золота, при среднем размере площади объекта в 58,5 км$^2$ (min – 50,4 км$^2$, max – 68,3 км$^2$). Группа объектов с площадью 75–100 км$^2$ обеспечила 11 % от всего прироста запасов, средняя площадь участков составляет 91,8 км$^2$ (min – 75,6 км$^2$, max – 99,9 км$^2$).

Представленные результаты указывают на то, что с появлением механизма «заявительного принципа» у недропользователей в рамках правового поля возникла возможность получить в пользование участки недр с достоверной информацией о локализации запасов полезных ископаемых. Соответственно, можно предположить, что недропользователи обладали сведениями, где проводить ГРР и какой будет продуктивность в части прироста запасов таких участков недр. Данное предположение подтверждается средним показателем прироста запасов россыпного золота на 1 км$^2$ (21 кг), который значительно выше, чем в группах (2–4) с бóльшими площадями, а также существенным преобладанием лицензионных

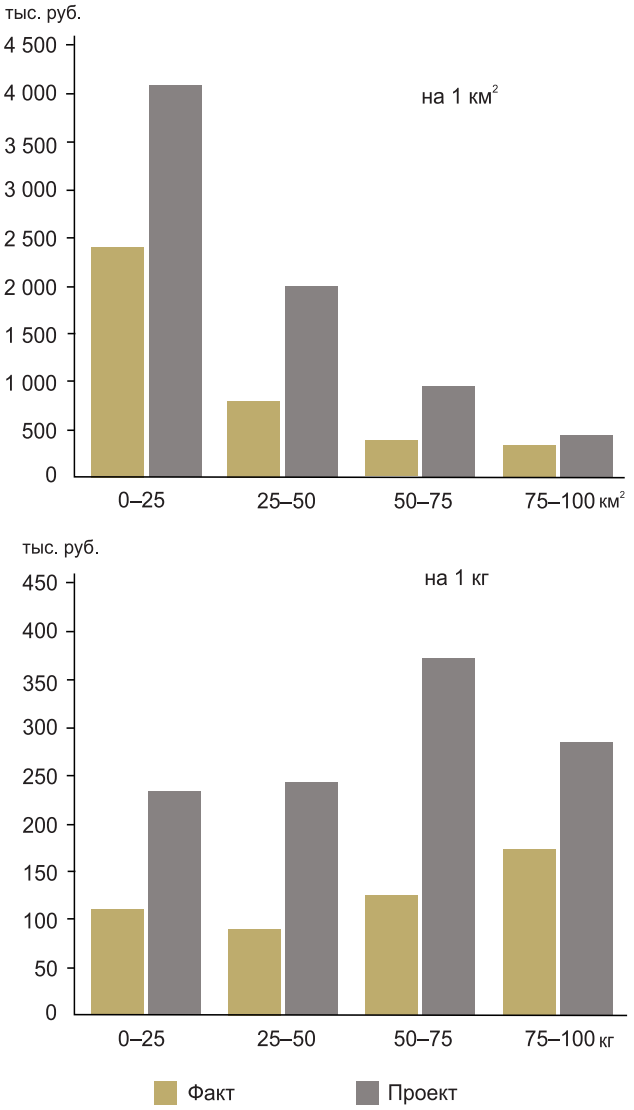



**Рис. 6. Фактическое и проектное финансирование работ на 1 км² и на 1 кг прироста, по лицензионным участкам с приростом запасов россыпного золота по группам их площадей**

участков с малыми площадями, по которым был получен прирост запасов.

Чуть меньший прирост россыпного золота на участках недр второй группы, от 25–50 км², при значительно меньшем количестве объектов также свидетельствует о наличии у недропользователей определённых сведений о локализации россыпного золота с высокой степенью её достоверности. При этом полнота информации меньше по сравнению с первой группой.

Соответственно, только участки недр третьей и четвёртой групп отражают «истинную» сущность действия механизма «заявительного принципа», направленную на геологическое изучение с целью воспроизводства МСБ, где нет информации, позволяющей чётко определить наличие продуктивной территории, и для прироста запасов полезного ископаемого требуется полноценное проведение геологоразведочных работ.

Оценка фактического и проектного финансирования работ на 1 км² по лицензиям с утверждёнными запасами россыпного золота подтвердила сделанные ранее выводы. Из рис. 6 следует, что недропользователи уверенно вкладывают свои средства в участки с малыми площадями первой группы (высокопродуктивные), где риск не получить результат практически отсутствует, поскольку им, вероятно, известно о локализации запасов полезного ископаемого. При этом распределение объёмов финансирования работ в целом по группам на 1 км² полностью повторяет аналогичное в части прироста запасов (см. рис. 5).

Показатели фактического и проектного объёмов финансирования работ на 1 кг полученного прироста запасов россыпного золота также показывают достаточно высокие значения на лицензионных участках первой группы с малыми площадями (см. рис. 6).

Сравнение удельных затрат на прирост 1 кг золота показало близость значений на объектах первой и третьей групп, в диапазоне 90–100 тыс. руб., при минимальной характеристике во второй (75 тыс. руб.) и максимальной в четвёртой (143 тыс. руб.) группах. Указанное различие может быть обусловлено территориальными особенностями проведения работ (см. рис. 2).

Среди 17 субъектов Российской Федерации наибольший прирост запасов россыпного золота по лицензиям, выданным по «заявительному принципу», получен в Иркутской области (18,8 %), Республике Бурятия (16,9 %) и Хабаровском крае (14,4 %) (рис. 7). Наибольшее количество объектов, по которым получен прирост запасов россыпного золота, приходится на Амурскую область (21 %), далее следуют Республика Бурятия (16 %), Хабаровский край (13 %) и Иркутская область (12 %).

Следует отметить определяющий вклад объектов первой и второй групп в прирост запасов в большинстве субъектов РФ (8 и 3 – количество регионов в первой и второй группах, соответственно), включая регионы только с наличием таких участков недр. Позиция третьей группы является ведущей в Кемеровской области – Кузбассе и единственной в Чукотском АО. Объекты четвёртой группы обеспечили значимый вклад в 3 регионах – Амурской области, Забайкальском и Красноярском краях – и весь прирост запасов в Республике Алтай.

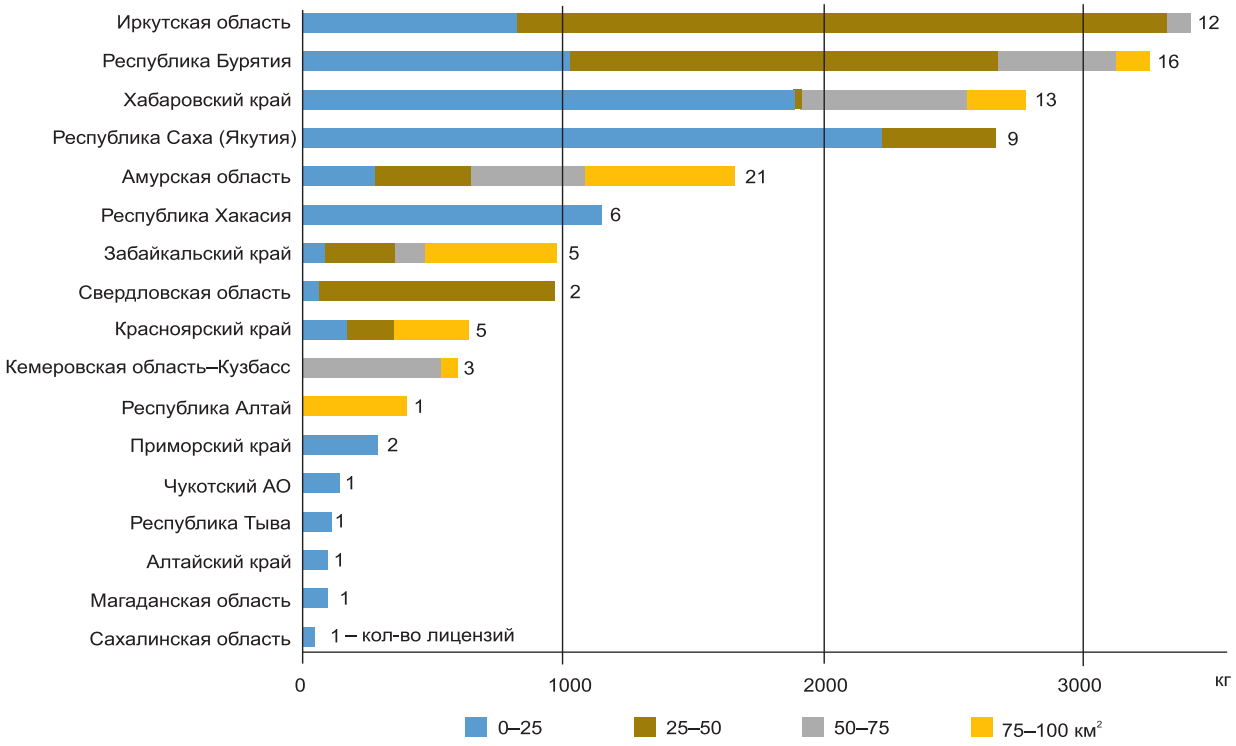



**Рис. 7. Прирост запасов россыпного золота в субъектах РФ по группам площадей лицензионных участков**

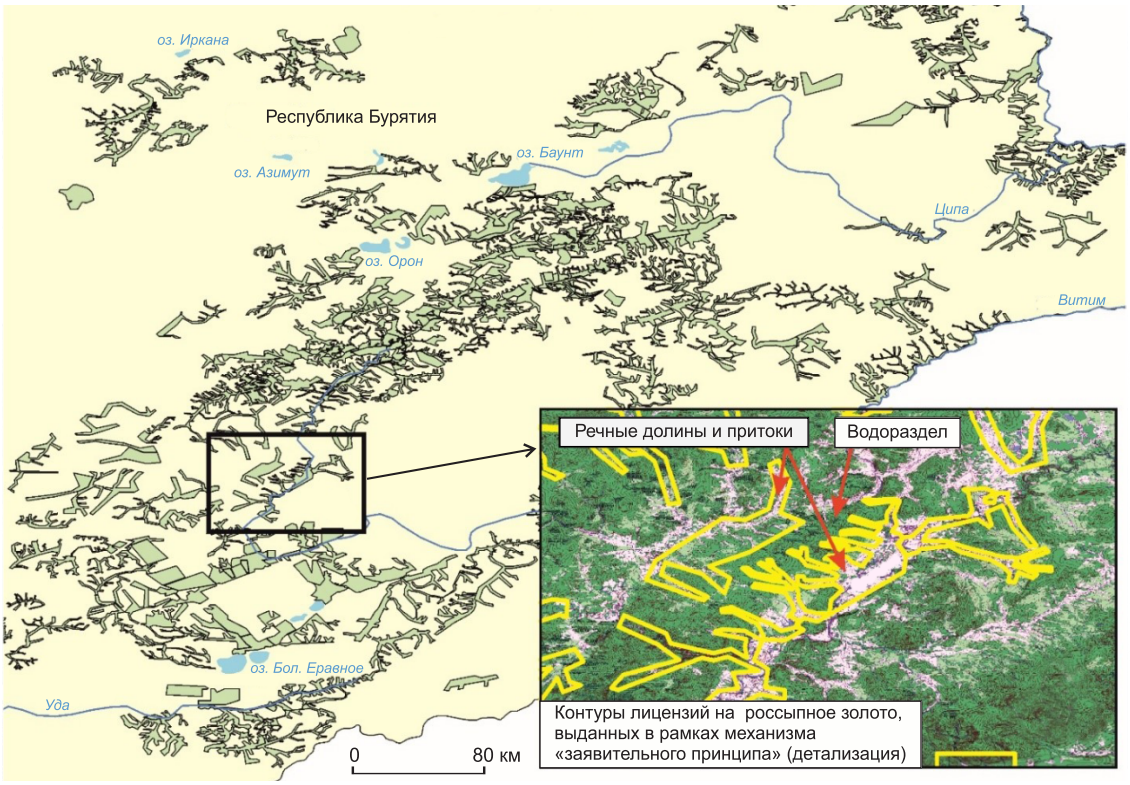



**Рис. 8. Действующие лицензии на россыпное золото на территории Республики Бурятия, выданные по «заявительному принципу», по состоянию на 01.06.2021.** *По данным ФГИС «АСЛН»*

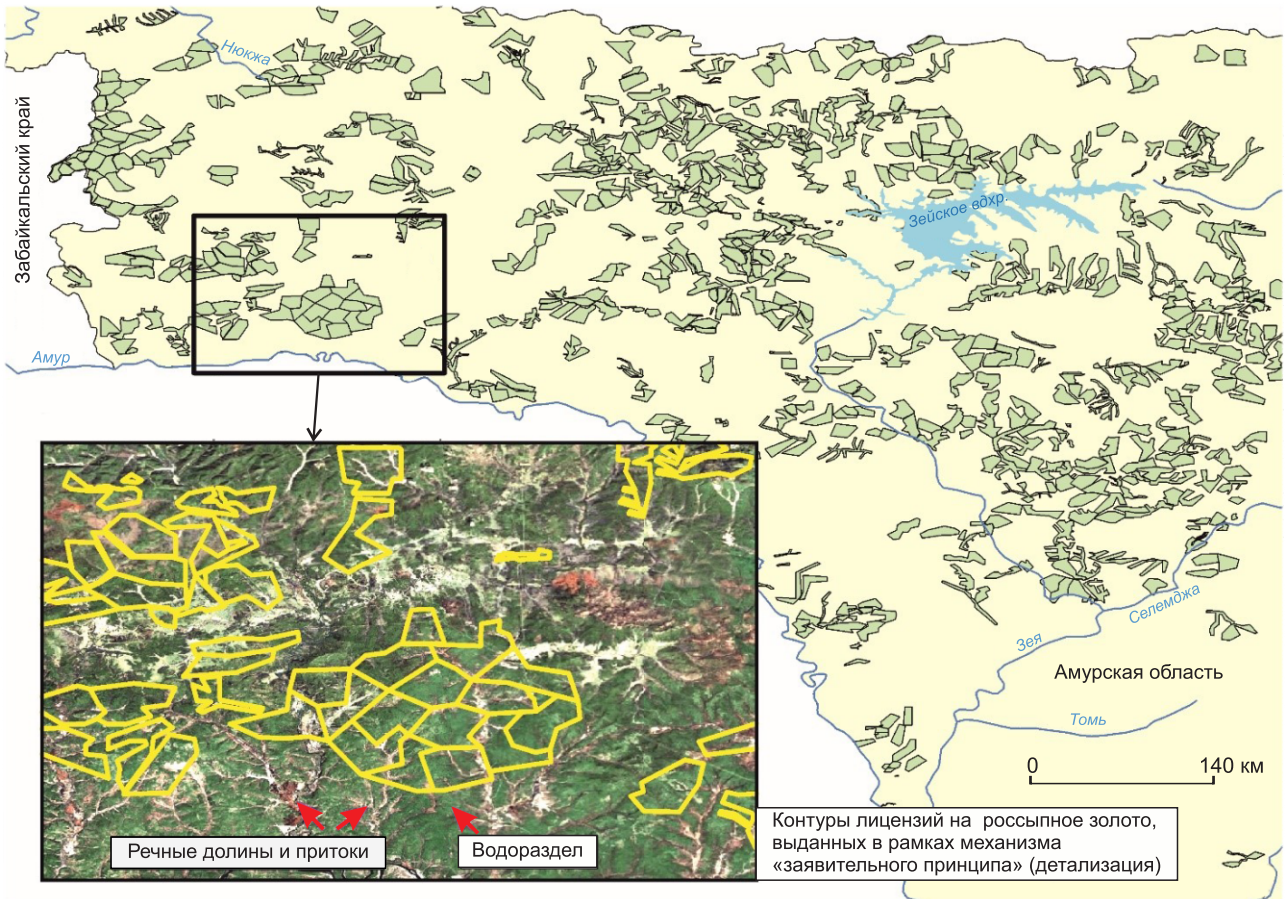



**Рис. 9. Действующие лицензии на россыпное золото на территории Амурской области, выданные по «заявительному принципу», по состоянию на 01.06.2021.** *По данным ФГИС «АСЛН»*

В среднем от момента выдачи лицензии до момента утверждения запасов в ГКЗ/ТКЗ для всех объектов с полученным приростом запасов проходит 3,5 года.

С учётом имеющихся тенденций реализации механизма «заявительного принципа», выраженных динамикой подачи заявок, их удовлетворения и выдачи лицензий, результативности ГРР, можно допустить, что максимальный прирост запасов россыпного золота ожидается в 2022–2023 гг.

При этом в перспективе, по мере исчерпания задела объектов, по которым имеется информация о локализации запасов полезных ископаемых, существует высокий риск снижения результативности реализации механизма «заявительного принципа». В результате имеющееся положительное воздействие на снижение негативных процессов развития МСБ россыпных месторождений золота, где наблюдается долговременная тенденция спада (в среднем –2 % в год, наблюдается убыль), может стать минимальным.

Соответственно, перелом сложившейся тенденции в реализации механизма «заявительного принципа» в части объектов россыпного золота требует адекватного наращивания объёмов затрат в реальном выражении (с учётом инфляции) на ГРР на участках недр, где нет достаточной информации о локализации запасов, сопоставимой с высокопродуктивными объектами первой и отчасти второй групп.

Увеличение затрат на ГРР может способствовать развитию рынка сервисных компаний, предоставляющих услуги в части выполнения работ по ГИН. В целом малое количество результативных участков по сравнению с числом выданных лицензий может объясняться отсутствием у недропользователей, получивших лицензии по механизму «заявительного принципа», соответствующего кадрового обеспечения, необходимых знаний и общей информированности, технического и технологического обеспечения. Требуется также создание законодательной основы финансового регулирования по привлечению

заемного капитала для работы предприятий, осуществляющих ГИН по указанному механизму.

Полученные данные на основе предложенных показателей результативности ГРР на высокопродуктивных объектах также могут служить базовым ориентиром для экспертизы новых проектов на ГИН, а также использоваться для мониторинга эффективности деятельности недропользователей, осуществляющих работы по «заявительному принципу».

Важным аспектом, влияющим на дальнейшее развитие механизма «заявительного принципа» и его результативность, является наличие существенных различий в геометрических параметрах участков недр, как с выявленными запасами, так и с пока не достигнутым положительным результатом. Сравнение Республики Бурятия и Амурской области, входящих в число наиболее востребованных регионов у недропользователей в части пространственного распределения действующих лицензий по механизму «заявительного принципа», показало, что в первом случае (рис. 8) контуры лицензий, выданных на россыпное золото, в целом соответствуют гидросети района проведения работ, повторяя долины рек и их притоков. Во втором случае (рис. 9) участки недр массово характеризуются «площадными» контурами, захватывая не только долины, но и водоразделы – гребни хребтов, гор. При этом в Амурской области имеет место и сопряжение границ участков недр, что приводит к полной «блокировке» территории. Следовательно, можно сделать вывод о том, что цель взятия таких лицензий со стороны недропользователей лежит вне плоскости ГИН, а в препятствовании проведения работ на выявление оруденения полезных ископаемых как со стороны других недропользователей, так и за счёт средств федерального бюджета. Острота проблемы усугубляется тем, что потенциальные рудоносные структуры, являющиеся основой развития и воспроизводства МСБ, не соответствуют административному делению страны, а носят трансграничный характер. В результате становится невозможным их комплексное изучение в случае, когда в одном субъекте Российской Федерации территория «заблокирована», а в другом нет.

Для исключения выявленных недостатков в лицензировании по «заявительному принципу» представляется целесообразным закрепить в требованиях более подробное обоснование площади и контуров участков при подаче заявки на ГИН, а также исключить возможность для заявителя указывать одновременно коренное и россыпное золото в качестве вида полезного ископаемого, на поиски которого планируется проведение работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Федеральная* государственная автоматизированная система лицензирования недропользования (ФГИС «АСЛН») [Электронный ресурс]. – URL: https://asln.rosnedra.gov.ru/. (дата обращения 29.06.2021)
2. *Федеральная* государственная информационная система «Справочно-информационная система результатов экспертизы проектов и смет на геологическое изучение недр» (ФГИС «СИБД») [Электронный ресурс]. – URL: https://sibd.rfgf.ru/. (дата обращения 29.06.2021)


## REFERENCES


1. *Federal* State Automated System for Licensing Subsoil Use, available at: https://asln.rosnedra.gov.ru/. (29.06.2021) (In Russ.)
2. *Federal* state information system “Reference information system of the results of the examination of projects and estimates for the geological study of subsoil”, available at: https://sibd.rfgf.ru/. (29.06.2021) (In Russ.)

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10017

УДК 553.44
© В. В. Авдонин, Н. Е. Сергеева, 2021

# Реликты придонной фауны в рудах колчеданных месторождений

Дальнейшее изучение древних колчеданных месторождений в различных регионах позволило обнаружить микротекстуры, вероятно, биогенного происхождения, являющиеся разновидностями оболочек оруденелой фауны. Новые находки расширяют список объектов, содержащих реликты биоформ, связанных с гидротермальными источниками – чёрными курильщиками.

*Ключевые слова*: колчеданные месторождения, биоформы, вестиментиферы, чёрные курильщики.

АВДОНИН ВИКТОР ВАСИЛЬЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, vvavdonin@mail.ru

СЕРГЕЕВА НАТАЛЬЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, старший научный сотрудник, nat45326@yandex.ru

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова»

# Relics of near-bottom fauna in massive sulfide ores

V. V. AVDONIN, N. E. SERGEEVA

Lomonosov Moscow State University

The additional study of ancient volcanogenic massive sulfide deposits in various regions revealed microtextures, probably of biogenic origin, which could represent varieties of the shells of mineralized fauna. The new finds expand the list of sites containing relics of bioforms associated with hydrothermal vents of "black smokers".

*Key words*: volcanogenic massive sulfide deposits, bioforms, Vestimentifera, black smokers.

Существенное влияние на развитие представлений о генезисе колчеданных месторождений оказало обнаружение в Мировом океане придонных сульфидных построек. За период изучения океанских гидротермальных сульфидных руд получены материалы, касающиеся закономерностей размещения гидротермальных систем, связи их с подводным вулканизмом, условий и обстановок накопления рудных масс, состава этих образований, особенностей строения и др. Одной из характерных особенностей современных гидротермальных систем является наличие связанных с ними уникальных биоценозов, независимых от солнечной энергии и традиционных источников питания. Среди многовидового сообщества биологических форм особая роль принадлежит вестиментиферам. Обнаружение этих организмов позволило выявить природу органических остатков, нередко наблюдаемых в рудах древних колчеданных месторождений [1].

Ископаемые трубчатые черви были выявлены на многих колчеданных месторождениях Урала, Омана, Кипра, Ирландии, Новой Каледонии, Филиппин, Калифорнии, Малого Кавказа. Наиболее полные сведения о находках оруденелой фауны собраны на многих месторождениях Урала: Октябрьском, Яман-Касинским (рис. 1), Юбилейном, Сафьяновском и других [5].

В меньшей степени известно о находках такой оруденелой фауны на крупнейшем медно-цинково-колчеданном месторождении Южного Урала – Гайском.

Гайское медноколчеданное месторождение расположено в южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала, в пределах Тубинско-Гайской структурно-формационной зоны и приурочено к осевой части Гайской вулканокупольной структуры. В геологическом разрезе рудного поля колчеданные залежи располагаются в верхней части андезит-дацит-риолитовой толщи. На месторождении выделяются три залежи: Северная, Средняя и Южная. Северная залежь включает Стержневую линзу и выявленную на глубоких горизонтах Восточную зону.

**Рис. 1. Медноколчеданная руда. Фоссилизированная трубка вестиментиферы. Месторождение Яман-Касы. Увел. 0,8**

Основными рудообразующими минералами являются: пирит, халькопирит, сфалерит и борнит. Кроме того, присутствуют галенит, халькозин, марказит. Борнитсодержащие руды распространены главным образом в Стержневой линзе, где выделялись борнит-халькопиритовые и борнит-халькопирит-сфалерит-пиритовые их разновидности. В рудных телах Восточной зоны количество медно-цинковых руд значительно ниже; здесь преобладают серно- и медноколчеданные руды. Для Восточной зоны характерна нормальная зональность: вблизи висячего бока и на выклинивании развиты медно-цинковые руды, в средней части – медноколчеданные, вблизи висячего бока – серно-колчеданные.

В Восточной зоне нами изучены образцы руд (скв. 1843), сложеных халькопирит-пиритовой ассоциацией, на отдельных участках обогащённой сфалеритом и блёклой рудой (теннантитом).

В рудах часто встречаются участки тонкозернистого срастания пирита, иногда с халькопиритом образующие своеобразные «струйчатые» текстуры, подобные, по мнению авторов, биоморфным остаткам – стенкам вестиментифер, замещённым пиритом (рис. 2).

Подобные текстуры сходны с тонкослоистыми, местами расслоенными кутикулярными оболочками вестиментифер, замещённых мелкозернистым пиритом (рис. 3).

Находки оруденелой фауны на колчеданных месторождениях Рудного Алтая отмечаются гораздо реже, что может свидетельствовать, с одной стороны, о разнице в условиях образования (например, о меньшей глубине отложения), с другой, о большей степени метаморфизма руд [3].

Николаевское колчеданно-полиметаллическое месторождение, являющееся одним из крупнейших в этой рудной провинции, расположено в пределах Прииртышской вулкано-тектонической депрессии и локализовано среди пород верхнего франа–нижнего фамена (снегиревская свита). Наиболее крупное Крещенское рудное тело залегает на контакте экструзивного массива риолитов с захороняющими его вулканогенными брекчиями и туфами кислого состава. Низкий уровень метаморфизма руд и вмещающих вулканогенно-осадочных пород верхнего франа–нижнего фамена, слабая их дислоцированность позволяют выявлять здесь разнообразные признаки, отражающие условия рудообразования, текстурно-структурные и минералогические особенности руд месторождения.

В составе рудного тела наиболее развиты мелкозернистые колломорфные и кристаллические медно-цинково-колчеданные руды. Широко представлены обломочные текстуры, причём обломки могут быть разного состава: пиритового, сфалеритового, халькопиритового. Аналогичным составом обладает и цемент, который отличается более мелкообломочным строением. Часто встречаются слоистые структуры.

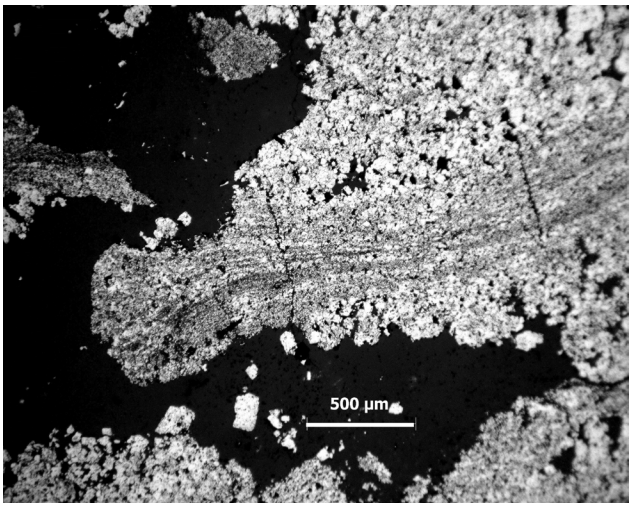



**Рис. 2. Тонкозернистые срастания пирита, иногда с халькопиритом, образующие своеобразные «струйчатые» текстуры, напоминающие биоморфные остатки (стенки вестиментифер, замещённых пиритом). Аншлиф протравлен $HNO_3$**

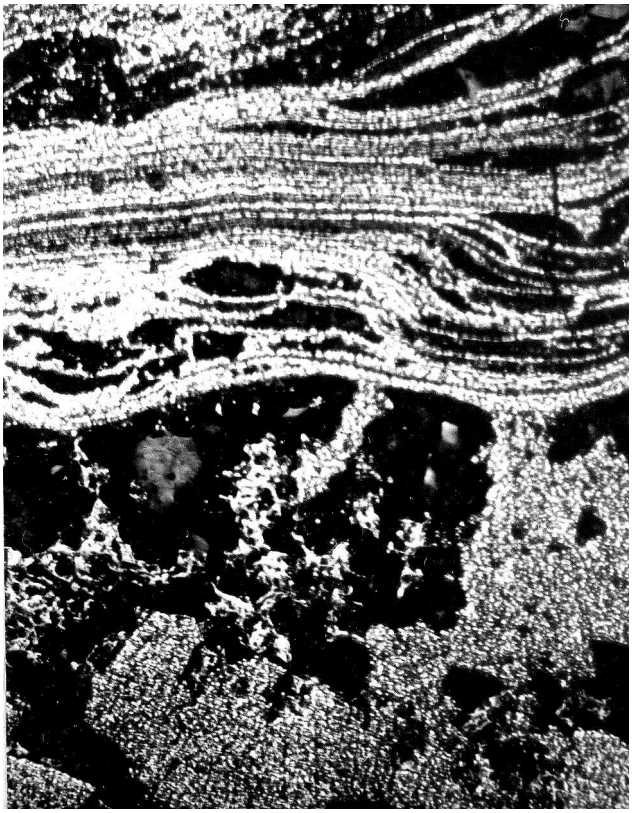


**Рис. 3. Замещение пиритом тонкослоистых, местами расслоенных кутикулярных оболочек вестиментифер (А, Б), аншлифы, ×48. Образец из руд курильщиков района 13° с.ш. ВТП**

Слои, имея приблизительно одинаковый минеральный состав, отличаются в основном по размеру обломков.

Интерес представляют недавно обнаруженные микротекстуры, вероятно, биогенного происхождения, являющиеся разновидностями оболочек оруденелой фауны. Это фрагменты полосчатых микротекстур, сформированных мелкозернистым пиритом с халькопиритом и блёклой рудой. Они образованы срастаниями этих минералов округлой, эллипсоидальной формы (рис. 4).

Можно предположить, что такой текстурный рисунок сульфидных руд обусловлен замещением трубчатых образований вестиментифер [2].

Внимание исследователей Николаевского месторождения уже давно было обращено на наличие в рудах значительного количества сульфата свинца – англезита, который образует либо мелкозернистый агрегат, либо более крупные ксеноморфные выделения (размеры зёрен от 0,001 до 0,1 мм). Реже он представлен в виде правильных идиоморфных кристаллов до 0,2 мм. В рудах обломочной текстуры зёрна англезита наряду с выделениями сульфидов встречаются среди мелкообломочной части.

Как правило, англезит находится в тесной ассоциации с баритом, встречаясь в срастаниях с ним в различных количественных соотношениях, нередко содержит его включения.

Проведённые исследования современных металлоносных отложений на дне океана указывают на большую роль в них сульфатов (барита, гипса, ангидрита); в ряде случаев образуются целые сульфидно-сульфатные трубки. Наличие англезита описано в составе гидротермальной минерализации в месторождении Джейд в троге Окинава, которое рассматривается как современный аналог древних колчеданных месторождений типа Куроко. Можно полагать, что похожая ассоциация англезита с баритом, халцедоном в рудах Николаевского месторождения также имеет гидротермальную природу и образована в подводных условиях.

Факт обнаружения в рудах Николаевского месторождения биоценоза, аналогичного современным гидротермальным системам, и широкое развитие сульфатов, имеющих первичную природу, свидетельствуют о том, что обстановка формирования колчеданных руд Николаевского месторождения была близка обстановке функционирования чёрных курильщиков.

Подобные находки сделаны нами в другом регионе Рудного Алтая. Лениногорский рудный район расположен в восточной краевой части Рудного Алтая. Месторождения Лениногорского района, как

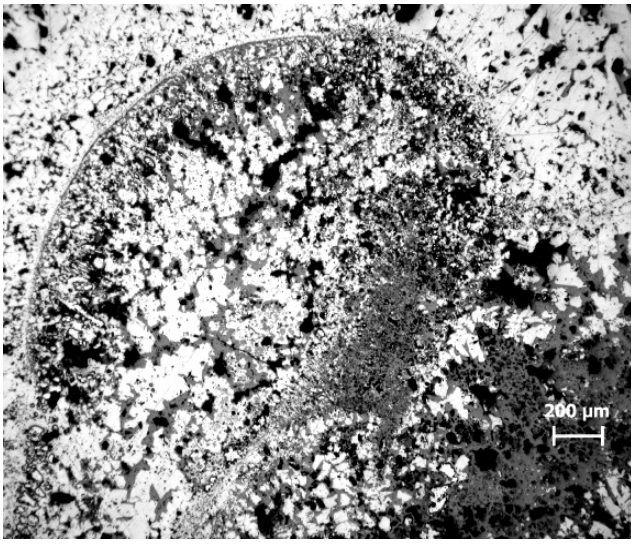



**Рис. 4. Биоморфные микротекстуры, сложенные агрегатами пирита, сфалерита и халькопирита. Полированный шлиф. Образец 103**

и всего Рудного Алтая, относятся к семейству колчеданных рудных формаций. Вулканизм в пределах Лениногорского горнорудного района проявился в виде двух антидромных циклов: эмс-раннеэйфельского и позднеэйфельского–живетского [6].

В строении Лениногорского района выделяются (снизу вверх): заводская ($S_2$–$D_1$*zv*), лениногорская ($D_1e_1$*ln*), крюковская ($D_1e_2$*kr*), ильинская ($D_1e_2$–$D_2$*ef il*), сокольная ($D_2$*ef sk*), успенская ($D_2$*ef*–$D_2$*gv us*) и белоубинская ($D_2$*gv*–$D_3$*fr bl*) свиты. Самая нижняя заводская свита сложена слабометаморфизованными толщами терригенно-карбонатных пород. Выше разрез представлен кислыми вулканитами (игнимбритами, реже лавами и их туфами), алевропелитами лениногорской свиты.

Крюковская свита существенно осадочная, ильинская состоит из лав, реже туфов базальтового состава, туффитов, алевропелитов, яшмоидов, редко известняков, сокольная сложена в основном терригенными породами. В успенской свите преобладают эффузивно-пирокластические породы кислого состава. В верхних частях свиты присутствуют лавы и туфы основного состава. Белоубинская свита образована мощными флишоидными отложениями.

Месторождения Лениногорского рудного поля Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Долинное и другие занимают стратиграфический уровень крюковской свиты. Месторождения приурочены к купольным структурам, сложенным гидротермально-осадочными кварцитами, которые в верхней части сменяются хлоритолитами и серицитолитами. В момент рудообразования они представляли собой холмы размером 500–700 м и высотой 100–200 м, располагавшиеся вдоль синвулканических разломов. В процессе рудообразования рудные холмы подвергались разрушению, у их подножия и на склонах образовывались шлейфы рудокластов и линзы слоистых обломочных руд.

Ильинская свита ($D_1e_2$–$D_2$*ef il*) распространена практически повсеместно. Выходы пород отмечаются в пределах Риддер-Сокольного месторождения, Бахрушинской залежи и на южном фланге рудного поля. Особенностью свиты является резко выраженная фациальная изменчивость вмещающих отложений и невыдержанность мощностей. Преимущественным развитием в разрезе свиты пользуются туфогенно-осадочные отложения, а на восточном фланге поля – кремнисто-гидрослюдистые. Для пирокластических и грубообломочных осадочно-туфогенных образований характерно отсутствие сортировки и слоистости в отличие от вулканомиктовых и мелкообломочных разновидностей пород. Мощность свиты колеблется в широких пределах от 10 до 500 м, при этом максимальные значения фиксируются на южном и юго-восточном флангах поля, минимальные – на отдельных участках Риддер-Сокольного месторождения и на юго-западе площади. Рудовмещающей свита является лишь на восточном фланге рудного поля, где известны колчеданно-полиметаллические руды залежи Западной Ново-Лениногорского месторождения.

Сокольная свита ($D_2$*ef sk*) завершает разрез девонских отложений. Выходы пород свиты в пределах рудного поля наблюдаются практически повсеместно. Она согласно залегает на отложениях ильинской свиты и сложена главным образом слоистыми углисто-глинистыми, известковисто-углисто-глинистыми алевролитами и алевропелитами с относительно редкими и маломощными (до 5–30 м), тяготеющими к низам разреза свиты прослоями песчаников, туфопесчаников, реже пеперитов, гравелитов и иногда туфов кислого состава.

Авторы изучили скв. 2061, расположенную на Лениногорском рудном поле, на участке между Лениногорским и Риддер-Сокольным месторождениями. Разрез слагают в основном породы предположительно ильинской свиты. В верхней части изученного разреза наблюдается переслаивание алевролитов с баритовыми рудами, содержащими округлые, похожие на конкреционные образования пиритовых руд. Однако при более детальном изучении эти образования можно сопоставить с реликтами оруденелой фауны (вестиментифер и других полихет), замещённых агрегатами пирита, халькопирита и сфалерита, для которых характерны овальные, округлые формы выделений, тонкослоистого строения (рис. 5).

Таким образом, наличие в разрезе баритовых руд, а также гидротермально-осадочных пород (хлоритолитов с карбонатными оолитами) позволяет сопоставить данную минерализацию с основными крупными месторождениями рудного поля.

Наконец, авторами были описаны находки оруденелой фауны совсем в другом регионе. Это золото-медноколчеданное месторождение Челопеч (Республика Болгария), которое находится в Панагюрской металлогенической провинции в Центральной части Среднегорской структурной зоны [4]. Фундамент Среднегорья в этой части представлен докембрийским кристаллическим комплексом родопского типа (гранитогнейсы), прорванный палеозойскими гранитами и перекрытый 4 магматическими и осадочными отложениями мелового возраста.

Рудовмещающие породы месторождения Челопеч – вулканогенные гидротермально изменённые лавы и туфы андезитового и дацитового составов. По типу месторождение определяется исследователями как медно-полиметаллическое железосульфидное гидротермально-метасоматическое.

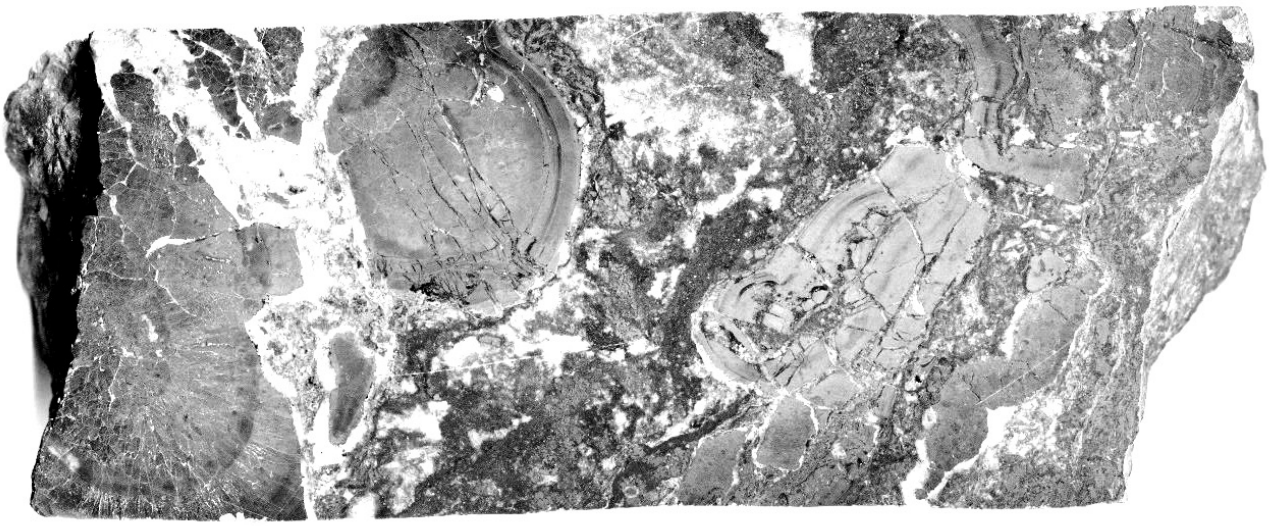


**Рис. 5. Округлые и эллипсоидальные образования, сложенные в основном пиритом, брекчированные баритом. Обр. 2061/511. Увел. 0,5**

Рудные тела локализованы в верхнемеловых породах, в непосредственной близости от секущих субвулканических тел. Наиболее распространёнными являются линзовидные рудные тела. Длина залежей по простиранию и падению составляет 150–400 м, мощность 20–120 м.

Трубообразные рудные тела встречаются самостоятельно на периферийных участках основных залежей. Их размеры в плане: длина 50–60 м и ширина 20–30 м. По падению рудные тела прослеживаются на 50–300 м.

Границы залежей постепенные и устанавливаются опробованием. Основная масса руд представлена прожилково-вкрапленным медноколчеданным типом. На месторождении выделена отчётливая зональность гидротермально-метасоматических изменений пород. По мере удаления от сульфидных залежей происходит смена зоны окварцевания и серицитизации на зону хлоритизации, эпидотизации и альбитизации. Повсеместно распространена пиритовая вкрапленность.

Состав руд характеризуется большим разнообразием. В них установлено 48 минералов. Руды содержат большой спектр элементов-примесей. Наиболее характерными среди них являются Au, Ag, Ge, Ga, Sn, Bi, Te, V, Ti, Co, Cr. Выявляется довольно чёткая вертикальная и горизонтальная зональность. В верхней части руды состоят в основном из халькопирита, теннантита и пирита. Халькопирит и теннантит встречаются приблизительно в равных количествах, но нередко теннантит преобладает. Ниже они постепенно переходят в люцонит-энаргит-пиритовые руды, в которых теннантит и халькопирит имеют подчинённое распространение. В некоторых участках на глубине эти руды переходят в борнит-пиритовые, которые в общей массе имеют подчинённое значение.

Медные руды в верхней части залежей сменяются свинцово-цинковыми, сложенными главным образом сфалеритом, галенитом и пиритом. Медные руды и расположенные в непосредственной близости с ними свинцово-цинковые тела сопровождаются наиболее интенсивным изменением пород с преобладающим развитием окварцевания и серицитизации. Главная часть свинцово-цинковой и баритовой минерализации развита среди умеренно изменённых туфов и субвулканических андезитов.

Изученный нами образец характеризуется пирит-халькопиритовым составом. Обнаруженные микротекстуры имеют, по-видимому, биогенное происхождение и являются разновидностями оболочек оруденелой фауны. Это округлые, похожие на конкреционные, образования халькопирит-пиритовых руд (рис. 6, А), а также фрагменты полосчатых микротекстур, сформированных мелкозернистым пиритом с халькопиритом и блёклой рудой (см. рис. 6, Б).

Вероятно, эти образования можно сопоставить с реликтами оруденелой фауны (вестиментифер и других полихет), замещённых агрегатами пирита, халькопирита и сфалерита, для которых характерны овальные, округлые формы выделений, тонкослоистого строения. Факт обнаружения в рудах месторождения Челопеч биоценоза, аналогичного современным

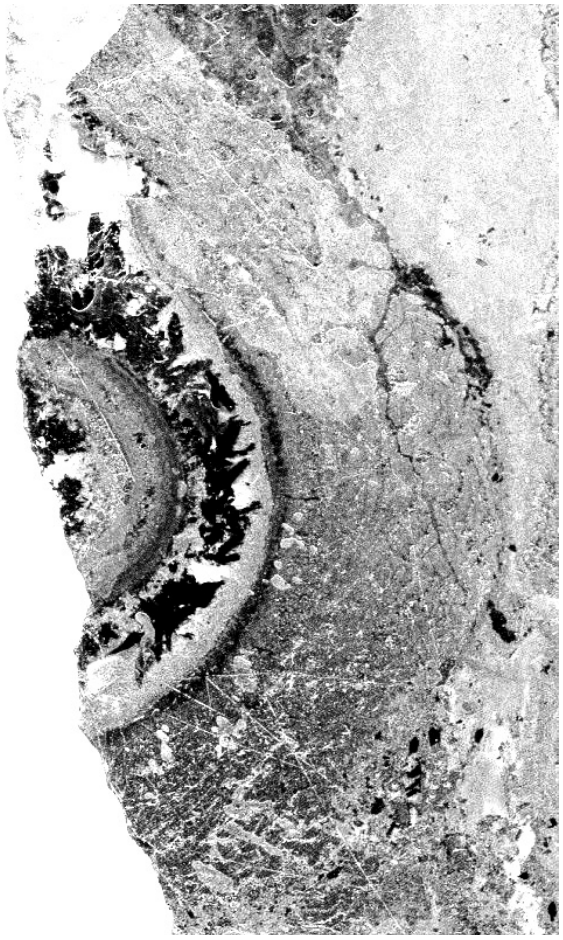


**Рис. 6. Округлые образования – реликты поперечного среза вестиментифер (А); фрагменты стенок вестиментифер тонкослоистого строения, замещённых пиритом и халькопиритом (Б). Пришлифовка**

гидротермальным системам, свидетельствует о том, что обстановка формирования колчеданных руд месторождения была близка обстановке функционирования чёрных курильщиков.

Таким образом, дальнейшее изучение древних колчеданных месторождений позволяет расширять список объектов, содержащих реликты биоформ, связанных с гидротермальными источниками курильщиков. Отсутствие подобных реликтов часто свидетельствует только о недоизученности данных месторождений. Расширение списка месторождений с обнаруженным биоценозом, по существу аналогичного современным гидротермальным системам, усиливает позиции исследователей, придерживающихся теории о том, что обстановки формирования колчеданных руд были близки обстановкам функционирования чёрных курильщиков.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Авдонин В. В.* Аналоги черных курильщиков в рудах колчеданных месторождений // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1995. – С. 50–55.
2. *Авдонин В. В., Дергачев А. Л., Сереева Н. Е.* Реликты гидротермальных построек на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1993. – № 4. – С. 48–55.
3. *Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* Реликты черных курильщиков в колчеданных рудах Николаевского месторождения на Рудном Алтае // Проблемы современных интеграционных процессов и пути их решения. – Омега Сайнс, 2016. – Т. 2. – С. 17–20.
4. *Владимиров В. Д., Попов П. Н. Бакырджиев С. Д.* Структурная модель полиформационного Челопечского

меднорудного поля (НРБ) // Геология рудных месторождений. – 1983. – № 5. – С. 12–15.
5. *Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. – Миасс: ИМинУрО РАН, 2006. – 384 с.
6. *Январев Г. С., Кудряшев А. М., Олейник Ю. Ф., Трубников Л. М.* Ново-Лениногорское колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае // Геология рудных месторождений. – 1984. – № 4. – С. 14–26.

**REFERENCES**

1. *Avdonin V. V.* Analogi chernykh kuril'shchikov v rudakh kolchedannykh mestorozhdeniy [Analogs of black s mokers in the ores of pyrite deposits]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 1995, P. 50–55. (In Russ.).
2. *Avdonin V. V., Dergachev A. L., Sereyeva N. Ye.* Relikty gidrotermal'nykh postroyek na kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniyakh Rudnogo Altaya [Relics of hydrothermal structures at the pyrite-polymetallic deposits of Rudny Altai]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 1993, No. 4, P. 48–55. (In Russ.).
3. *Avdonin V. V., Sergeyeva N. Ye.* Relikty chernykh kuril'shchikov v kolchedannykh rudakh Nikolayevskogo mestorozhdeniya na Rudnom Altaye [Relics of black smokers in the pyrite ores of the Nikolaevsky deposit in Rudny Altai]. Problemy sovremennykh integratsionnykh protsessov i puti ikh resheniya, Omega Sayns publ., 2016, V. 2, P. 17–20. (In Russ.).
4. *Vladimirov V. D., Popov P. N. Bakyrdzhiyev S. D.* Strukturnaya model poliformatsionnogo Chelopechskogo mednorudnogo polya (NRB) [Structural model of the polyformational Chelopech copper ore field (NRB)]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1983, No. 5, P. 12–15. (In Russ.).
5. *Maslennikov V. V.* Litogenez i kolchedanoobrazovaniye [Lithogenesis and pyrite formation], Miass, IMinUrO RAN publ., 2006, 384 p. (In Russ.).
6. *Yanvarev G. S., Kudryashev A. M., Oleynik Yu. F., Trubnikov L. M.* Novo-Leninogorskoye kolchedanno-polimetallicheskoye mestorozhdeniye na Rudnom Altaye [Novo-Leninogorsk pyrite-polymetallic deposit in Rudny Altai]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1984, No. 4, P. 14–26. (In Russ.).

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет». Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10018

УДК 551.2.03:551.2.01
© А. А. Кременецкий, 2021

# Новая модель формирования Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы: концепция и базовые положения

Обосновывается новая модель формирования глобальной Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы, согласно которой Центральная и Северная Атлантика, Лабрадор-Баффинские моря и Северный Ледовитый океан являются разнопорядковыми морфотектоническими элементами единого современного Атлантико-Арктического океана. Эволюция глобальной рифтовой системы этого океана включает три этапа: первый ($D–J_1$) – заложение тектонической зоны в литосфере Пангеи с образованием ультрабазит-габбровой офиолитовой ассоциации; второй ($J_1–₽_1$) – растяжение континентальной коры с формированием впадин и поднятий и площадным проявлением на них мелового, в том числе траппового, магматизма; третий ($₽_2$–наст. время) – неотектоно-магматическая активизация с образованием срединного хребта, сопровождаемая излияниями стекловатых базальтов и гидротермальными проявлениями. В рамках этой модели реконструирована история формирования Евразийского бассейна и хребта Гаккеля, включённых в обновлённую заявку России по расширению внешней границы континентального шельфа.

*Ключевые слова*: Атлантический океан, Северный Ледовитый океан, срединно-океанические хребты, хребет Гаккеля, морфотектонические и геолого-геофизические характеристики дна океанов.

КРЕМЕНЕЦКИЙ АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, советник генерального директора, nauka@imgre.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов» (ФГБУ «ИМГРЭ»), г. Москва

# A new formation model of the Atlantic-Arctic heterochronous rifting system: A concept and basic provisions

A. A. KREMENETSKIY

Federal State Budgetary Institution – Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE), Moscow

A new formation model of the global Atlantic-Arctic heterochronous rifting system is substantiated, according to which the Central and North Atlantics, Labrador-Baffin seas, and Arctic Ocean represent morpho-tectonic elements of different orders of the united recent Atlantic-Arctic Ocean. Evolution of the global rift system of this ocean includes three stages: the first stage ($D–J_1$) was expressed by establishment of a tectonic zone in the lithosphere of Pangea with formation of the ophiolite ultrabasite-gabbro association; the second stage ($J_1–₽_1$) represented stretching of the continental crust to form depressions and uplifts with areal manifestation of trap magmatism of Cretaceous and other ages; and the third one ($₽_2$–present) is neotectonic-magmatic reactivation with formation of a middle ridge, that is being accompanied by outpouring of glassy basalts and by hydrothermal manifestations. Within the framework of this model, the history of formation is reconstructed of the Eurasian Basin and the Gakkel Ridge, that were included in the Russia's updated application for expansion of the outer continental shelf border.

*Key words*: Atlantic Ocean, Arctic Ocean, mid-ocean ridges, Gakkel Ridge, morpho-tectonic and geological-geophysical characteristics of the ocean floor.

В настоящее время проблема геодинамической природы хребта Гаккеля приобрела актуальное значение в связи с обоснованием, в рамках обновлённой заявки РФ, внешней границы континентального шельфа Российского сектора Арктики. Особое положение этого хребта в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) общеизвестно. Во-первых, он занимает промежуточное положение

между спрединговой рифтовой системой Центральной и Северной Атлантики и континентальной рифтовой системой Лаптевоморских и Момского грабенов. Во-вторых, вместе с хребтами Северной Атлантики формирует так называемую дивергентную границу между Евро-Азиатской и Северо-Американской плитами.

С момента открытия хребта Гаккеля в 1950-х годах и до 1999 г. он считался невулканическим. После обнаружения подводными и надводными экспедициями на хребте Гаккеля вулканических построек, гидротермальных проявлений, пирокластического материала и сегментов основных магматических пород утвердилось представление о проникновении Срединно-Атлантического хребта в СЛО и, соответственно, формировании там новообразованной океанической коры. После открытия в Евразийском бассейне СЛО системы линейных магнитных аномалий, однотипных с аномалиями других срединно-океанических структур, утвердилась гипотеза формирования этого бассейна в процессе ультрамедленного спрединга с осью раскрытия, располагавшейся на протяжении всего кайнозойского времени на хребте Гаккеля. Однако анализ современных сейсмических материалов поэтапной реконструкции истории формирования Евразийского бассейна СЛО [4] обосновывает неправомерность датировок возраста по полосовым линейным магнитным аномалиям и, как следствие, незначительную роль спрединга (рассеянный спрединг) в этом бассейне. Естественные трудности, связанные с изучением вещественного состава коренных пород дна СЛО (сплошной ледяной покров и большая мощность рыхлых отложений), способствовали также появлению представлений о наличии океанической коры и в соседнем Амеразийском бассейне, которые были опровергнуты последующими геолого-геофизическими исследованиями, включая бурение глубоководных скважин на поднятии Менделеева [12]. Альтернативная модель формирования хребта Гаккеля [17] предполагает внутриплитное растяжение континентальной коры дна СЛО с трансляцией восточной части хребта Гаккеля через шельф моря Лаптевых в Момский рифт (предафарская стадия), в силу чего линейная форма границы между Евро-Азиатской и Северо-Американскими плитами теряет смысл.

С целью решения этой проблемы нами был проведён сравнительный анализ морфотектонических характеристик строения дна и геолого-геохимических особенностей магматизма главных провинций глобальной рифтогенной системы: Центральный САХ–хребты Северной Атлантики–хребет Гаккеля–шельф моря Лаптевых–Момский рифт. Обобщение и анализ многочисленных литературных источников [1–3, 5, 6, 13, 14 и др.], посвящённых характеристике морфоструктурных и геолого-геофизических особенностей строения дна и истории развития Центральной и Северной частей Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также результаты исследований, выполненных автором в период 2012–2020 гг. [8–10], позволили разработать и предложить для обсуждения концепцию новой модели формирования глобальной Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы, основанной на следующих базовых положениях:

1. Центральная и Северная Атлантика, Лабрадор-Баффинские моря и Северный Ледовитый океан являются разнопорядковыми морфотектоническими элементами единого современного Атлантико-Арктического океана. Между северной ветвью Атлантического океана и СЛО отсутствует чётко выраженная морфоструктурная граница, которая, как известно, при разграничивании океанов и материков выделяется по изобате 200 м с переходом в континентальную окраину. Как показано на рис. 1, А, такая граница непрерывно прослеживается вдоль всего периметра Атлантико-Арктического океана, включая периферии Гренландско-Исландско-Фарерского порога и зоны Канадский Арктический архипелаг–Северная Гренландия. В современных координатах, в контурах единого Атлантико-Арктического океана выделяются, соответственно, два мегабассейна – Атлантический и Арктический, разделённые континентальными порогами: Гренландско-Исландско-Фарерским на юге и Северо-Канадско-Гренландско-Шпицбергенским на севере (см. рис. 1, А). Континентальный порог между Центрально-Атлантическим и Арктическим мегабассейнами в северной его части, на востоке, представлен областью растяжения островов Канадского Арктического архипелага и контролируется субширотной сбросово-сдвиговой Северо-Канадско-Северо-Гренландско-Шпицбергенской тектонической зоной в южной части [10], на западе – фрагментом внутриплитного рифта Лена (рифтовая впадина с сопряжённым хребтом, сложенным мантийными перидотитами), а на востоке – дислоцированным блоком континентальной коры – плато Ермак. С юга эта зона ограничена глубоководной депрессией с крутыми бортами, а с севера – приподнятым участком дна, севернее которого начинается котловина Нансена. Формирование названных структур началось задолго до заложения хребта Гаккеля и продолжилось вплоть до неотектоно-магматической активизации глобального Атлантико-Арктического рифтогенного пояса.

Оба мегабассейна, а также соединяющие их бассейны 2-го порядка (Лабрадор-Баффинский и Норвежско-Гренландский) характеризуются сходным

набором основных морфоструктурных элементов рельефа дна (домезозойские подводные окраины, мезозойские глубоководные котловины и поднятия, разделяющий их кайнозойский срединный хребет), последовательно прослеживаемых из Атлантического мегабассейна, через названные выше пороги, в Арктический мегабассейн (см. рис. 1, Б). Различия в размерах, конфигурации и динамике формирования перечисленных элементов рельефа дна этих мегабассейнов связаны с геоидной формой Земли, обусловливающей, как известно, различную интенсивность тектонических процессов в приэкваториальной и полярной областях, вплоть до выклинивания в последней, Арктической части этого глобального океана. При этом в рельефе дна Атлантико-Арктического океана с юга на север прослеживается закономерное увеличение относительной доли площадей, занимаемых подводными окраинами (от 15–20 до 60–70 %) и глубоководными поднятиями (от 5 до 10 %) на фоне сокращения площади глубоководных котловин (от 40–55 до 20 %) и ширины срединных хребтов (от 25–30 до 5 %).

2. Отличительными особенностями дна Атлантико-Арктического океана являются, во-первых, значительная относительная доля континентальной коры, слагающей домезозойские подводные окраины

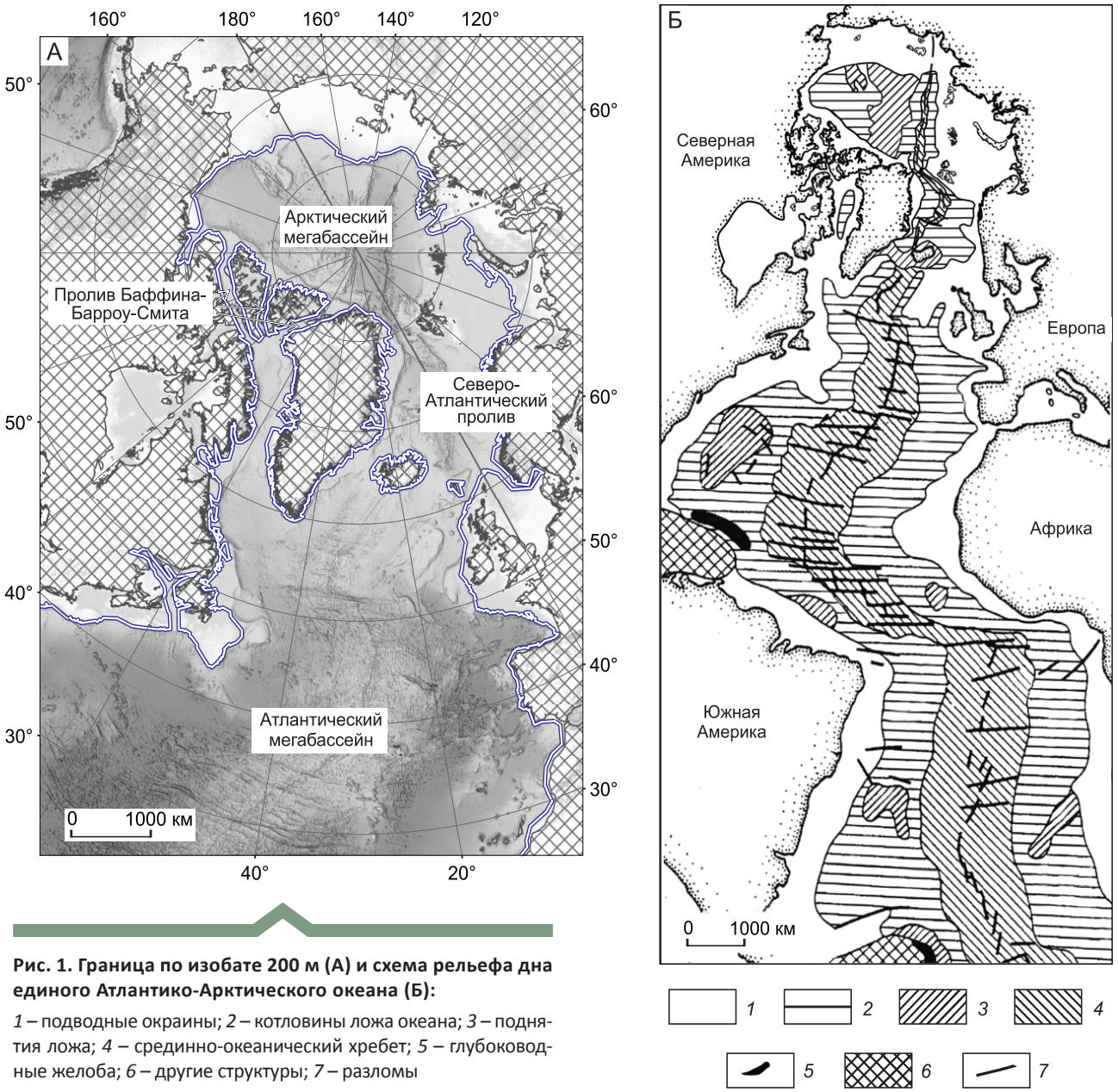



**Рис. 1. Граница по изобате 200 м (А) и схема рельефа дна единого Атлантико-Арктического океана (Б):**

*1* – подводные окраины; *2* – котловины ложа океана; *3* – поднятия ложа; *4* – срединно-океанический хребет; *5* – глубоководные желоба; *6* – другие структуры; *7* – разломы

и мезозойские поднятия в глубоководном ложе (15–22 % от площади Центральной Атлантики; 55–70 % – в Северной Атлантике и 70–80 % – в Арктике), а также наличие фрагментов континентальной литосферы как под котловинами океанического ложа, так и под разделяющими их Срединно-Атлантическим и Срединно-Арктическим хребтами. По данным U-Pb датировок ксеногенных и магматогенных генераций цирконов из пород третьего и второго слоёв океанической коры, их статистические максимумы (2800, 1800, 1000, 550, 275, 170 и 80–0,5 млн лет) соответствуют основным этапам формирования континентальной коры на сопредельных Северо-Американском, Африканском и Евро-Азиатском материках [7, 16]. Во-вторых, два этапа глобального растяжения Атлантико-Арктического рифта: мезозойский и кайнозойский. В-третьих, практически полное отсутствие глубоководных желобов (за исключением субширотного Пуэрто-Риканского (см. рис. 1, Б) и проявлений процессов субдукции с соответствующими островодужными ассоциациями магматических пород (за исключением Малых Антильских островов); к тому же последние имеют поперечное простирание относительно субмеридиональных континентальных окраин.

3. Эволюция Атлантико-Арктической рифтовой системы включает три главных этапа.

Первый этап ($D–J_1$) – заложение и развитие глобальной тектонической зоны в литосфере при расколе Пангеи с образованием прото-Атлантико-Арктической

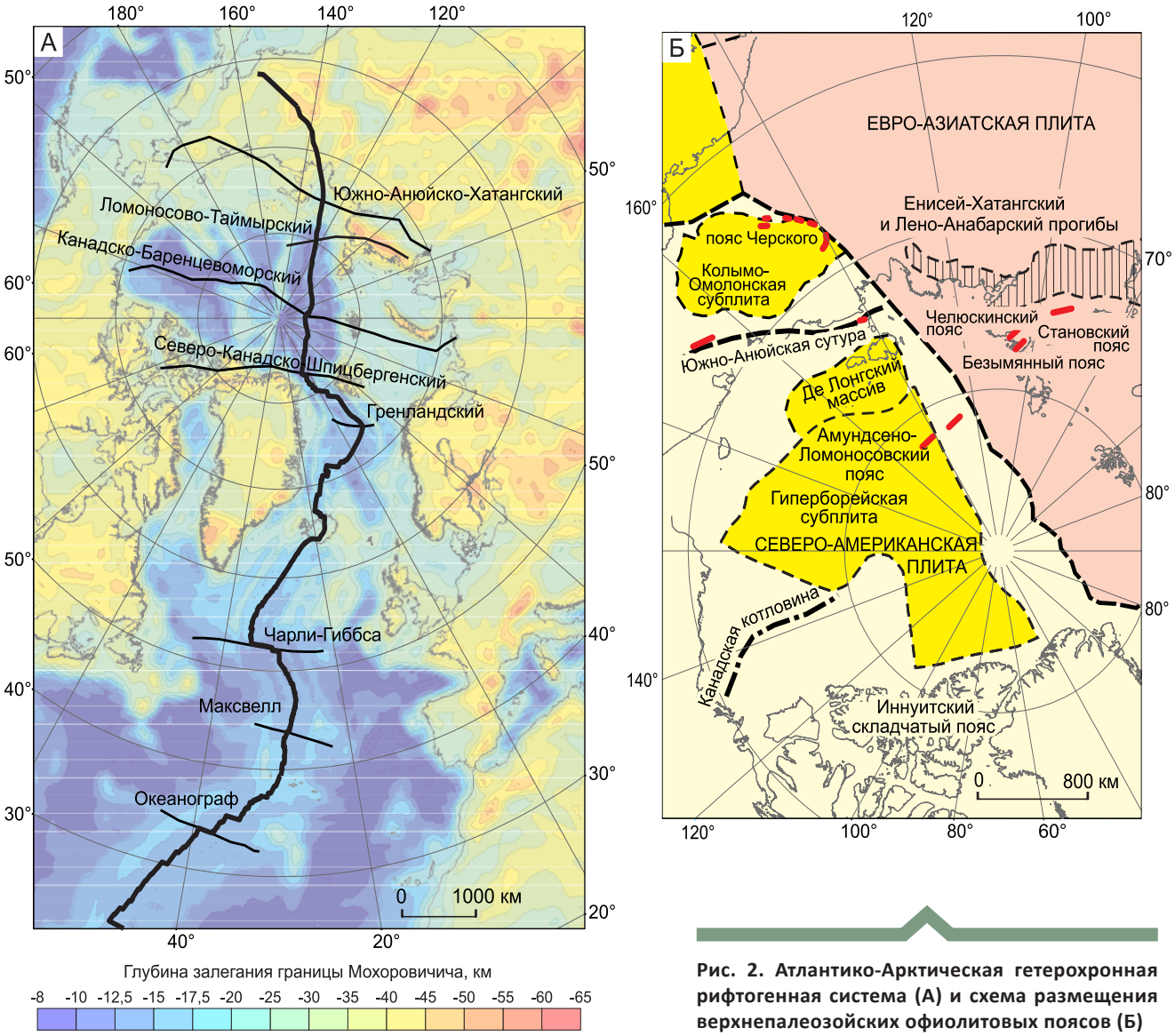



**Рис. 2. Атлантико-Арктическая гетерохронная рифтогенная система (А) и схема размещения верхнепалеозойских офиолитовых поясов (Б)**

рифтовой системы; сопровождается формированием ультрабазит-габбрового комплекса офиолитовой ассоциации в осевой субмеридианной зоне палеорифта и в сопряжённой с ним системе субширотных разломов (рис. 2, А, Б).

Второй этап ($J_1$–$₽_1$) – растяжение континентальной коры относительно оси прото-Атлантико-Арктической рифтовой системы с разуплотнением и утонением континентальной коры в Арктическом и Северо-Атлантических бассейнах и её разрывом в Центрально-Атлантическом мегабассейне. Формирование в областях субширотных разломов впадин (Канадская, Макарова, Подводников, Нансена и Амундсена в Арктическом мегабассейне; Лабрадорская, Гренландская и Лофотенская в Северной Атлантике; Северо-Американская, Западно-Европейская и др. в Центрально-Атлантическом мегабассейне) и разделяющих их континентальных поднятий (см. рис. 1, Б) с площадным проявлением мелового, в том числе траппового, магматизма.

Третий этап ($₽_2$–наст. время) – неотектоно-магматическая активизация в осевой зоне Атлантико-Арктической рифтовой системы с формированием неовулканических зон в срединном хребте и в сопряжённых с ними блоках континентальной коры (Гренландско-Исландско-Фарерский порог и др.); сопровождается трещинными излияниями стекловатых базальтов, формированием вулканических конусов и гидротермальными проявлениями.

4. Геологические структуры, сформированные на каждом из этих этапов, характеризуются следующими особенностями.

• Фрагменты глобального позднепалеозойского внутриплитного рифта частично сохранились в современной осевой зоне срединного хребта (ксенолиты и реликты) и преимущественно – в сингенетичных с ней субширотных тектонических швах приарктической части Евро-Азиатского континента. Они трассируются коренными выходами тектонизированных и метаморфизованных ультрабазит-габбровых пород (реже амфиболитов) офиолитовой ассоциации в субмеридиональной зоне рифта (борта рифтовой долины срединного хребта и континентальных окраин (о. Ньюфаундленд) в Центральной Атлантике и др., амагматические сегменты Северной Атлантики и пояс Черского в Восточной Арктике), а также – в сопряжённой системе субширотных тектонических швов (Северо-Таймырский, Южно-Анюйский и др.) [11].

• Мезозойские глубоководные котловины и поднятия океанического ложа почти непрерывно прослеживаются в Атлантико-Арктическом океане по обе стороны от срединного хребта. В Центрально-Атлантическом бассейне: на западе – Канарская и Западно-Европейская, на востоке – Гвинейская, Северо-Американская, Ньюфаундлендская и Лабрадорская котловины; поднятия: на западе – Сьерра-Леоне, на востоке – Сеара, Бермудское и др. В пределах Северо-Канадско-Гренландско-Балтийского порога: на западе – Норвежская и Гренландская, на востоке – Баффинская котловины; Исландско-Фарерское поднятие – на западе (см. рис. 1, Б). В Арктическом мегабассейне: на западе – котловины Нансена и Амундсена, на востоке – Макарова, Подводников и Канадская; поднятия: на западе – ЗФИ, Альфа-Менделеева и на востоке – Чукотское (см. рисунки 1, Б и 2). Перечисленные котловины и впадины располагаются на продолжении подводных материковых окраин и контролируются пассивными частями субширотных разломов. В котловинах Атлантического мегабассейна под рыхлым осадочным чехлом залегают покровы мезозойских лав толеитового состава. В Евразийском бассейне Арктики, по данным современных сейсмических материалов и результатов драгирования [4], на континентальном склоне котловины Нансена под кайнозойскими базальтами залегают базальные горизонты юрско-мелового, а в более погруженной котловине Амундсена – мелового возрастов. Глубоководные поднятия в котловинах Центральной Атлантики, например, одно из крупнейших – Бермудское плато – состоит из базальтов, перекрытых двухкилометровой толщей осадков и прорванных вулканами, образующими архипелаг одноимённых островов. В Амеразийском бассейне Арктики подводные поднятия (Альфа-Менделеева, Чукотское и Де-Лонга) перекрыты мезозойскими (меловыми) траппами HALIP, как и выведенное на современную поверхность поднятие архипелага ЗФИ; докембрийский фундамент последнего (мощностью более 1300 м) вскрыт Нагурской скважиной на глубине 1887 м. Вышеперечисленные особенности строения и состава глубоководных котловин и поднятий, с одной стороны, подтверждают единство глобального Атлантико-Арктического океана, а с другой, ставят под сомнение плейттектонический механизм мезозойского спрединга его дна, постулируемый с позиции магнитостратиграфии и, наконец, служат доказательством внутриплитного растяжения и базификации континентальной литосферы относительно оси глобальной позднепротерозойской рифтовой системы. Рассмотрение иных механизмов формирования глобальной рифтовой системы на мезозойском этапе выходит за рамки настоящей статьи, тем более, что они широко и обстоятельно обсуждались ранее в работах В. В. Белоусова (1976), С. У. Кэри (1991), Ю. М. Пущаровского (1992), Л. И. Красного (1984), И. С. Грамберга (2001), Е. Е. Милановского (1982), В. Н. Ларина (2005), Э. Н. Лишневского и А. А. Кременецкого (1975) и др.

• Срединный хребет глобального Атлантико-Арктического бассейна является гетерохронным образованием, характеризуется разнообразием морфоструктур и сменой тектонических режимов в ходе его развития. В осевой зоне рифта фиксируются реликты домезозойских и мезозойских палеорифтовых долин (протяжённые депрессии, отходящие от оси рифта или без видимой связи с последними). Древние базальты в пределах неовулканического хребта имеют аналогичное простирание и разбиты многочисленными трещинами; борта рифта сложены в разных пропорциях тектонизированными и серпентинизированными гипербазитами, габбро и другими метаморфизированными породами. Палеорифтовые долины, сформировавшие древний структурный план, оказали влияние на пространственную ориентировку новообразованных структур рифтовой системы. При этом отмирающие пассивные части палеорифтовых долин смещены к периферии от оси кайнозойского растяжения, а продольные поднятия представлены неовулканическими экструзиями, потоками свежих лав и гидротермальными проявлениями.

• Неотектоно-магматическая активизация осевой зоны Атлантико-Арктического рифта проявилась её кайнозойско-четвертичным растяжением (до 1500–2000 км в Центральном Атлантическом мегабассейне и до 900–150 км в Арктическом), а также формированием в створе хребта неотектонических зон

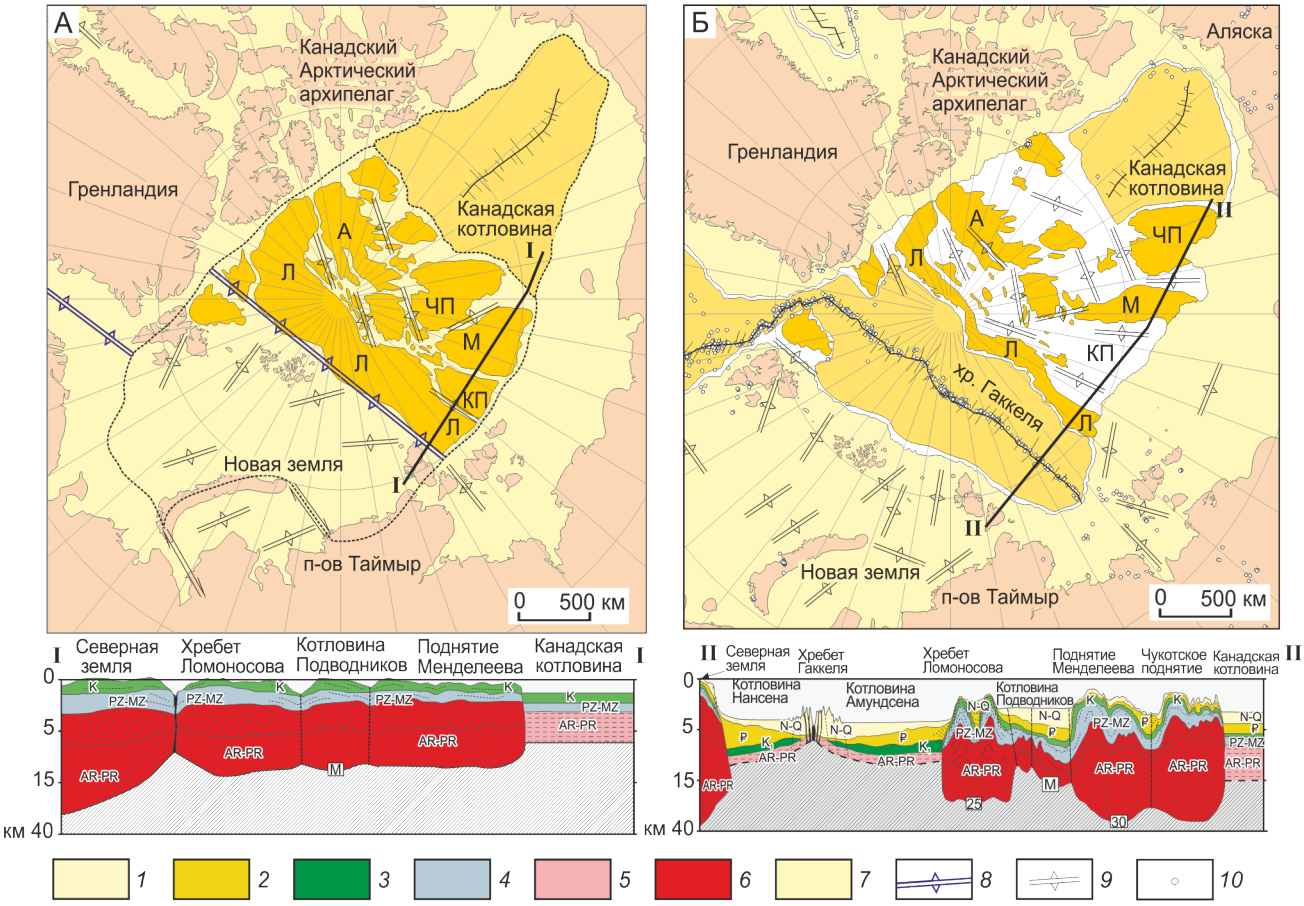



**Рис. 3. Схемы морфо-геолого-геофизического строения дна Северного Ледовитого океана до заложения хребта Гаккеля (А) и в настоящее время (Б):**

*1* – рыхлые осадки; *2* – терригенные отложения; *3* – вулканогенно-терригенные и базальтоидные толщи; *4* – метаморфические и терригенные толщи; *5* – утонённые (разуплотнённые) блоки континентальной коры; *6* – блоки континентальной коры; *7* – шельф континентальной окраины; *8* – ось растяжения верхнепалеозойского внутриплитного рифта; *9* – локальные зоны растяжений; *10* – эпицентры землетрясений; Л – хребет Ломоносова; М – поднятие Менделеева; А – хребет Альфа; ЧП – Чукотское поднятие; КП – котловина Подводников

в Гренладско-Исландско-Фарерском пороге (Исландская неовулканическая зона) и в материковой окраине (Лаптевоморские грабены) с пролонгацией их на Евро-Азиатский континент Момским рифтом. Осевая зона срединного хребта в обоих мегабассейнах – Атлантическом и Арктическом – выполнена трещинными излияниями свежих стекловатых базальтов с вулканическими конусами и современными гидротермальными проявлениями; рифтовые долины Северной Атлантики отличаются широким развитием амагматичных сегментов длиной 30–145 км. В неовулканических зонах, в пределах Исландского континентального порога и Момского рифта, проявлен соответственно позднекайнозойско-четвертичный и четвертичный вулканизм.

В рамках рассмотренной выше модели формирования глобальной Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы история развития Евразийского бассейна и хребта Гаккеля представляется следующим образом.

На первом этапе ($D–J_1$) – заложение глобального прото-Атлантико-Арктического внутриплитного рифта с образованием ультрабазит-габбрового комплекса офиолитовой ассоциации. Фрагменты этих пород в настоящее время сохранились в субширотной зоне сочленения Евразийского бассейна с хребтом Ломоносова (Амундсено-Ломоносовский пояс) [15] с возможной корреляцией последнего на западную прибрежную окраину материка (Северо-Таймырский офиолитовый пояс), а также на восточной окраине материка – осевой офиолитовый пояс Черского и субширотная Южно-Анюйская сутура [11] (см. рисунки 2, Б и 3, А).

На следующем этапе ($J_1–Ꝑ_1$) – межконтинентальное растяжение коры относительно оси позднепалеозойского Атлантико-Арктического рифта, по типу рассеянного спрединга, с образованием котловин Нансена и Амундсена, выполненных верхнемеловыми базальтами. Последние по условиям залегания и распространённости коррелируются с трапповой формацией HALIP, слагающей участки Баренцевоморского шельфа (ЗФИ), а также глубоководные котловины (Канадская, Макарова, Подводников) и поднятия (Альфа-Менделеева, Чукотское, Де-Лонга) в Амеразийском бассейне (см. рис. 3, Б).

И, наконец, заключительный этап ($Ꝑ_2$–наст. время) – неотектоническая активизация древней глобальной Атлантико-Арктической рифтовой системы с формированием в Евразийском бассейне хребта Гаккеля (см. рис. 3, Б). Последний, в отличие от Центрально-Атлантического и Северо-Атлантического хребтов, характеризуется минимальной интенсивностью растяжения (13–6 мм/год) и максимальной (до 20–50 %) относительной долей амагматических сегментов в рифтовой зоне. Западный, Центральный и Восточный магматические сегменты хребта Гаккеля сложены толеитовыми базальтами. С запада на восток ширина раздвига дна океана вдоль хребта Гаккеля уменьшается (от 200 км в Западном сегменте до 100 км в Восточном с сужением его на востоке (120° в. д.) до 50 км), обусловливая наведенный шельфовый рифтогенез с формированием системы Лаптевоморских грабенов и их последующей

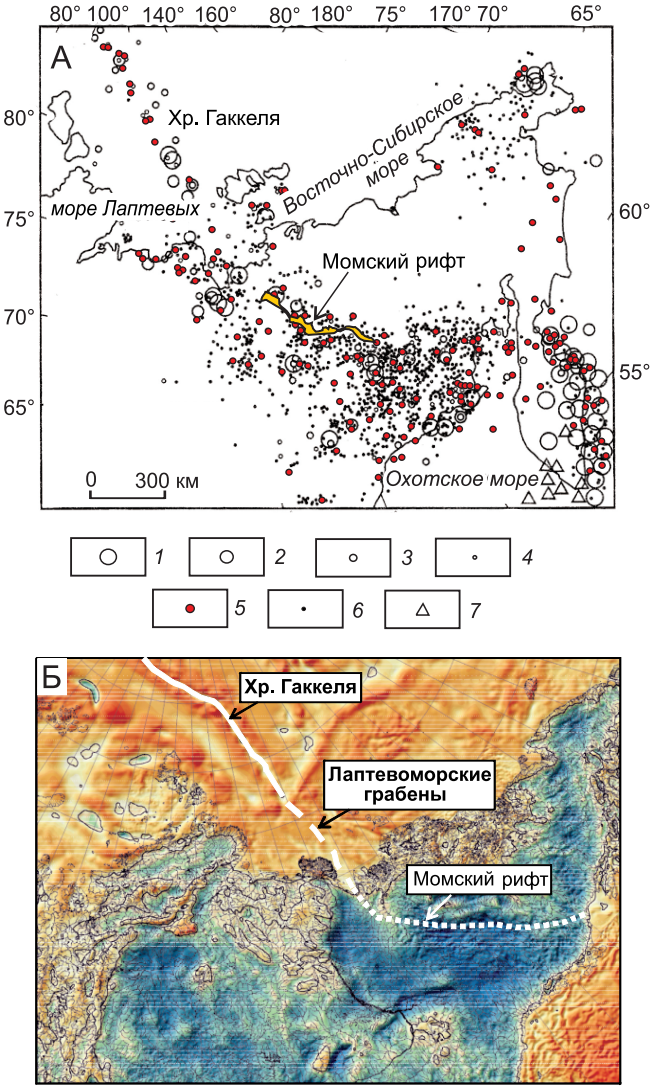



**Рис. 4. Сейсмоактивные зоны (А) и положение оси неотектоно-магматической активизации перехода хребта Гаккеля через шельфовые Лаптевоморские грабены в континентальный Момский рифт на гравиметрической карте (Б):**

*1–6* – магнитуды землетрясений: *1* – > 6,0; *2* – 5,5–5,9; *3* – 5,0–5,4; *4* – 4,5–4,9; *5* – 4,0–4,4; *6* – < 4,0; *7* – глубокофокусные землетрясения Камчатки

пролонгацией в зону сочленения Евро-Азиатского кратона и складчатых мезозойских сооружений (Момский рифт) (рис. 4, Б). Исследования, проведённые в Лаптевоморском бассейне (В. Л. Иванов и др., 2004), показали, что рифтовая деструкция здесь началась в конце позднего мела с заложения внутриконтинентального Северо-Омолойского рифтогенного грабена с последующим развитием в этой зоне разломов рифтовой системы Гаккеля: конец палеоцена – эоцен – расширение позднемелового рифтового прогиба, ранний миоцен – рост хребта Гаккеля, поздний миоцен – перемещение разломов на юг с формированием на континенте (в плиоцене) Момского рифта.

Сравнительное геохимическое изучение вулканических пород Центрального САХ, Гренландско-Исландского порога, Северной Атлантики и хребта Гаккеля [10] показывает аномальное (в 2–10 раз) обогащение $K_2O$ и лёгкими РЗЭ хребтов Арктического сектора. Аналогичную тенденцию проявляет также и большинство других литофильных элементов (Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, P) при сравнении базальтов Исландии и хребта Гаккеля с базальтами Центрально-Атлантического хребта и хребта Рейкьянес, указывая тем самым как на различный характер источников – глубинные плюмы, свидетельствующие об отсутствии мантийной конвекции, так и на контаминацию глубинных расплавов коровым материалом. Составы базальтов Западного сегмента хребта Гаккеля близки таковым N-MORB и хребта Колбенсей, тогда как в крайних точках этого хребта (на западе – Гренландско-Шпицбергенский порог, на востоке – вблизи Лаптевоморского шельфа) – E-MORB и Исландии. Голоценовые потоки базальтов вулкана Балаган-Тас в пределах Момского рифта представлены недифференцированной натровой серией щелочных базальтов, типичных для континентальных рифтов.

Зона неотектоно-магматической активизации (хребет Гаккеля–Лаптевоморские грабены–Момский рифт) характеризуется утонённой (разуплотнённой) корой, высоким тепловым потоком и аномальной сейсмоактивностью (см. рис. 4, А), а также наличием узких трогообразных впадин, заполненных позднекайнозойскими и четвертичными осадками, с синхронными вулканами в бортах Момо-Соленняхских впадин, что, таким образом, указывает на соответствие этой структуры внутриплитным рифтам. Последнее в купе с охарактеризованной выше моделью формирования гетерохронной Атлантико-Арктической рифтогенной системой, исключающей ключевую роль плейттектонических геодинамических механизмов, может рассматриваться в качестве одного из аргументов при обосновании континентальной природы Восточного сегмента хребта Гаккеля, включённого в обновлённую заявку России по расширению внешней границы континентального шельфа.

**Резюме.** Таким образом, проблема геологической природы Евразийского бассейна и хребта Гаккеля решается с позиции новой модели формирования Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы, исключающей решающую роль традиционных плейттектонических геодинамических обстановок.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Богданов Н. А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. – 2004. – № 3. – С. 13–30.
2. *Верниковский В. А., Добрецов Н. Л., Каминский В. Д.* и др. Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. – Архангельск. – С. 41–58.
3. *Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Секретов С. Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского рифта // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 311, № 3. – С. 689–694.
4. *Дараган-Сущова Л. А., Петров О. В., Дараган-Сущов Ю. И.* и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 25–44.
5. *Жирнов А. М.* Морфоструктура дна Атлантики и Срединно-Атлантического хребта // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2019. – № 1. – С. 47–62.
6. *Кохан А. В., Дубинин Е. П., Грохольский А. Л.* Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2012. – № 1. – Вып. 9. – С. 59–77.
7. *Кременецкий А. А., Белоусова Е., Шулятин О. Г.* и др. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U–Pb-возраста, изотопии Hf и геохимии РЗЭ цирконов // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 481, № 2. – С. 169–173.
8. *Кременецкий А. А., Костицын Ю. А., Морозов А. Ф.* и др. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. – № 6. – С. 487–500.
9. *Кременецкий А. А., Морозов А. Ф., Пилицын А. Г.* и др. Геохимическое картирование Циркумполярной Арктики: научная парадигма, технология, предварительные

результаты // Разведка и охрана недр. – 2015. – № 6. – С. 8–21.
10. *Кременецкий А. А., Пилицын А. Г., Веремеева Л. И.* и др. Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 83. – С. 14–32.
11. *Кременецкий А. А., Спиридонов И. Г., Граменицкая П. Н.* Офиолиты Восточной Арктики: Геотектонические парадигмы и геохимическая реконструкция геодинамических обстановок // Разведка и охрана недр. – 2021. – № 6. – С. 14–28.
12. *Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П.* и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 53. – С. 34–55.
13. *Пискарев А. Л.* Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 49–66.
14. *Пущаровский Ю. М., Мазарович А. О., Сколотнев С. Г.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. – 2005. – № 2. – С. 3–16.
15. *Шельфовые* осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минеральносырьевой потенциал // под ред. Г. С. Казанина. Мурманск: АО «МАГЭ» – СПб.: «Реноме», 2020. – 544 с.
16. *Шулятин О. Г., Трухалев А. И., Беляцкий Б. В., Кременецкий А. А.* Доокеаническая предыстория Срединно-Атлантического хребта и области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана по изотопно-геохронологическим и геологическим данным // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб., 2018. – С. 455–466.
17. *Grachev A. F.* The Arctic rift system and the boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates: new insight to plate tectonic theory // Russian Journal of Earth Sciences. – 2003. – V. 5, № 5. – P. 307–345.

**REFERENCES**

1. *Bogdanov N. A.* Tektonika Arkticheskogo okeana [Tectonics of the Arctic Ocean]. Geotektonika, 2004, No. 3, P. 13–30. (In Russ.)
2. *Vernikovskiy V. A., Dobretsov N. L., Kaminskiy V. D.* et al. Geodinamika Tsentral'noy i Vostochnoy Arktiki [Geodynamics of the Central and Eastern Arctic]. Materialy sovmestnogo zasedaniya Soveta RAN po koordinatsii deyatel'nosti regional'nykh otdeleniy i regional'nykh nauchnykh tsentrov RAN i Nauchnogo soveta RAN po izucheniyu Arktiki i Antarktiki, Arkhangel'sk, P. 41–58. (In Russ.)
3. *Gramberg I. S., Demenitskaya R. M., Sekretov S. B.* Sistema riftogennykh grabenov shel'fa morya Laptevykh kak nedostayushchego zvena riftovogo poyasa khrebta Gakkelya – Momskogo rifta [The system of riftogenic grabens of the Laptev Sea shelf as a missing link in the rift belt of the Gakkel ridge – Momsky rift]. Dokl. AN SSSR, 1990, V. 311, No. 3, P. 689–694. (In Russ.)
4. *Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Daragan-Sushchov Yu. I.* et al. Istoriya formirovaniya Yevraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana po seysmicheskim dannym [History of the formation of the Eurasian basin of the Arctic Ocean according to seismic data]. Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2020, No. 84, P. 25–44. (In Russ.)
5. *Zhirnov A. M.* Morfostruktura dna Atlantiki i Sredinno-Atlanticheskogo khrebta [Morphostructure of the bottom of the Atlantic and the Mid-Atlantic Ridge]. Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana, 2019, No. 1, P. 47–62.
6. *Kokhan A. B., Dubinin Ye. P., Grokhol'skiy A. L.* Geodinamicheskiye osobennosti strukturoobrazovaniya v spredingovykh khrebtakh Arktiki i Polyarnoy Atlantiki [Geodynamic features of structure formation in the spreading ridges of the Arctic and Polar Atlantic]. Vestnik KRAUNTS. Nauki o zemle, 2012, No. 1, Is. 19, P. 59–77. (In Russ.)
7. *Kremenetskiy A. A., Belousova Ye., Shulyatin O. G.* et al. Istochniki veshchestva magmaticheskikh porod glubokovodnogo lozha Severnogo Ledovitogo okeana i Tsentral'noy Atlantiki po dannym U–Pb-vozrasta, izotopii Hf i geokhimii RZE tsirkonov [Sources of matter of igneous rocks of the deep-sea bed of the Arctic Ocean and Central Atlantic according to the U – Pb age, Hf isotopy and REE geochemistry of zircons]. Doklady Akademii nauk, 2018, V. 481, No. 2, V. 169–173. (In Russ.)
8. *Kremenetskiy A. A., Kostitsyn Yu. A., Morozov A. F.* et al. Istochniki veshchestva magmaticheskikh porod podnyatiya Mendeleyeva (Severnyy Ledovityy okean) po izotopno-geokhimicheskim dannym [Sources of matter of magmatic rocks of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) according to isotope-geochemical data]. Geokhimiya, 2015, No. 6, P. 487–500. (In Russ.)
9. *Kremenetskiy A. A., Morozov A. F., Pilitsyn A. G.* et al. Geokhimicheskoye kartirovaniye Tsirkumpolyarnoy Arktiki: nauchnaya paradigma, tekhnologiya, predvaritel'nyye rezul'taty [Geochemical mapping of the Circumpolar Arctic: scientific paradigm, technology, preliminary results]. Razvedka i okhrana nedr, 2015, No. 6, P. 8–21. (In Russ.)
10. *Kremenetskiy A. A., Pilitsyn A. G., Veremeyeva L. I.* et al. Evolyutsiya fundamenta, riftogenez i neftegazonosnost' Tsirkumpolyarnoy Arktiki [Basement evolution, rifting and oil and gas potential of the Circumpolar Arctic]. Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2020, No. 83, P. 14–32. (In Russ.)
11. *Kremenetskiy A. A., Spiridonov I. G., Gramenitskaya P. N.* Ofiolity Vostochnoy Arktiki: Geotektonicheskiye paradigmy i geokhimicheskaya rekonstruktsiya geodinamicheskikh obstanovok [Ophiolites of the Eastern Arctic: Geotectonic paradigms and geochemical reconstruction of geodynamic settings]. Razvedka i okhrana nedr, 2021, No. 6, P. 14–28. (In Russ.)

12. *Morozov A. F., Petrov O. V., Shokal'skiy S. P.* et al. Novyye geologicheskiye dannyye, obosnovyvayushchiye kontinental'nuyu prirodu oblasti Tsentral'no-Arkticheskikh podnyatiy [New geological data substantiating the continental nature of the region of the Central Arctic uplifts]. Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2013, No. 53, P. 34–55. (In Russ.)
13. *Piskarev A. L.* Stroyeniye fundamenta Yevraziyskogo basseyna i tsentral'nykh khrebtov Severnogo Ledovitogo okeana [The structure of the basement of the Eurasian basin and central ridges of the Arctic Ocean]. Geotektonika, 2004, No. 6, P. 49–66. (In Russ.)
14. *Pushcharovskiy Yu. M., Mazarovich A. O., Skolotnev S. G.* Neotektonika okeanskogo dna (Tsentral'naya Atlantika) [Neotectonics of the ocean floor (Central Atlantic)]. Geotektonika, 2005, No. 2, P. 3–16. (In Russ.)
15. *Shel' fovyye* osadochnyye basseyny Rossiyskoy Arktiki: geologiya, geoekologiya, mineral'nosyr'yevoy potentsial [Shelf sedimentary basins of the Russian Arctic: geology, geoecology, mineral resource potential]. Ed. G. S. Kazanina, AO "MAGE", Murmansk, St. Petersburg: "Renome", 2020, 544 p. (In Russ.)
16. *Shulyatin O. G., Trukhalev A. I., Belyatskiy B. V., Kremenetskiy A. A.* Dookeanicheskaya predystoriya Sredinno-Atlanticheskogo khrebta i oblasti Tsentral'no-Arkticheskikh podnyatiy Severnogo Ledovitogo okeana po izotopno-geokhronologicheskim i geologicheskim dannym [Preoceanic prehistory of the Mid-Atlantic ridge and the region of the Central Arctic uplifts of the Arctic Ocean according to isotope-geochronological and geological data]. 70 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane, St. Petersburg, 2018, P. 455–466. (In Russ.)
17. *Grachev A. F.* The Arctic rift system and the boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates: new insight to plate tectonic theory. Russ. J. Earth Sci, 2003, V. 5, No. 5, P. 307–345.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10019

УДК 550.84.092:553.411(574.2)
© С. А. Миляев, 2021

# Вторичные ореолы рассеяния в золотоносной коре выветривания месторождения Васильковское (Северный Казахстан)

Рассмотрены особенности формирования и характеристики вторичных ореолов рассеяния в золотоносной коре выветривания золото-сульфидно-кварцевого месторождения. Показано, что при наземных литохимических съёмках на золотое оруденение васильковского типа предпочтение следует отдать фракции < 0,1 мм. Вторичные ореолы рассеяния золота, выделенные при анализе этой фракции, будут характеризоваться наибольшими размерами и продуктивностями.

*Ключевые слова*: вторичный ореол рассеяния, золотоносная кора выветривания.

МИЛЯЕВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, milyaev@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

# Secondary dispersion haloes in the gold-bearing weathering crust of the Vasilkovskoe gold deposit, Northern Kazakhstan

S. A. MILYAEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The formation conditions and characteristics of secondary dispersion haloes in the gold-bearing weathering crust of a gold-sulfide-quartz deposit are considered. The fraction < 0,1mm is demonstrated to be preferable for lithochemical prospecting for the Vasilkovskoe type gold mineralization. The secondary dispersion haloes of gold, identified based on analyses of this fraction, are characterized by the maximum size and productivity.

*Key words*: secondary dispersion halo, gold-bearing weathering crust.

Формирование гипергенных литохимических ореолов рассеяния определяется историей геологического развития территорий, в первую очередь процессами современного и палеоклиматического выветривания. В послепалеозойское время для значительной части территории Казахстана было характерно длительное континентальное развитие, приведшее к формированию площадных кор выветривания. На территории Северного Казахстана широко распространены погребённые триас-юрские коры выветривания.

Васильковское золото-сульфидно-кварцевое месторождение расположено в пределах северного обрамления Кокчетавской глыбы. Оно представлено сульфидно-кварцевым штокверком, локализованным в зоне контакта палингенных интрузий – порфиробластовых (калишпатизированных) гранодиоритов и часто перемежающихся пород габбро-диоритового комплекса ($O_2$–$S_1$). Указанный контакт осложнён узлом пересечения двух разноориентированных тектонических зон: Донгульагашской северо-западного простирания и Васильковской северо-восточного направления [3].

Среди рудных минералов доминируют арсенопирит и пирит, в подчинённом количестве присутствуют самородный висмут, висмутин, марказит, халькопирит, пирротин. Арсенопирит является главным рудным минералом, содержащим основную массу золота в виде механических примесей в дефектах и на границе зёрен [5]. Самородное золото распределено неравномерно, образуя тончайшие выделения размером от десятых долей микрон до 0,063 мм [1, 5]. Нерудная прожилковая минерализация представлена кварцем и турмалином [2]. Ореолы кварца характерной серой окраски (рудный кварц), неравномерно обогащённые арсенопиритом, минералами висмута, самородным золотом, пространственно совпадают с положением рудных зон. Наличие прожилков серого кварца с арсенопиритом – прямой признак оруденения золото-висмут-мышьякового минерального типа [2].

Околорудные метасоматические ореолы выражены в лиственито-березитовых преобразованиях рудовмещающих пород [10]. В самой внешней зоне ореола изменения носят пятнисто-блоковый характер, количество преобразованных участков составляет 5–15 % от общего объёма пород. В промежуточной зоне ореола количество новообразований возрастает до 40–60 %. В центральной зоне ореола, соответствующей зоне рудолокализации, метасоматиты занимают 80–100 % объёма пород, причём 10–30 % от их объёма составляют максимально березитизированные породы, состоящие из карбоната, кварца и серицита или кварца с серицитом [10].

Особенности вторичных ореолов рассеяния рассматриваемой территории определяются процессами палеоклиматического выветривания. Формирование площадной коры выветривания связано с длительным проявлением гипергенных процессов в мезозое (триас–юра) в условиях субтропического (жаркого и влажного) климата. Мощность коры выветривания составляет 20–60 м, достигая по ослабленным тектоническим зонам 200 м. Элювиальная кора фрагментарно перекрывается бесструктурными глинистыми аллювиально-озёрными отложениями. Повсеместно по коре выветривания развиты каштановые почвы разнотравно-ковыльных сухих степей. Рельеф района равнинно-мелкосопочный.

Гранулометрический и минеральный состав коры выветривания зависит от условий гипергенеза и петрографического состава коренных пород. По вертикальному разрезу коры выветривания наблюдается постепенная смена различных стадий процесса выветривания. Верхние горизонты коры выветривания характеризуются полным разложением первичных минералов и выносом растворимых компонентов. На нижних горизонтах характер выветривания соответствует начальной стадии процесса.

Кора выветривания Васильковского месторождения, по данным Н. В. Лапотко, имеет отчётливое зональное строение (снизу вверх): дресвяно-щебенистая зона дезинтеграции (10–15 м), дресвяно-глинистая (гидрослюдистая) зона (5–10 м), глинистая (гидрослюдисто-каолинитовая) зона (10–15 м). Вверх по разрезу коры наблюдается прогрессирующее разложение первичных минералов пород и гидротермальных продуктов и замещение их гидрослюдисто-глинистыми массами, в той или иной степени пропитанными гидроксидами железа [11].

Исследование коры выветривания было проведено на уступах 205, 225 и 230 м карьера (рис. 1). На горизонте 205 м вскрывается дресвяно-щебенистая кора (северо-западная и центральная часть уступа 205 м) и дресвяно-глинистая кора (юго-восточная часть). Вышележащий горизонт 225 м характеризует главным образом глинистую кору с небольшим выходом дресвяно-глинистой коры. Уступ 230 м отвечает почвенному горизонту, развившемуся по глинистой и дресвяно-глинистой коре выветривания.

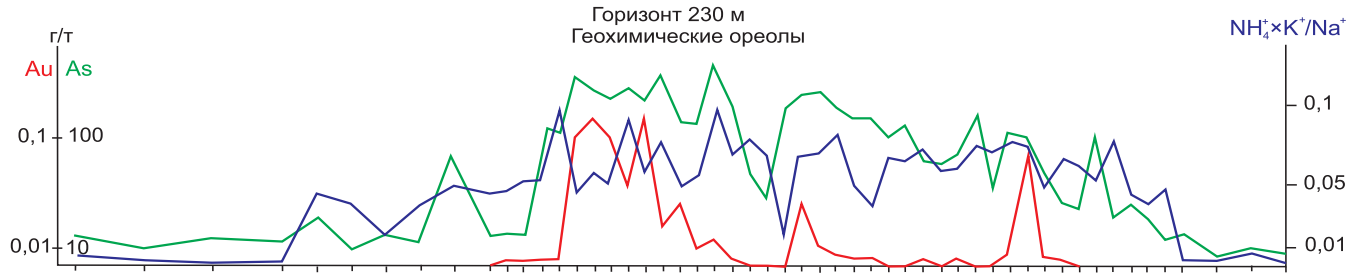
В зоне гипергенеза околорудные метасоматические и минералогические ореолы рассеяния выявляются и изучаются путём исследования брикетов-шлифов и брикетов-аншлифов из обломочной фракции литохимических проб диаметром 2–3 мм [11].

На нижнем горизонте (205 м) породы значительно дезинтегрированы, хотя первичная природа их в грубых чертах распознаётся. В частности, по реликтам характерных текстур и структур пород выделяются гранодиориты и габброиды. Метасоматические изменения диагностируются хуже, но отделить гипергенные изменения от эндогенных преобразований иногда удаётся. Минералогические ореолы формируются за счёт обломков серого рудного кварца, скоплений гидроксидов железа (гетит, гидрогетит, гидрогематит) и остатков арсенопирита в обломках пород. В отдельных случаях фиксируются локальные скопления самородного золота (0,2–0,3 мм) в гидроксидах железа [11].

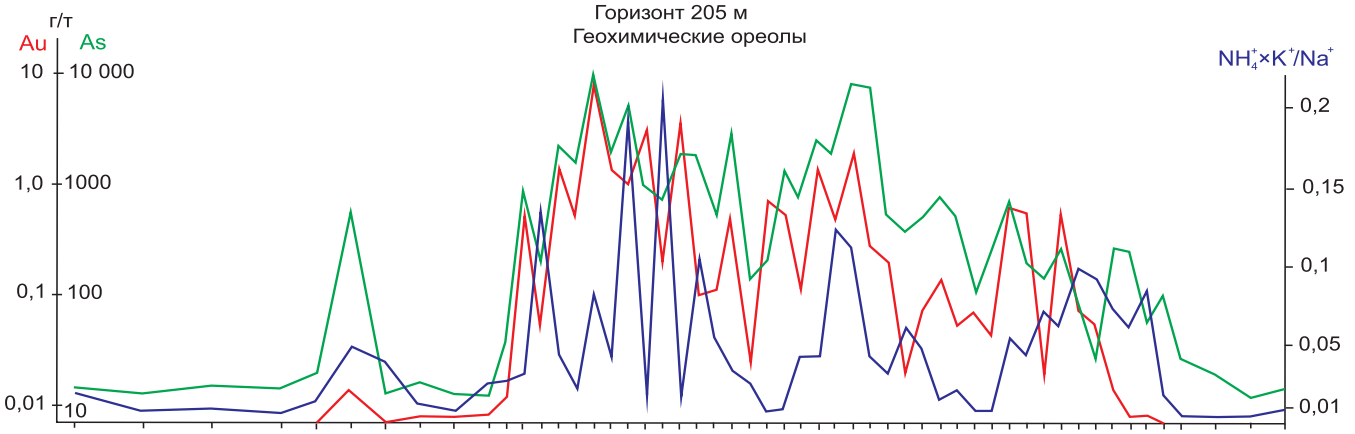
В пределах глинистой коры степень гипергенного разложения пород значительно возрастает. Темноцветные минералы полностью замещаются глинистыми новообразованиями с примесью гидроксидов железа, причём псевдоморфные их скопления устанавливаются в редких случаях. Чаще они расплываются в глинистом базисе. Близко этому поведение плагиоклаза, в большинстве своём замещающегося гидрослюдисто-глинистыми массами. В обломочной фракции отмечаются лишь рудный серый кварц, довольно часто калиевый полевой шпат (в различной степени разложенный) и гидроксиды железа. В почвенном горизонте (230 м) фиксируется только рудный кварц.

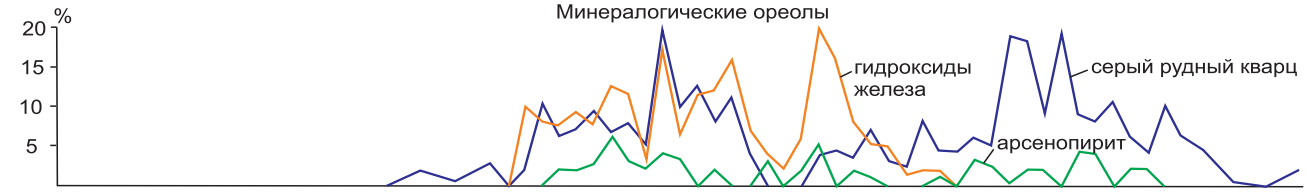
Вторичные литохимические ореолы рассеяния также претерпевают существенные изменения вверх по разрезу коры выветривания. В дресвяно-щебенистой коре выветривания при анализе фракции < 1,0 мм отмечены высокие содержания золота (9 г/т), мышьяка (1 %), висмута (0,06 %), серебра (110 г/т), меди (0,6 %), ртути (0,004 %). Самые широкие ореолы рассеяния здесь образуют золото, мышьяк. Их размеры, сопоставимые с суммарной мощностью золотоносных рудных зон, составляют 400 м. Ширина ореолов рассеяния висмута, меди, ртути, серебра колеблется от 200 до 250 м.

В глинистой коре выветривания отмечается значительное падение содержаний рудных элементов: золото (1 г/т), мышьяк (0,1 %), висмут (0,006 %), серебро (20 г/т), медь (0,1 %), ртуть (0,003 %). В почвенном горизонте коры выветривания наблюдается

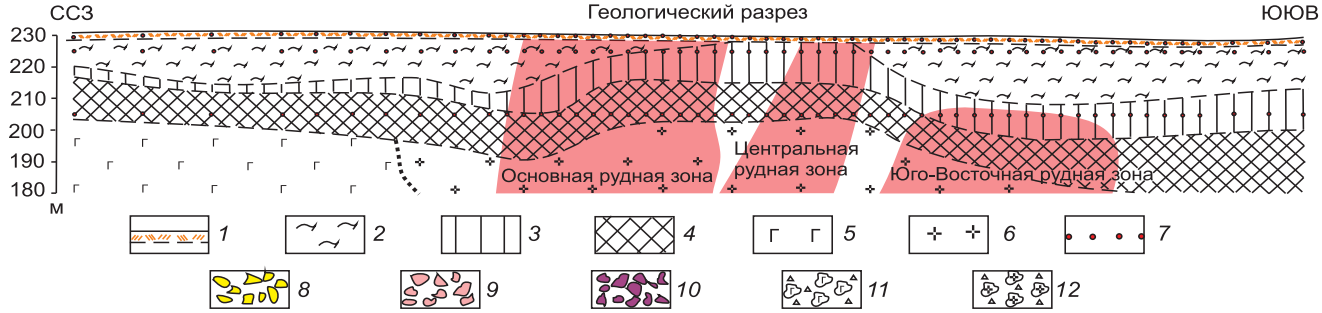

Горизонт 230 м
Геохимические ореолы
г/т
Au
As
0,1
100
0,01
10
$NH_4^+ \times K^+/Na^+$
0,1
0,05
0,01

Горизонт 225 м
Геохимические ореолы
г/т
Au
As
1,0
1000
0,1
100
0,01
10
$NH_4^+ \times K^+/Na^+$
0,15
0,1
0,05
0,01


Горизонт 205 м
Геохимические ореолы
г/т
Au
As
10
10 000
1,0
1000
0,1
100
0,01
10
$NH_4^+ \times K^+/Na^+$
0,2
0,15
0,1
0,05
0,01


Минералогические ореолы
%
20
15
10
5
гидроксиды железа
серый рудный кварц
арсенопирит

Метасоматические ореолы
0
100
200
300
400
500
600
700 м


ССЗ
Геологический разрез
ЮЮВ
230
220
210
200
190
180
м
Основная рудная зона
Центральная рудная зона
Юго-Восточная рудная зона
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

дальнейшее уменьшение содержаний и размеров ореолов рассеяния.

В профиле коры выветривания Васильковского месторождения формируются солевые (водорастворимые) ореолы петрогенных элементов, отвечающих зонам метасоматических преобразований. Аномалии петрогенных элементов своим происхождением обязаны сорбционной и биогенной аккумуляции этих компонентов в продуктах выветривания. Обменные химические реакции, гидратация и сорбция ведут к «закреплению» солевого ореола, придавая ему свойства устойчивого геологического образования. При смачивании исходной пробы водой солевой ореол переходит в раствор и может быть проанализирован с помощью ионоселективных электродов [6].

Изучение химизма метасоматических преобразований на Васильковском месторождении свидетельствует о выносе из пород натрия, магния, железа и приносе калия и серы [10]. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение Васильковского рудного поля, по данным ионно-потенциометрических наблюдений в водных вытяжках литохимических проб коры выветривания [4], характеризуется положительными аномалиями ионов $K^+$, $NH_4^+$ и отрицательными $Na^+$. Аномалии указанных ионов отчётливо фиксируют положение зон лиственито-березитов, вмещающих рудные залежи. Более надёжно положение золотого оруденения определяется с помощью геохимического показателя $K^+ \times NH^+_4 / Na^+$ (см. рис. 1).

Распределение металлов по данным опробования различных горизонтов коры выветривания Васильковского рудного поля, представленное в виде графиков надфоновых площадных продуктивностей ореолов рассеяния, приведено на рис. 2. В пределах дресвяно-щебенистой коры, соответствующей подзоне полуокисленных руд [8], ослабления вторичных ореолов рассеяния не происходит. Для мышьяка и висмута, преимущественно мигрирующих в гипергенных условиях в анионной форме, наблюдается рост продуктивностей за счёт избирательной сорбции этих элементов на поверхности положительно заряженных гидроксидов железа. В дресвяно-глинистой коре выветривания намечается незначительное ослабление вторичных ореолов рассеяния золота, цинка и свинца.

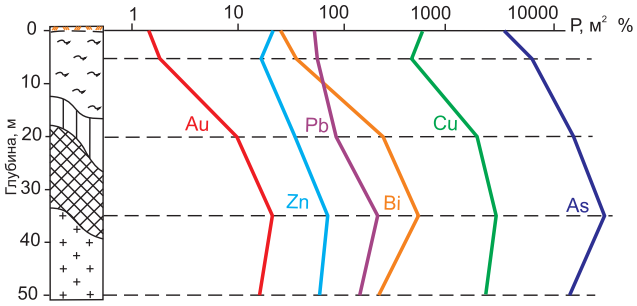



**Рис. 2. Площадные продуктивности рудных элементов в коре выветривания центральной части Васильковского рудного поля.** *По материалам Г. Б. Левина и Н. В. Лапотко*:

см. услов. обозн. к рис. 1

Значительный вынос рудных элементов фиксируется из глинистой коры выветривания. Глинистая кора выветривания Васильковского месторождения, отвечающая подзоне выщелачивания [8], формировалась в условиях высокого пенеплена. По мнению Н. А. Рослякова, в такой обстановке могла проходить значительная миграция золота за пределы профиля золотоносной коры выветривания и значительное понижение его содержаний по сравнению с первичными рудами. Механизм выноса тонкого и мелкого золота из глинистой коры выветривания для месторождения штокверкового типа на Среднем Урале рассмотрен в монографии Н. М. Риндзюнской с соавторами [7]. В почвенном горизонте продуктивности рудных элементов продолжают убывать. Отмечается незначительный рост продуктивностей цинка и меди благодаря биогенному накоплению этих элементов в почвах.

Падение или рост продуктивностей ореолов рассеяния может также зависеть от состава рудовмещающих пород, за счёт которых происходит формирование элювиальной коры выветривания, заключающей в себе вторичные остаточные ореолы рассеяния, и связаны они с изменением объёма, ранее занимавшегося коренной горной породой. Выветривание кислых магматических пород происходит с увеличением объёма, а осадочных пород карбонатного состава с уменьшением объёма. В данном случае при выветривании гранодиоритов объём глинистой коры будет превышать объём исходной коренной породы, что ведёт к разубоживанию ореолов рассеяния и падению их продуктивностей в верхних горизонтах коры выветривания.

**Рис. 1. Вторичные ореолы рассеяния в коре выветривания Васильковского месторождения**

*геологический разрез*: *1* – почвенный горизонт; *2–4* – зоны коры выветривания: *2* – глинистая, *3* – дресвяно-глинистая, *4* – дресвяно-щебенистая; *5* – габбро; *6* – порфиробластовые гранодиориты; *7* – точки отбора рыхлых проб; *метасоматические ореолы*: *8–10* – зоны ореола березитов: *8* – внешняя, *9* – промежуточная, *10* – центральная; *11–12* – обломки пород: *11* – габброидов, *12* – гранодиоритов

Распределение рудных компонентов во многом определяется формами нахождения элементов и особенностями палеоклиматического и современного выветривания. Направленность геохимических процессов, протекающих в зоне гипергенеза, хорошо устанавливается при рассмотрении баланса распределения рудных элементов по классам крупности для различных горизонтов коры выветривания. Разделение пробы на классы крупности проводилось «мокрым» отсеиванием. Определение времени оседания частиц в воде в зависимости от их диаметра рассчитывалось по методу Стокса.

В нижнем дресвяно-щебенистом горизонте коры выветривания основное количество рудных элементов сосредоточено в крупных классах (рис. 3). Во фракциях > 10 мм, 10–1 мм, составляющих 70–80 %

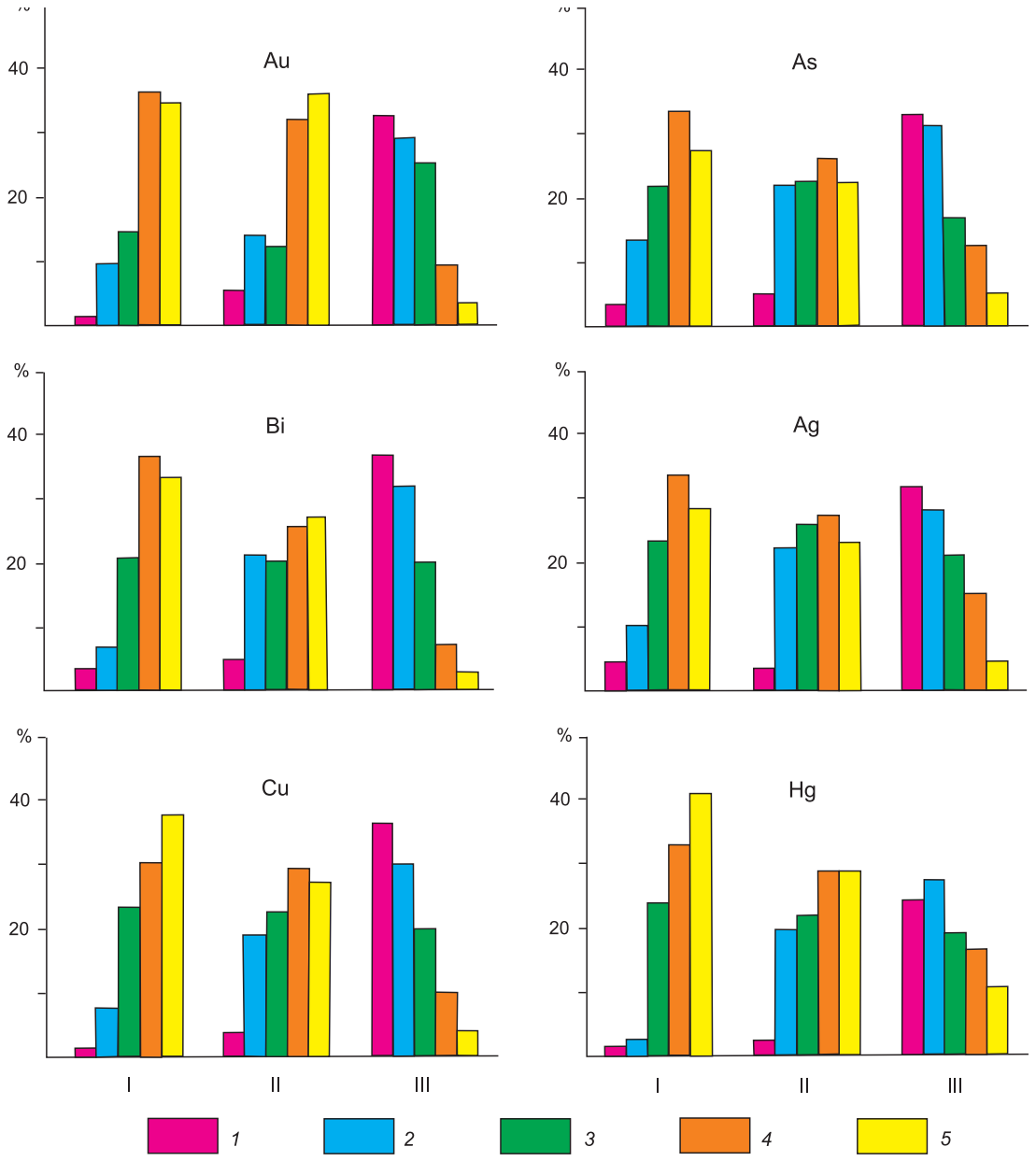



**Рис. 3. Распределение рудных элементов по фракциям в гипергенном профиле:**

горизонты гипергенного профиля: I – почвенный, II–III – кора выветривания: II – дресвяно-глинистая, III – дресвяно-щебенистая; *1–5* – размер фракций (в мм): *1* – > 10, *2* – 10–1, *3* – 1–0,1, *4* – 0,1–0,01, *5* – < 0,01

элювия, заключено от 52 до 74% валового количества металлов. В мелкообломочных классах количество металла соответственно убывает от более крупных к более тонким фракциям. Алеврито-песчаная фракция (1–0,1 мм) содержит от 18 до 25% от суммы рудных элементов, алевритовая (0,1–0,01 мм) – от 10 до 18%, а коллоидно-дисперсная (<0,01 мм) – от 4 до 9%.

В залегающем выше по разрезу дресвяно-глинистом горизонте коры выветривания, вследствие увеличения времени выветривания (гипергенного преобразования), возрастает количество тонкодисперсной массы и намечается рост валового количества металла в тонких фракциях. Доля металла, заключённого в классах крупности < 0,1 мм, составляет от 50 до 70%.

В почвенных горизонтах элювия, развитых по глинистой коре выветривания, наблюдается дальнейшее увеличение валового количества металла в мелких классах по сравнению с более крупными классами. Наибольшим количеством рудных элементов характеризуется алевритовая и коллоидно-дисперсная фракции, на долю которых приходится от 65 до 75% валового количества металлов. Главную роль концентраторов металлов в этом классе образований играют, по-видимому, гидроксиды железа и алюминия [9]. Возрастание количества некоторых металлов наблюдается вблизи дневной поверхности в связи с протекающими здесь почвенными процессами и влиянием границы раздела земля–воздух. Это приводит, в частности, к увеличению количеств ртути и меди в самых тонких фракциях за счёт сорбционного и биогенного накопления.

В практике литохимических поисков принято направлять на анализ мелкую фракцию пробы (< 1,0 мм), поскольку при незначительной массе пробы наличие крупных обломков неизбежно ухудшает воспроизводимость опробования. В целом проблема выбора размера фракции, которую надо отсеивать из пробы для её передачи на анализ, однозначного решения не имеет. Некоторые рудные элементы в форме тяжёлых устойчивых минералов способны обогащать грубозернистые фракции, другие концентрируются преимущественно в глинистых фракциях. Кроме того, один и тот же элемент в непосредственной близости к месторождению обогащает крупные фракции, а по мере удаления от коренного источника контрастность аномалий возрастает в тонких фракциях.

Возрастание абсолютного уровня содержаний рудного элемента ($C_{max}$) в некоторых фракциях не всегда отвечает увеличению контрастности аномалии, под которой понимают «отношение уровня полезного сигнала к уровню шума» [9]. Величины природных колебаний содержаний определяются степенью гипергенного преобразования пород и руд и уменьшаются по мере перехода к более мелким фракциям. При этом регулярная составляющая геохимического поля (полезный сигнал) сохраняет свою амплитуду, а случайная составляющая (шум) будет уменьшаться в сторону более мелких классов, что в конечном итоге должно приводить к увеличению контрастности, размеров и продуктивностей ореолов рассеяния. Это положение подтверждается данными, приведёнными в таблице. Отмечается закономерное увеличение контрастности, размеров и продуктивностей ореолов рассеяния золота при переходе от крупных фракций к более мелким фракциям.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Вверх по разрезу коры выветривания сокращается набор минералого-геохимических индикаторов и снижается их информативность. Наиболее информативными зонами коры являются дресвяно-щебенистая и несколько меньше – дресвяно-глинистая, в пределах которых достаточно сильными индикационными свойствами обладают все группы прямых признаков. Именно эти зоны следует вскрывать при ведении поисковых работ.

2. В почвенном горизонте наблюдается сочетание аномалий основных рудных элементов (золота,

**Характеристика вторичных ореолов рассеяния золота по фракциям в почвенном горизонте коры выветривания**

| Размер фракций, мм | $C_{max}$, г/т | $\gamma^*$ | Ширина ореола, м | Продуктивность, м·г/т |
|---|---|---|---|---|
| 10–1 | 0,45 | 4,4 | 20 | 3,4 |
| 1–0,1 | 0,25 | 5,3 | 35 | 3,3 |
| **0,1–0,01** | **0,30** | **10,2** | **80** | **8,5** |
| **< 0,01** | **0,25** | **12,0** | **85** | **9,2** |
| < 1,0 | 0,15 | 8,2 | 65 | 5,2 |

*Примечание*. $\gamma^*$– показатель контрастности ореола рассеяния.

мышьяка) и ионно-потенциометрического показателя $K^+ \times NH_4^+ / Na^+$. Именно это сочетание геохимических индикаторов может быть использовано при предварительной разбраковке геохимических аномалий, выявленных с поверхности, поскольку оно отражает генетическую связь с определённым (потенциально промышленным) типом золотого оруденения, локализованным в зонах лиственито-березитов.

3. При поисковых наземных литохимических съёмках на золото-сульфидно-кварцевое оруденение васильковского типа предпочтение следует отдать фракции < 0,1 мм, извлечение которой не встретит затруднений, и выход которой в количестве необходимом для анализа обеспечен без увеличения массы исходной пробы. Вторичные ореолы рассеяния золота, выделенные при анализе этой фракции, будут характеризоваться наибольшими размерами и продуктивностями.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Абишев В. М., Баханова Е. В., Зорин Ю. М.* и др. Геология, вещественный состав руд и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минералогия золоторудный районов и месторождений Казахстана. – Алма-Ата: КазИМС, 1972. – С. 38–49.
2. *Исакович И. З.* Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. – М.: Бородино-Е, 2009. – 107 с.
3. *Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный мир, 2000. – 270 с.
4. *Миляев С. А., Чекваидзе В. Б.* Ионно-потенциометрические индикаторы золоторудных месторождений // Отечественная геология. – № 9. – 1996. – С. 41–48.
5. *Мирошникова А. П., Мизерная М. А., Дьячков Б. А., Мизерный А. И.* Золото-сульфидно-кварцевые штокверковые месторождения – перспективные объекты укрепления минерально-сырьевой базы золота в Казахстане // Горный журнал Казахстана. – Алматы, 2018. – № 2 (154). – С. 8–12.
6. *Патент* № 2675774. Ионно-потенциометрический способ литохимических поисков золоторудных месторождений // Миляев С. А., Чекваидзе В. Б. – 2018.
7. *Риндзюнская Н. М., Берзон Р. О., Полякова Т. П.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корах выветривания. – М.: ЦНИГРИ, 1995. – 128 с.
8. *Росляков Н. А.* Геохимия золота в зоне гипергенеза. – Новосибирск: Наука, 1981. – 238 с.
9. *Соловов А. П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985. – 294 с.
10. *Чекваидзе В. Б.* Поисковая минералого-геохимическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. – № 1. – 1987. – С. 121–126.
11. *Чекваидзе В. Б., Миляев С. А., Исакович И. З.* Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004. – 132 с.


## REFERENCES


1. *Abishev V. M., Bakhanova Ye. V., Zorin Yu. M.* et al. Geologiya, veshchestvennyy sostav rud i geokhimicheskiye osobennosti Vasilkovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya [Geology, material composition of ores and geochemical features of the Vasilkovskoye gold deposit]. Geologiya, geokhimiya i mineralogiya zolotorudnyy rayonov i mestorozhdeniy Kazakhstana. Alma-Ata, KazIMS publ., 1972, P. 38–49. (In Russ.)
2. *Isakovich I. Z.* Oreoly nerudnoy prozhilkovoy mineralizatsii na polimetallicheskikh i zolotorudnykh mestorozhdeniyakh i ikh prognozno-poiskovoye znacheniye [Halos of nonmetallic veinlet mineralization in polymetallic and gold ore deposits and their predictive and prospecting value]. Moscow, Borodino-Ye publ., 2009, 107 p. (In Russ.)
3. *Konstantinov M. M., Nekrasov Ye. M., Sidorov A. A., Struzhkov S. F.* Zolotorudnyye giganty Rossii i mira [Gold ore giants of Russia and the world]. Moscow, Nauchnyy mir publ., 2000, 270 p. (In Russ.)
4. *Milyayev S. A., Chekvaidze V. B.* Ionno-potentsiometricheskiye indikatory zolotorudnykh mestorozhdeniy [Ionic potentiometric indicators of gold ore deposits]. Otechestvennaya geologiya, No. 9, 1996, P. 41–48. (In Russ.)
5. *Miroshnikova A. P., Mizernaya M. A., Dyachkov B. A., Mizernyy A. I.* Zoloto-sulfidno-kvartsevyye shtokverkovyye mestorozhdeniya – perspektivnyye obyekty ukrepleniya mineralno-syryevoy bazy zolota v Kazakhstane [Gold-sulfide-quartz stockwork deposits – promising objects for strengthening the mineral resource base of gold in Kazakhstan]. Gornyy zhurnal Kazakhstana, Almaty, 2018, No. 2 (154), P. 8–12. (In Russ.)
6. *Patent* № 2675774. Ionno-potentsiometricheskiy sposob litokhimicheskikh poiskov zolotorudnykh mestorozhdeniy [Patent No. 2675774. Ion-potentiometric method of lithochemical prospecting for gold deposits]. Milyayev S. A., Chekvaidze V. B., 2018. (In Russ.)
7. *Rindzyunskaya N. M., Berzon R. O., Polyakova T. P.* Geologo-geneticheskiye osnovy prognoza i poiskov mestorozhdeniy zolota v korakh vyvetrivaniya [Geological and genetic foundations of forecasting and prospecting for gold deposits in weathering crusts]. Moscow, TSNIGRI publ., 1995, 128 p. (In Russ.)

8. *Roslyakov N. A.* Geokhimiya zolota v zone gipergeneza [Geochemistry of gold in the hypergenesis zone]. Novosibirsk, Nauka publ., 1981, 238 p. (In Russ.)
9. *Solovov A. P.* Geokhimicheskiye metody poiskov mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh [Geochemical methods of prospecting for mineral deposits]. Moscow, Nedra publ., 1985, 294 p. (In Russ.)
10. *Chekvaidze V. B.* Poiskovaya mineralogo-geokhimicheskaya model zoloto-sulfidno-kvartsevogo orudeneniya [Prospecting mineralogical-geochemical model of gold-sulfide-quartz mineralization]. Sovetskaya geologiya, No. 1, 1987, P. 121–126. (In Russ.)
11. *Chekvaidze V. B., Milyayev S. A., Isakovich I. Z.* Kompleksnaya petrografo-mineralogo-geokhimicheskaya metodika poiskov zolotorudnykh mestorozhdeniy [Integrated petrographic-mineralogical-geochemical method of prospecting for gold deposits]. Moscow, Borodino-Ye publ., 2004, 132 p. (In Russ.)

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию
по тел. +7 (495)315-28-47,
E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10020

УДК 553.435 (571.15)

© Т. В. Серавина, С. В. Кузнецова, Л. К. Филатова, 2021

# Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерагеническая зона)

В статье рассмотрен вещественный состав вмещающих пород и руд Лазурского и Маслянского колчеданно-полиметаллических месторождений Лазурского рудного поля, расположенного в Змеиногорском рудном районе Рудноалтайской минерагенической зоны. Рудное поле сложено различными фациями рудоносной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации девона (поздний живет–фран) с горизонтами синвулканических метасоматитов. Все породы рудного поля испытали складчатость и рассланцевание с зонами тектонического брекчирования. Гидротермальные изменения представлены карбонатизацией и хлоритизацией. На Лазурском и Маслянском месторождениях вскрыты медноколчеданные, медные, цинково-медноколчеданные и другие руды. Главными рудными минералами являются халькопирит, пирит, сфалерит, марказит и пирротин.

*Ключевые слова*: Рудноалтайская минерагеническая зона, свинец и цинк, Лазурское месторождение.

СЕРАВИНА ТАТЬЯНА ВАЛЕРЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, заместитель заведующего отделом, seravina@tsnigri.ru

КУЗНЕЦОВА СВЕТЛАНА ВЛАДИМИРОВНА, научный сотрудник, skuznetsova@tsnigri.ru

ФИЛАТОВА ЛЮДМИЛА КОНСТАНТИНОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, filatova@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

# Compositional peculiarities of the host rocks and ores of the Lazursky ore field, Zmeinogorsk ore region of the Rudny Altai minerogenic zone

T. V. SERAVINA, S. V. KUZNETSOVA, L. K. FILATOVA

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The article describes composition of the host rocks and ores of the Lazursky and Maslyansky polymetallic volcanogenic massive sulfide deposits of the Lazursky ore field located within the Zmeinogorsk ore region of the Rudny Altai minerogenic zone. The ore field is composed of various facies of the Devonian (Late Givetian – Frasnian) ore-bearing siliceous-terrigenous basalt-rhyolite formation containing horizons of synvolcanic metasomatites. All rocks of the ore field were subjected to folding and schistosity with zones of tectonic brecciation. Hydrothermal alterations are represented by carbonatization and chloritization. The ore bodies exposed at the Lazursky and Maslyansky ore deposits are represented by copper-pyrite, copper, and zinc-copper-pyrite massive sulfide ores and other varieties. The major ore minerals of the deposits are chalcopyrite, pyrite, sphalerite, marcasite, and pyrrhotite.

*Key words*: Rudny Altai minerogenic zone, lead and zinc, Lazursky ore deposit.

Рудоносные комплексы Змеиногорского рудного района подразделяются на две формации: базальтсодержащую риолитовую (калиевую) известково-кремнисто-терригенную, с которой связана полиметаллическая (свинцово-цинковая колчеданная) с золотом и серебром рудная формация, и базальт-риолитовую (калиево-натриевую) кремнисто-терригенную, с которой ассоциирует колчеданно-полиметаллическая (медно-свинцово-цинковая колчеданная) рудная формация (рис. 1). На месторождениях рудного района выделены два основных типа руд: медно-свинцово-цинково-колчеданные и свинцово-цинково-колчеданные, а также ряд минералого-геохимических подтипов, состав которых определяется рудоносными фациями и их ассоциациями.

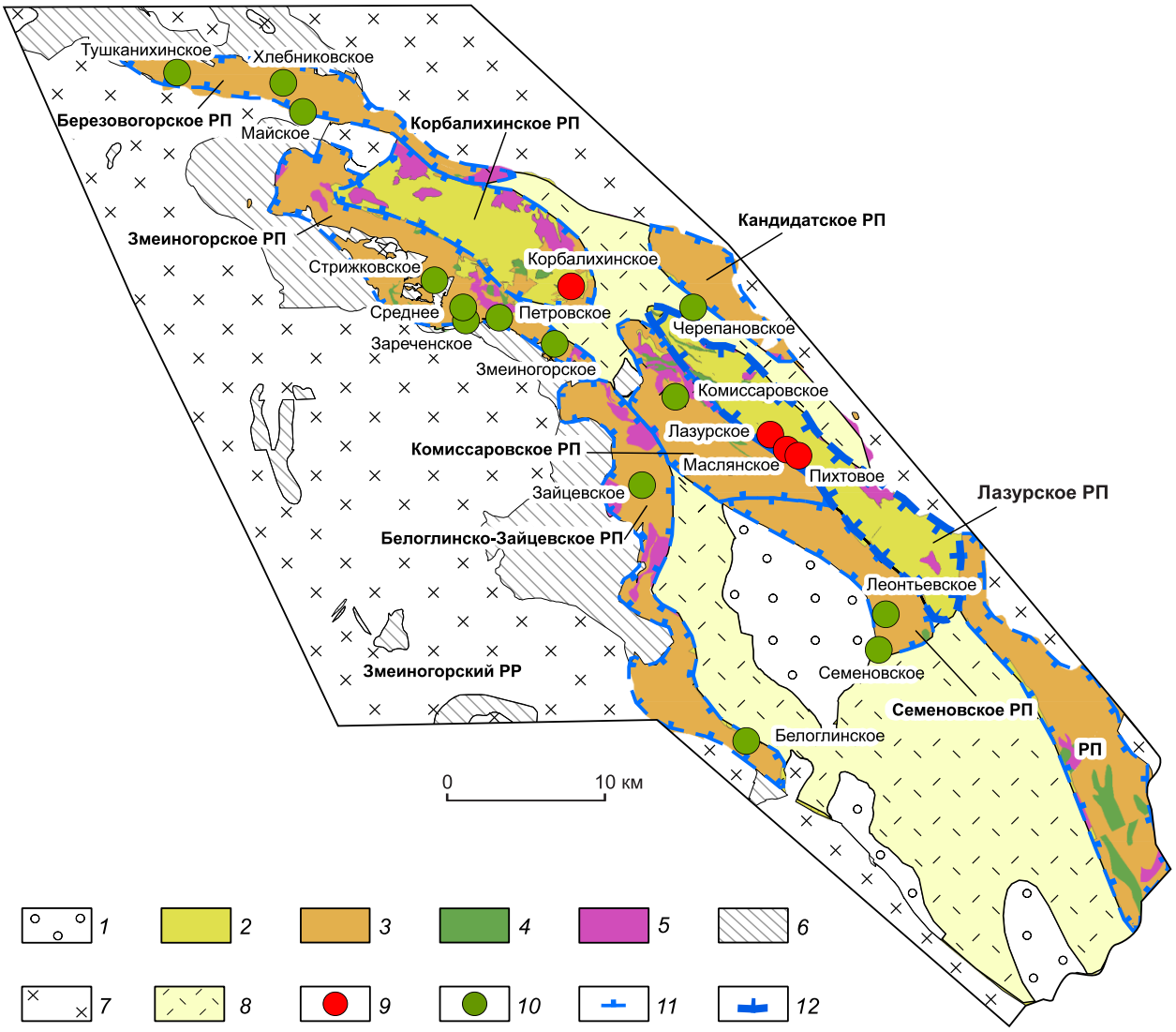



**Рис. 1. Формационная карта Змеиногорского рудного района:**

*1–7* – геологические формации: *1* – надрудная без расчленения, *2–3* – рудовмещающие: *2* – базальт-риолитовая кремнисто-терригенная, *3* – базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная, *4* – габбро-диабазовая, *5* – риолит-дацитовая субвулканическая, *6* – подрудная известково-терригенная метаморфизованная, *7* – интрузивная габбро-диорит-плагиогранит-гранитовая; *8* – нерасчленённые вулканогенно-терригенные отложения; *9–10* – месторождения и рудопроявления: *9* – медно-свинцово-цинково-колчеданные, *10* – свинцово-цинково-колчеданные; границы: *11* – рудных полей, *12* – Лазурского рудного поля

Авторами для изучения петрографических и минераграфических характеристик пород и руд были отобраны образцы из керна скважин Лазурского и Маслянского колчеданно-полиметаллических месторождений рудного поля.

Лазурское рудное поле расположено в центральной части Змеиногорского рудного района и приурочено к юго-западному крылу Каменско-Лазурской грабен-синклинали. В палеотектоническом плане рудное поле представляет собой конседиментационную вулкано-тектоническую депрессию, выполненную рудоносной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формацией (поздний живет–фран), представленной фациями лав, лавобрекчий базальтов, андезибазальтов с редкими прослоями, линзами известково-глинистых, кремнистых алевролитов, фтанитов, туффитов и туфов кислого и основного состава каменевской свиты. В юго-западном борту

грабен-синклинали расположены Лазурское и Маслянское колчеданно-полиметаллические месторождения, а также ряд рудопроявлений (Пихтовское, Сосновское, Холодное и другие) [3]. Стратифицированные толщи претерпели складчато-разрывные дислокации и интрудированы многочисленными субвулканическими телами риолитоидов и базальтоидов [2]. Простирание отложений северо-западное с падением слоёв на северо-восток под углами 35–50°.

Для базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации характерна смена во времени продуктов кислого и основного вулканизма (кислый–основной–кислый). Наличие продуктов основного вулканизма свидетельствует о формировании их из более глубинного источника, чем продукты кислого вулканизма. Породы кислого состава относятся к калинатровой серии и характеризуются примерно равным соотношением калия и натрия. Породы основного состава характеризуются лейкократовым составом (отвечают лейкобазальтам) и резким преобладанием натрия над калием [6].

**Среди вулканических пород кислого состава нами выделяются два типа. К первому типу** отнесены риолиты «обычного» типа, представляющие собой олигофировые разности риолитов. Они обладают в основном одной генерацией вкрапленников светлоцветных минералов, низкой степенью порфировости (до 20%), криптозернистой кварц-полевошпатовой однородной основной массой, однообразием текстур и структур.

Макроскопически лавы и лавобрекчии риолитов имеют пёструю лиловато-серую окраску и невыдержанную флюидально-полосчатую текстуру (рис. 2). Обломочная текстура в лавобрекчиях особенно отчётливо видна на выветрелой поверхности. Размер обломков различный и колеблется от 1 мм до 7 см, иногда достигая 0,5 м. Встречаются обломки двух типов. Наиболее характерными являются остроугольные или слегка окатанные обломки с чёткими ограничениями, представленные афировыми риолитами с фельзитовой основной массой. Реже встречаются обломки, не имеющие чётких очертаний и сложенные флюидальной лавой риолитового состава. Цементом служит лава того же состава, что и обломки, содержащая иногда мелкие вкрапленники плагиоклаза и реже кварца. Структура основной массы микролитовая, фельзитовая, текстура флюидальная. Лавобрекчии повсеместно изменены: окварцованы и серицитизированы. Лавы и лавобрекчии риолитов характеризуются пониженными содержаниями магния, кальция, глинозёма и повышенными содержаниями железа и щелочей при почти равном соотношении калия и натрия (K/Na = 1,2:1), отношение

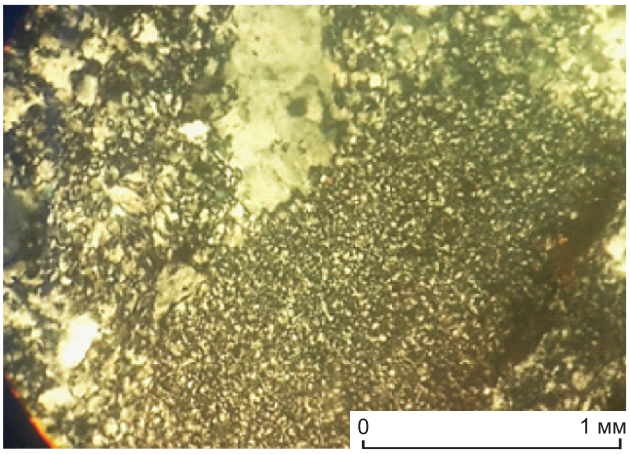



**Рис. 2. Лавобрекчия олигофировых риолитов:**
в центре обломок лавы с фельзитовой структурой; цементирующая лава окварцована; николи скрещены

K/Rb – 375. Данные петрохимические показатели соответствуют породам кислого состава. Для них также характерны повышенные содержания Mn, V, Sc, Zr, Sn и Ba.

**Вулканиты второго типа** представляют собой наиболее важную и интересную группу. Почти идентичные по химическому составу вулканиты обоих типов значительно отличаются по петрографическим признакам, что связано с составом летучих компонентов исходных магм и режимом их отделения от расплавов. Вулканиты характеризуются наличием нескольких (две и более) генераций вкрапленников, высокой степенью порфировости, наличием вкрапленников темноцветных минералов (биотит, моноклинный пироксен), признаками автобрекчирования фенокристаллов и основной массы пород, текстурно-структурной неоднородностью, наличием структур и текстур, обусловленных ликвационными процессами (эмульсионная и др.). В них повсеместно отмечается неодинаковое количество разновеликих, линзовидно-изогнутых форм хлоритизированного и серицитизированного вулканического стекла (от долей миллиметра до 3 см), залегающих согласно флюидальности, представленных в настоящее время хлоритизированным перлитом, которые авторы рассматривают как фьямме, а содержащие их вулканиты как игнимбриты.

На рудном поле вулканиты кислого состава представлены породами от зеленовато-серого до розовато-серого цвета, порфировой структуры. Вкрапленники сложены несколькими поколениями светлоцветных минералов (кварц, альбит, пелитизированный

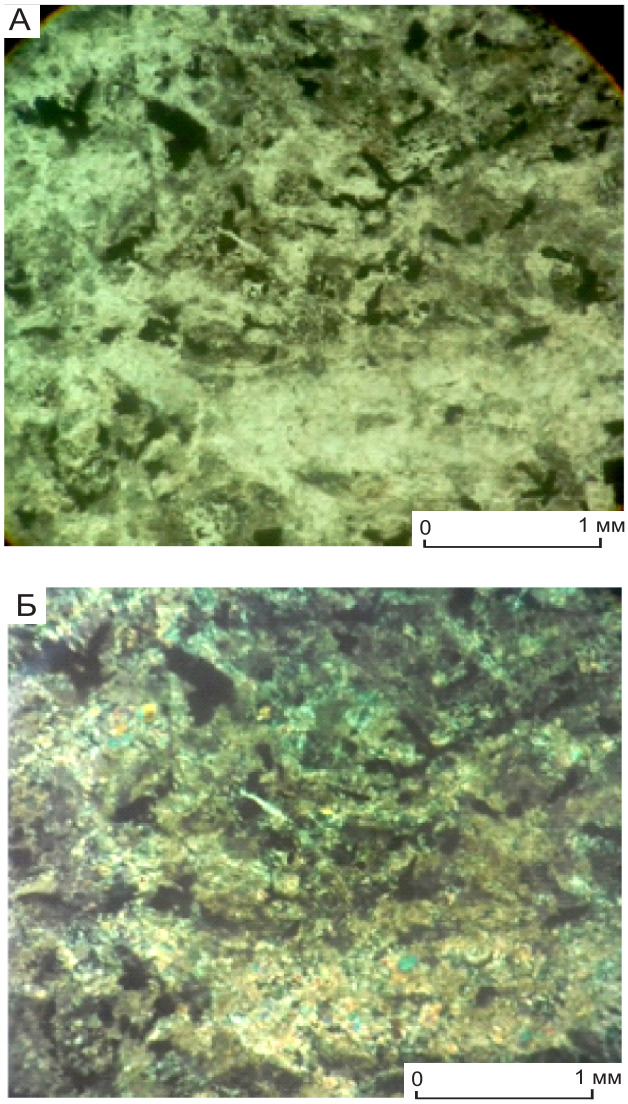



**Рис. 3. Эпидот-хлорит-карбонатная порода по базальту:**
рудный минерал представлен лейкоксенизированным титаномагнетитом в виде мелких выделений неправильной формы в основной массе; А – без анализатора, Б – николи скрещены

микроклин), заметно автобрекчированы. Встречаются гломеропорфировые сростки крупных фенокристаллов микроклина. Темноцветный минерал (биотит) полностью опацитизирован.

Отмечаются более тёмные (зелёные) микрофьямме, чем вмещающие лавы. Они имеют линзовидную и неправильную форму, состоят из чередующихся первично-стекловатых тонких полосок, неодинаково обогащённых хлоритом. Разновеликие включения хлоритизированного стекла неравномерно распределены по всей площади, обусловливают неоднородное строение породы. Флюидальность волнистая, прерывистая, за счёт интенсивного окварцевания основной массы микрофьямме выражены неотчётливо.

В этих вулканитах отмечаются пониженные содержания кальция, глинозёма, титана, магния и повышенные содержания железа и щелочей, при этом количество калия резко преобладает над натрием (K/Na = 3:1). Для них характерны повышенные содержания Mn, Co, As, Ba, а также Sc, Y, Zr, Nb, Sn, Yb. Наличие повышенных содержаний последних элементов требует дополнительного объяснения.

**Породы основного состава** представлены, как правило, лавами базальтоидов и субвулканическими телами габброидов. Характеризуются различной степенью вторичной переработки; доминирующим вторичным минералом здесь является карбонат (кальцит).

**Базальтоиды** имеют зеленовато-серый цвет и миндалекаменную текстуру. Количество миндалин разнообразного состава (преобладают карбонатные) иногда достигает 50 % от всей породы, размер их от 1 до 4 мм. Вкрапленники сложены альбитизированным плагиоклазом и темноцветным минералом (пироксеном), полностью замещённым агрегатом мелкозернистого карбоната, иногда с эпидотом. Основная масса представляет собой разноориентированные удлинённые микролиты альбитизированного плагиоклаза, погружённые в тонко-мелкозернистый агрегат хлорита, карбоната, эпидота, рудного минерала и незначительного количества включений бластического кварца. Практически все разности пород подвержены динамометаморфическим преобразованиям (рассланцеванию, брекчированию, образованию структур типа микробудинажа).

Тектонические брекчии состоят из обломков базальтов, плагиоклаза, осадочных карбонатных алевритовых пород и рудного минерала (пирита). Обломки угловатой и оскольчатой формы. Некоторые базальты из обломков имеют гиалопилитовую структуру основной массы, не типичную для пород порфиритового горизонта. Плагиоклаз обломков также более «свежий», чем в ненарушенных порфиритах. Цементирующая масса выполнена мелкозернистым карбонатом с мелкими включениями кварца и халцедона. Базальтоиды также присутствуют в цементе. Имеются единичные обломки миндалекаменных базальтов. Отдельные кристаллы плагиоклаза и их обломки достигают крупных размеров.

Как правило, признаки первичных пород различимы, даже в нацело вторично переработанных в эпидот-хлорит-карбонатные породы базальтах (рис. 3). Базальты целиком сложены вторичными минералами: карбонат + эпидот по плагиоклазу, карбонат + + хлорит + лейкоксен по первично стекловатой основной массе.

Базальтоиды характеризуются пониженными содержаниями магния, алюминия и повышенными содержаниями железа, титана и щелочей. Среди щелочей натрий преобладает над калием (Na/K = 2:1). Отношение K/Rb – 468,8. Для этих пород характерны повышенные содержания V, Mn, Co, Ni, As, Ba, а также Sc, Sr, Sn, Sb.

**Габброиды** в пределах рудного поля занимают значительное положение. Они расположены в верхней части разреза и формируют маломощные дайки в толще основных вулканитов. Это долериты, долеритовые порфириты, габбро-долериты. Между собой породы различаются степенью кристалличности и вторичной переработки.

Наибольшее распространение имеют *габбро-долериты*. Это породы от тёмно-серого до чёрного цвета, тонкозернистые, офитовой структуры и массивной текстуры. Состоят из идиоморфных лейст плагиоклаза, ксеноморфных зёрен моноклинного пироксена и титаномагнетита. Из акцессорных минералов довольно заметное количество игольчатого апатита. В интерстициях между плагиоклазом содержится небольшое количество хлорита. Вторичные минералы представлены карбонатом (кальцитом) и эпидотом, замещающим плагиоклаз и клинопироксен.

Необходимо отметить, что преимущественно вулканогенный разрез Лазурского рудного поля содержит единичные прослои осадочных, вулканогенно-осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

**Осадочные породы** представлены известковистыми алевролитами, аргиллитами и пелитоморфными известняками.

*Алевролиты* тёмно-серого цвета, тонкозернистые, слоистые. Слоистость обусловлена чередованием прослоев различной зернистости. По составу различаются известковистые, кремнистые, известково-кремнистые, а также туфогенные алевролиты. Часто в алевролитах отмечаются прожилки кварца, карбоната и эпидота. В алевролитах отмечаются повышенные содержания Mn, Cr, Co, Fe, Mo.

*Известковистые сланцы* развиваются по пелитоморфным известнякам, состоят из мелких частиц микрозернистого агрегата железистого карбоната, погружённых в более светлую массу мелкозернистого (раскристаллизованного) известковистого вещества. Прерывистая извилистая микрополосчатость подчёркивается тонкими субпараллельными линзовидными полосками рудного минерала. Отмечаются известковистые брекчии, сложенные разновеликими угловатыми и удлинёнными обломками пелитоморфных известняков в тонкозернистом цементе из карбоната и рудного минерала.

**Вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные породы** представлены туфо-аргиллитами, кремнисто-известковистыми туффитами и известковистыми туффитами.

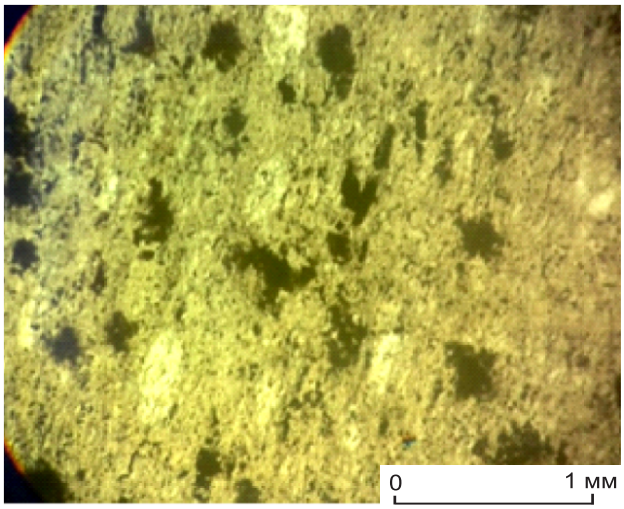



**Рис. 4. Хлорит-карбонатный сланец по известковистому туффиту:**

видны порфиробласты белого кальцита, неправильные мелкопятнистые выделения рудного минерала представлены лейкоксеном; без анализатора

*Туфо-аргиллиты* – светло-зеленовато-серые плотные микрозернистые породы, сложенные тончайшим, почти изотропным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом массивной и неясно-полосчатой текстуры. Тонкие прерывистые субпараллельные полоски выполнены лейкоксеном. Имеются изометричные зёрна бластического кварца.

*Известковистые туффиты,* преобладающие среди осадочных пород, преобразованы в хлорит-карбонатные сланцы. Последние представляют собой плотный светло-зеленовато-серый хлорит-карбонатный тонкозернистый агрегат, в котором видны многочисленные порфиробласты белого кальцита и неправильные выделения чёрного рудного минерала (магнетита?), ориентированные согласно рассланцеванию пород (рис. 4).

Присутствие карбонатсодержащих пород обусловило наличие скарнов и скарноидов, являющихся характерной особенностью строения Лазурского рудного поля [1]. В скарноидах развиты гнёзда и прожилки кварца, карбоната и рудного минерала.

*Скарны* состоят из граната, амфибола, пироксена, эпидота, карбоната, которые нацело заместили первичные породы (риолиты, известковистые алевролиты). К другим разностям скарнов относятся: гранат-амфиболовые, гранат-эпидотовые, амфибол-пироксеновые, пироксен-эпидотовые. Все перечисленные

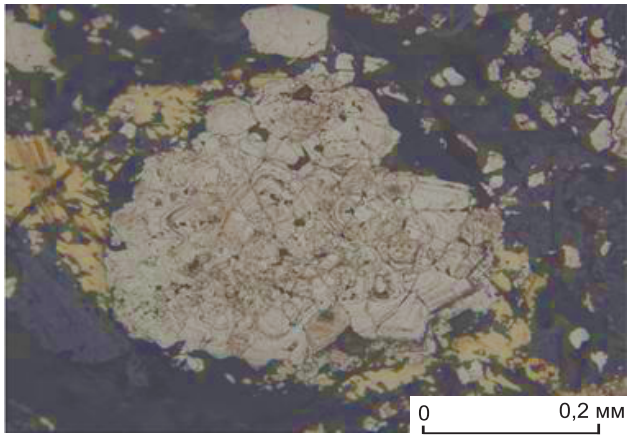



**Рис. 5. Колломорфно-зональный агрегат пирита**

разности скарнов подверглись более поздней хлоритизации и серицитизации. Часто в ассоциации с ними развиты рудные минералы.

В скарнах отмечаются повышенные содержания железа и магния, что коррелируется частично с их минеральным составом. Кроме того, для них характерны повышенные содержания Mn, Co, Zn, As (Sr, Sn).

Как уже было отмечено, в пределах рудного поля выявлены месторождения Лазурское и Масленское, а также ряд рудопроявлений и точек колчеданно-полиметаллической минерализации.

Среднее по размерам запасов Лазурское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в одноимённом структурно-фациальном блоке и приурочено к локальной вулканической впадине Гольцовской постройки. Проявленные на месторождении метасоматические породы относятся к серицит-кварцевой формации и представлены хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Наибольшим развитием пользуются хлоритовые разновидности околорудно-изменённых пород, к которым приурочены рудные залежи месторождения. Кварц-серицитовый тип изменений распространён незначительно, главным образом на глубоких горизонтах месторождения. На месторождении известно около ста рудных тел различного размера. Наиболее крупными являются шестнадцать тел, размеры которых составляют от 150 до 720 м по простиранию, от 100 до 350 м по падению при мощности от 1 до 4 м. Для большинства рудных тел характерна невыдержанность по мощности, которая колеблется от нескольких метров до 35 м.

Минеральный состав руд достаточно простой. Главными минералами являются пирит и сфалерит, второстепенными – халькопирит, галенит, блёклая руда и арсенопирит, редко встречаются пирротин, марказит, магнетит, бурнонит, золото и серебро. Данные минералы объединяются в ряд разновозрастных минеральных ассоциаций: галенит-сфалерит-пиритовая, халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая, кварц-пирит-сфалеритовая, халькопиритовая и халькопирит-пиритовая.

В составе галенит-сфалерит-пиритовой ассоциации главными минералами являются пирит, представленный различными колломорфными образованиями, мельниковит пирит, наблюдаемый в виде ярковыраженных почек с колломорфно-зональными агрегатами пирита (рис. 5). Сфалерит и галенит находятся в срастании с почковидным пиритом. Реже в составе ассоциации отмечаются халькопирит (в виде тонких глобулярных выделений) и графит. Данная ассоциация пользуется большим распространением, занимая до 40% от массы руд. Её характерная особенность – приуроченность к верхним и средним частям рудных тел, а также к зоне лежачего бока.

Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая ассоциация часто слагает слоистые и микрослоистые руды. Микрослоистость выражается в распределении рудных минералов, а также в чередовании полос зернистого, почковидного и тонкодисперсного пирита.

Кварц-пирит-сфалеритовая ассоциация пользуется столь же значительным распространением, как и предыдущая, составляя до 50% рудных тел (рис. 6). В её составе главными минералами являются сфалерит II (с размером зёрен 0,1–0,3 мм и эмульсионной вкрапленностью халькопирита, пирротина) и галенит II, который соизмерим со сфалеритом и наблюдается всегда в тесном срастании с ним. Отличительными особенностями данной ассоциации являются широкое развитие арсенопирита в виде довольно крупных кристаллов, а также по существу полное отсутствие в её составе барита [5].

Халькопиритовая минерализация с размером зёрен около 0,3 мм наблюдается главным образом в нижних частях рудных тел в зоне их выклинивания. В ассоциации с халькопиритом в резко подчинённом количестве находятся блёклая руда и пирротин. К местам развития блёклой руды приурочены отдельные очень мелкие выделения кубанита, борнита, а также самородного золота и серебра.

Халькопирит-пиритовая ассоциация распространена крайне незначительно в виде вкрапленности и гнёзд во вмещающих породах и субвулканических телах. Главное значение в её составе имеют крупнозернистые халькопирит, пирит и сфалерит. Пирит в составе этой ассоциации встречается гипидиоморфной до идиоморфной формы.

Ассоциации, совмещаясь друг с другом в пространстве, образуют несколько типов руд. Наиболее развиты колчеданно-полиметаллический, колчеданно-свинцово-цинковый и медно-колчеданный типы, слагающие 90% рудных тел. Характерно, что медно-колчеданные руды тяготеют к нижним частям рудных тел в зоне лежачего бока. В меньшей степени распространены полиметаллические руды, располагающиеся обычно в зоне висячего бока залежей. Серно-колчеданные барит-полиметаллические руды, составляющие менее 1%, встречаются в виде маломощных прослоев среди колчеданно-полиметаллических.

Характерными особенностями Лазурского месторождения являются более широкое развитие медно-колчеданных руд и развитие двух генетических групп текстур и структур.

*Первая группа* – это седиментационные структуры и текстуры. Они характерны для руд, сложенных галенит-сфалерит-пиритовой минеральной ассоциацией и являющихся отражением гидротермально-осадочного рудообразования, о котором свидетельствует наличие фрамбоидальной и глобулярной структур сульфидов, а также слоистых и микрополосчатых, конседиментационно-брекчиевых текстур руд, широко развитых на месторождении.

*Вторая группа* характеризует текстуры и структуры, образовавшиеся в результате метасоматического замещения пород и руд. Эта группа наблюдается в рудах, сложенных минералами кварц-пирит-сфалеритовой и халькопиритовой ассоциаций, и отражает процесс метаморфогенно-гидротермального рудообразования стадии мобилизации [4]. Сюда относятся прожилковая, прожилково-вкрапленная, массивная, брекчиевидная, графическая и пятнистая текстуры и структуры разъедания, коррозионная, метазернистая, графическая, пластинчатая.

В рудах проявлена зональность двух видов: текстурная в распределении типов руд и минералого-геохимическая, проявленная по мощности и падению рудных тел. По мощности руд прожилково-вкрапленные текстуры тяготеют обычно к лежачему боку рудной залежи, а массивные и слоистые – к зоне висячего бока. По падению рудных тел отмечено, что верхние их части сложены массивными рудами, центральные – слоистыми, а нижние – прожилково-вкрапленными. Наиболее отчётливо текстурная зональность наблюдаются по мощности и падению рудных тел. По мощности проявлена асимметрично-поперечная зональность, отражающая гидротермально-осадочное рудообразование, а по падению сверху вниз происходит смена полиметаллических руд колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными.

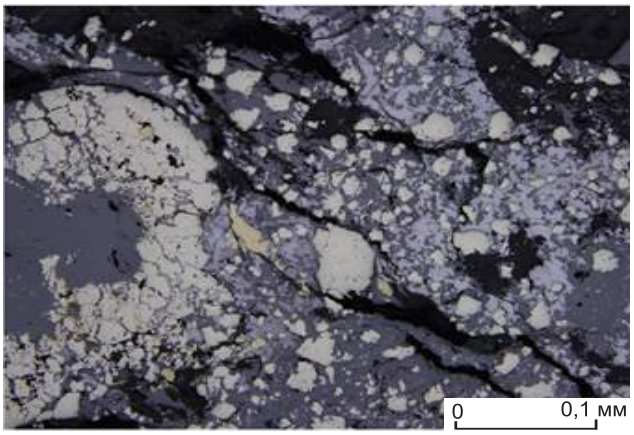



**Рис. 6. Пирит-сфалеритовая руда с сохранившимся колломорфным строением**

Минералого-геохимическая зональность наблюдается в виде распределения свинца, цинка и меди как по простиранию рудных тел, так и по падению восстанию рудного тела.

***Маслянское медноколчеданное месторождение*** расположено в 1,5 км юго-восточнее от месторождения Лазурское. Разведаны 11 рудных тел до глубины 200 м, наиболее крупное имеет длину по простиранию 600 м, по падению – 265 м, среднюю мощность – 1,52 м. Остальные рудные тела незначительных размеров.

Рудная зона приурочена к нижней части андезибазальтового горизонта и залегает в лежачем боку кислых лав и их пирокластических разновидностей, превращённых в кварц-серицитовые сланцы. Околорудные изменения представлены зонами окварцевания, хлоритизации и пиритизации, часто совмещёнными в пространстве. До глубины 40–60 м руды окислены и представлены малахитом, азуритом и самородной медью.

Минерализация рудной зоны представлена медно-колчеданной (халькопирит-пиритовой), цинково-медно-колчеданной (сфалерит-халькопирит-пирит-пирротиновой), медно-цинковой (сфалерит-халькопиритовой), колчеданно-цинково-медной (пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовой) и колчеданной (пиритовой) минерализацией.

Главными рудными минералами являются халькопирит, пирит, марказит, сфалерит и пирротин; второстепенными – галенит, ковеллин, магнетит, гематит, рутил; редкими – пентландит, линнеит, ильменит. Сульфиды встречаются в виде гнёзд размером 1–4 см, извилистых, ветвящихся прожилков невыдержанной мощности шириной от 1 до 7 мм, вкрапленности,

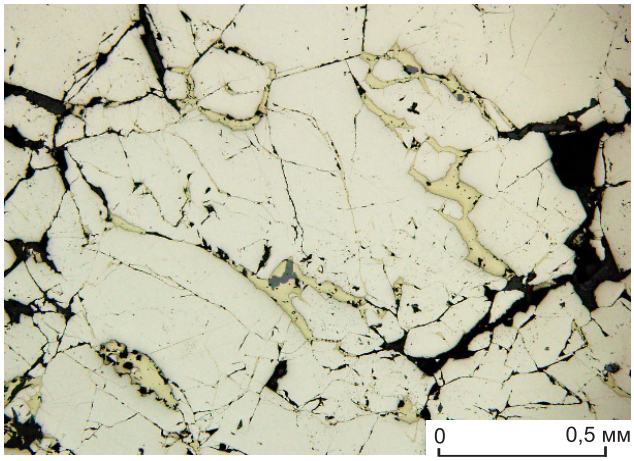



**Рис. 7. Раздробленный пирит-1 (белый), по трещинам развивается халькопирит-2 (жёлтый)**

тонких просечек, ориентированных под углом к оси керна, пунктирной вкрапленности, а также полос и линз. Для рудных минералов характерны следующие структуры: гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, замещения, цементации, перекристаллизации, интерстициальная, деформационная.

Наиболее ранним минералом в пределах ассоциаций является пирит-1, который в участках, где он представлен в значительном количестве, встречается в виде аллотриоморфных скоплений, а также крупных гипидиоморфных зёрен размером от 0,1 до 3 мм. Зёрна разбиты трещинами, часто раздроблены, сцементированы по трещинам другими сульфидами, в частности халькопиритом (рис. 7). В ассоциациях, где пирит является второстепенным минералом, пирит-1 чаще всего встречается в качестве включений в сфалерите. Здесь он представлен частично замещёнными фрагментами зёрен размером 0,1–0,2 мм. Пирит-2 отмечается в виде поздних тонких прожилков вдоль выделений более ранних сульфидов, иногда развивается вдоль трещин в них.

Халькопиритовая минерализация представлена двумя генерациями. Халькопирит-1 встречается в виде небольших кулисообразно расположенных гнёзд размером 5–8 мм в пределах развития пирит-халькопиритовой ассоциации, образуясь при этом позже пирита-1. Отличительными особенностями халькопирита-1 являются наличие многочисленных, пересекающих его трещин, а также развитие тонких жилок ковеллина по трещинкам и вдоль границ зёрен. Характерно, что халькопирит-1 корродирован кварцем и хлоритом. По тонким трещинкам в халькопирите-1 развивается голубовато-серый ковеллин и светло-серый сфалерит.

Халькопирит-2 широко представлен практически во всех халькопирит-содержащих ассоциациях (сфалерит-халькопиритовой, халькопирит-сфалеритовой, пирит-халькопиритовой и др.). Халькопирит-2 при этом образует выделения до 1,5 см в пределах пирит-халькопиритовых гнёзд, цементируя и замещая крупные раздробленные зёрна пирита-1. Для халькопирита-2 характерно тесное прорастание с эпидотом и хлоритом, вследствие чего его выделения приобретают характерный облик.

Сфалерит, как халькопирит и пирит, образует две генерации. Для сфалерита-1 характерно наличие многочисленных трещин, свидетельствующих о деформационных воздействиях.

Сфалерит-1 в пределах халькопирит-сфалеритовых гнёзд в зонах хлоритизации и эпидотизации практически полностью перекристаллизован и встречается только изредка в виде реликтов. В качестве включений в сфалерите-1 наблюдаются идиоморфные кристаллы ильменита размером 0,04 мм. Сфалерит-1 корродирован нерудными минералами, его образование представляется близко одновременным с халькопиритом-1. В пределах развития сфалерит-пирит-пирротиновой ассоциации сфалерит-1 цементирует более ранний пирит-1 и находится в тесном прорастании с пирротином.

Сфалерит-2 замещает сфалерит-1, а также развивается по краям его выделений. В наиболее богатых сульфидами участках сфалерит-2 тесно ассоциирует с халькопиритом-2 и хлоритом. Халькопирит

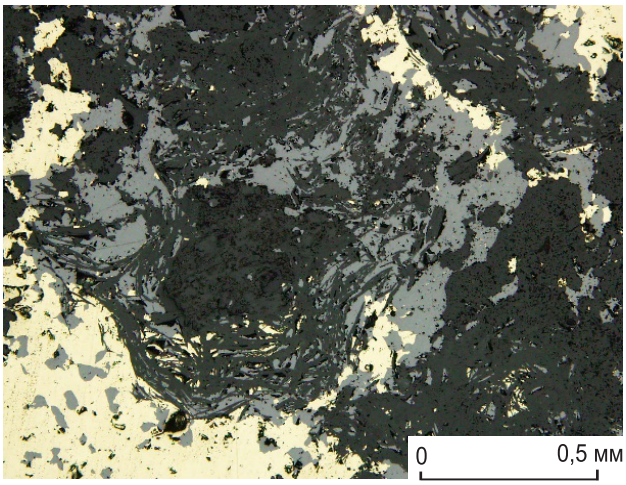



**Рис. 8. Выделения сфалерита-2 (серый) в ассоциации с хлоритом и халькопиритом-2 (жёлтый)**

в таких участках образует раздувы до нескольких сантиметров. Внутри этих раздувов присутствуют изометричные кварц-хлоритовые образования, придавая гнёздам петельчатый облик. Сфалерит в пределах этих раздувов встречается в качестве включений в халькопирите, концентрируясь ближе к границе с нерудными минералами, а также развивается в пределах кварц-хлоритовых гнёзд в тесном прорастании с хлоритом (рис. 8). Размер скоплений сфалерита до 1 мм. Кроме того, в более бедных участках сфалерит-2 образует вытянутые тонкие просечки в хлорите. В пределах развития сфалерит-халькопиритовой ассоциации сфалерит-2 встречается в прожилках, слагая фрагменты мощностью до 5 мм и протяжённостью до нескольких сантиметров.

Пирротиновая минерализация встречается в нижней части разреза месторождения в пределах сфалерит-пирит-пирротиновой и марказит-пирротин-халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциаций. В пределах сфалерит-пирит-пирротиновой ассоциации пирротин встречается в виде просечек, пунктирной вкрапленности мелких гнёзд и небольших прожилков, где наблюдается в виде вытянутых ветвящихся выделений размером от 0,1 мм до 2 см. В просечках развивается в интерстициях основной массы, но сам корродирован вытянутыми выделениями слюд или хлоритов. Часто находится в тесном прорастании со сфалеритом (рис. 9, А) и арсенопиритом. Однако некоторые просечки сложены полностью пирротином, в котором наблюдаются пламеневидные выделения пентландита (см. рис. 9, Б), как правило, частично замещённого линнеитом. Кроме того, изредка по пирротину развивается саффлорит. Пирротин относится к моноклинной модификации, что свидетельствует об его образовании в диапазоне температур 140–320 °С.

В пределах марказит-пирротин-халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации количество пирротина значительно меньше. Как правило, пирротин здесь наблюдается в качестве равномерной вкрапленности изометричных зёрен в пределах выделений сфалерита (см. рис. 9, В). Размер зёрен 0,02–0,05 мм. Арсенопирит, как было отмечено, находится в ассоциации с пирротином, где образует идиоморфные кристаллы размером 0,2–0,4 мм.

Галенитовая минерализация встречается почти во всех ассоциациях, но в небольшом количестве. Размер выделений от сотых долей миллиметра до 0,2 мм, в единичных случаях встречаются скопления галенита до 0,5 мм. Чаще всего галенит развивается в интерстициях пирита-1 и -2, присутствует в виде небольших включений в халькопирите и сфалерите обеих генераций. Более крупные скопления галенита встречены в полосчатых рудах (рис. 10). Здесь

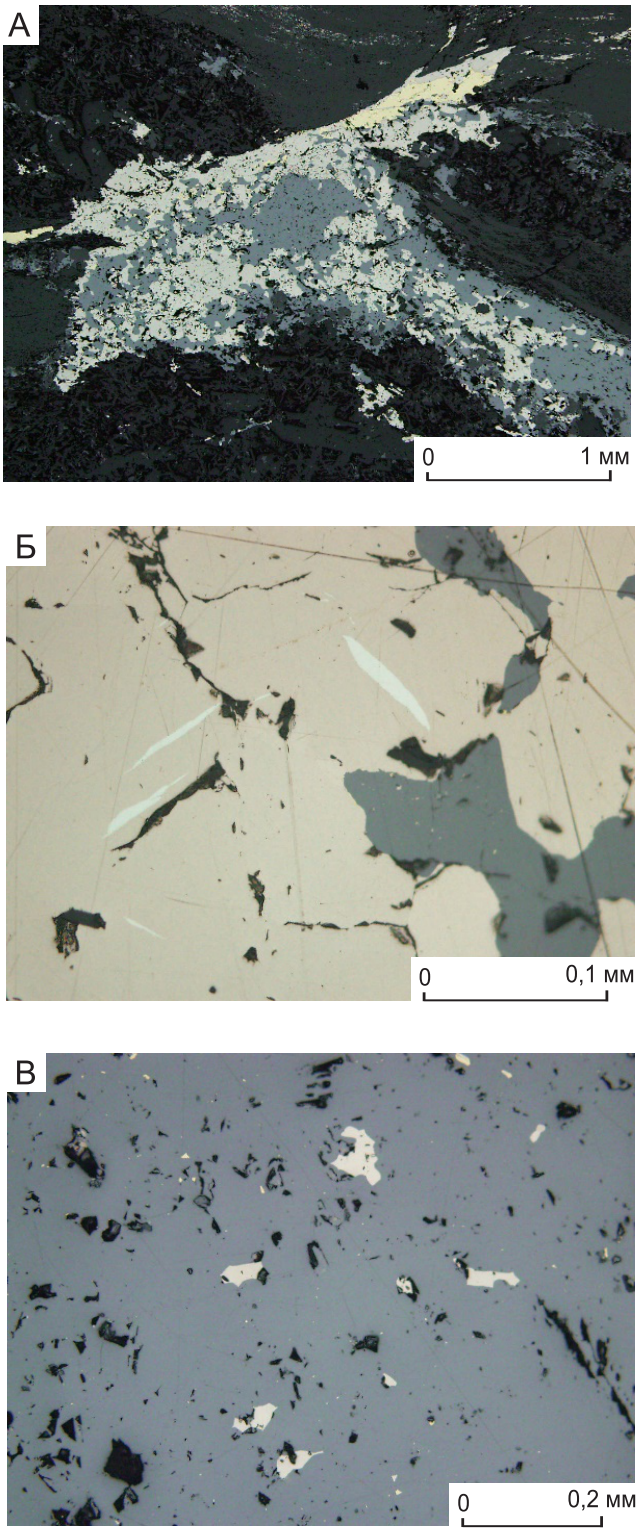



**Рис. 9. Морфология выделения пирротина:**

А – пирротин (коричневый) в ассоциации со сфалеритом (серый), жёлтый – халькопирит; Б – пламеневидный вросток пентландита (белый) в пирротине (коричневый), серый – сфалерит; В – включения пирротина (жёлтый) в сфалерите (серый)

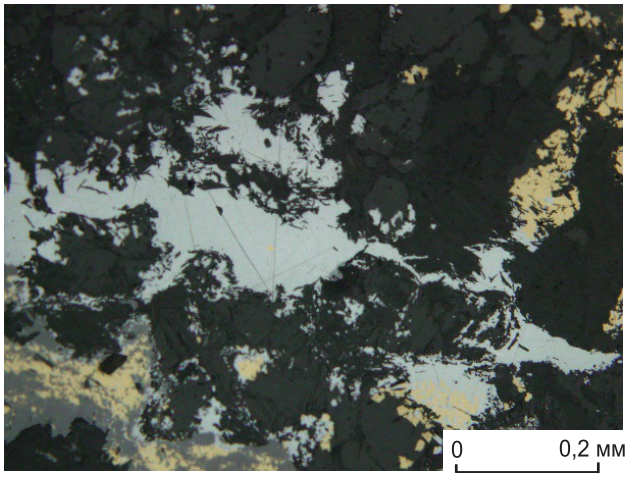


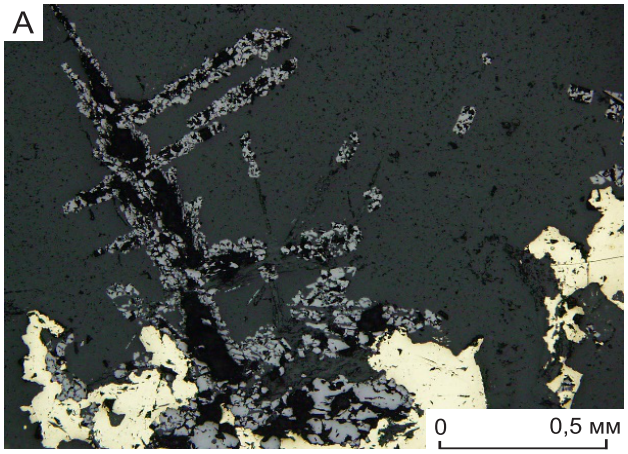

**Рис. 10. Морфология выделения галенита (серый) в рудах**

галенит образует изометричные выделения в интерстициях нерудных минералов, также в некоторых случаях участвует в тонких прорастаниях в полосчатых рудах.

Магнетитовая минерализация присутствует в пределах сфалерит-халькопиритовой и пирит-марказит-халькопиритовой ассоциаций в качестве скоплений размером около 0,1 мм. Скопления локализованы в кварце, вблизи границы с халькопиритом, иногда в халькопирите, при этом халькопирит цементирует магнетит (рис. 11, А). В ряде случаев магнетит нарастает на крупные вытянутые кристаллы (до 2 мм) и частично замещает их. Эти кристаллы, скорее всего, были представлены гематитом, тонкие иголочки которого присутствуют рядом в кварце. Наиболее крупные скопления магнетита (около 2,5 мм) локализуются в зонах роста крупных кристаллов кварца, близ контакта кварца и халькопирита. В этих скоплениях с магнетитом ассоциирует хлорит. В полосчатых рудах магнетит локализуется либо близ маломощных полос сфалерита в халькопирите (см. рис. 11, Б), либо непосредственно в участках с преобладанием сфалерита.

Гематитовая минерализация наблюдается в виде скоплений тонких иголочек в кварце в кварц-хлоритовых метасоматитах, при этом встречаются как самостоятельные его скопления, так и в ассоциации с магнетитом (рис. 12, А). Размер выделений (длина иголочек) до 0,05 мм. В ряде случаев наблюдается определённая закономерность, когда гематит развивается в кварце, но на хлоритовой подложке (см. рис. 12, Б).

Кроме того, особенностью некоторых рудных интервалов является полосчатость, обусловленная неравномерным распределением полос с преобладанием халькопирита и сфалерита. При этом в пределах полос наблюдаются структуры тонких халькопирит-сфалеритовых прорастаний (рис. 13, А), концентрация же сфалерита и халькопирита неоднородна, преобладает то один, то другой минерал. Участками изометричные прорастания переходят в струйчатый агрегат тонкодисперсного халькопирита в сфалерите (см. рис. 13, Б), что может быть обусловлено локальными динамическими напряжениями.



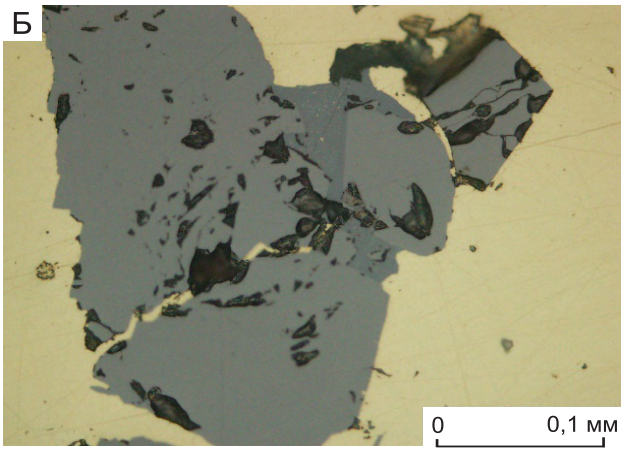




**Рис. 11. Морфология выделения магнетита:**

А – магнетит (тёмно-серый) в кварце на контакте с халькопиритом (жёлтый); Б – изометричные выделения магнетита (серый) в халькопирите (жёлтый)

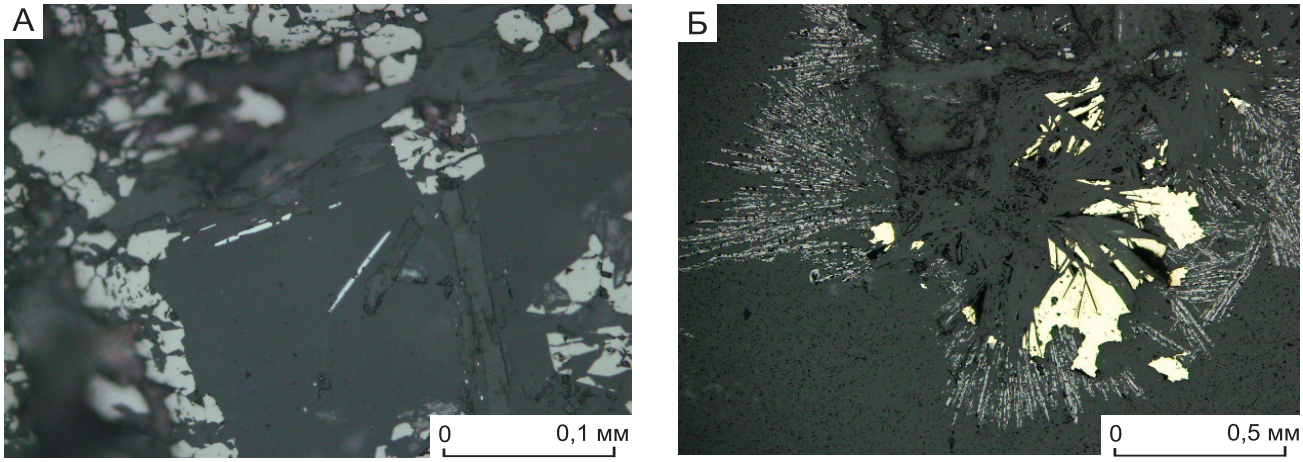



**Рис. 12. Морфология выделения гематита:**

А – игольчатый гематит (тёмно-серый) в кварце в ассоциации с магнетитом (светло-серый); Б – гематит (светло-серый) нарастает внутрь выделений кварца вдоль контакта кварца и хлорита (жёлтый – халькопирит)

Таким образом, для минерализации Масленского месторождения характерна следующая последовательность минералообразования: пирит-1, марказит, арсенопирит – сфалерит-1, халькопирит-1, пирротин, пентландит-ковеллин, линнеит, саффлорит, гематит, магнетит – сфалерит-2, халькопирит-2 – пирит-2 – галенит, кюстелит.

В заключение следует отметить, что основной целью проведённых исследований являлось изучение вещественного состава вмещающих пород и руд месторождений Лазурского рудного поля для анализа особенностей локализации скрытого и скрытно-погребённого полиметаллического оруденения рудноалтайского типа и повышения эффективности геолого-поисковых работ по выявлению новых, а также оценки флангов и глубоких горизонтов известных объектов.

На Лазурском и Масленском месторождениях в осадочно-вулканогенных толщах базальт-риолит-кремнисто-терригенной формации калиево-натриевой

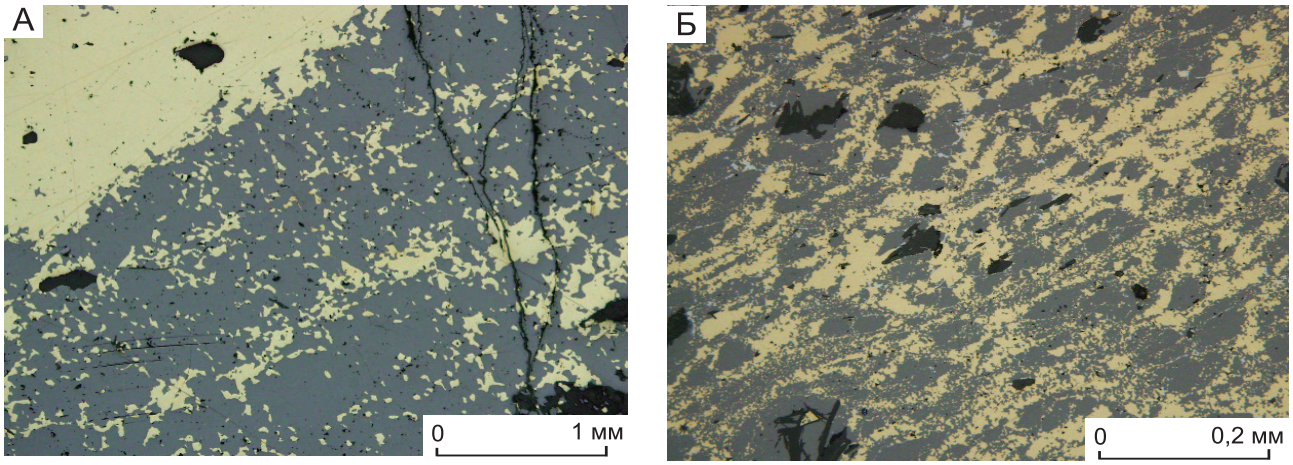



**Рис. 13. Морфология выделения халькопирита:**

А – тонкие прорастания халькопирита (жёлтый) в сфалерите (серый) в пределах «сфалеритовой полосы»; Б – струйчатый агрегат тонкодисперсного халькопирита (жёлтый) в сфалерите (серый)

серии вскрыты медноколчеданные, медные, цинково-медноколчеданные, колчеданно-цинково-медные, медно-цинковые, колчеданные, цинково-колчеданные, цинковые, колчеданно-медно-цинковые минералого-геохимические ассоциации в различных сочетаниях, что нашло своё отражение в зональности строения рудных залежей, характерной для месторождений рудноалтайского геолого-промышленного типа (ГПТ).

Вместе с тем, в отличие от типовых месторождений рудноалтайского ГПТ, на рассмотренных выше месторождениях установлено более широкое развитие медноколчеданных руд, что свидетельствует о многообразии особенностей колчеданно-полиметаллического рудообразования Рудноалтайской минерагенической зоны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Кашин С. В., Молчанов А. В., Шатов В. В.* Гидротермальные метасоматические формации регионального распространения и их использование для прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения (на примере Змеиногорского рудного района, Рудный Алтай) // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 65–77.
2. *Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Галямов А. Л.* и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. – 2014. – № 2. – С. 30–38.
3. *Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В.* Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М.: ЦНИГРИ, 2019. – 207 с.
4. *Кузнецова С. В.* Метаморфические преобразования первичных гидротермально-осадочных руд (на примере Змеиногорского рудного района Рудного Алтая) // Уральская минералогическая школа. – 2014. – № 20. – С. 133–142.
5. *Кузнецова С. В.* Некоторые вопросы генезиса и минералогические особенности стратиформных руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Алтайский край // Руды и металлы. – 2017. – № 2. – С. 40–50.
6. *Серавина Т. В., Кузнецова С. В.* Рудно-формационные типы месторождений и минералогические особенности руд Рудноалтайской минерагенической зоны // Уральская минералогическая школа. – 2018. – № 24. – С. 192–196.


## REFERENCES


1. *Kashin S. V., Molchanov A. V., Shatov V. V.* Gidrotermal'nyye metasomaticheskiye formatsii regional'nogo rasprostraneniya i ikh ispol'zovaniye dlya prognozirovaniya skrytogo kolchedanno-polimetallicheskogo orudeneniya (na primere Zmeinogorskogo rudnogo rayona, Rudnyy Altay) [Hydrothermal metasomatic formations of regional distribution and their use for predicting hidden pyrite-polymetallic mineralization (for example, Zmeinogorsk ore region, Rudny Altai)]. Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2013, No. 56, P. 65–77. (In Russ.)
2. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Galyamov A. L., Kuznetsova S. V., Seravina T. V.* Geologo-geneticheskiye osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy rudnoaltayskogo tipa [Geological and genetic foundations of forecasting and prospecting for pyrite-polymetallic deposits of the Altai type ore]. Otechestvennaya geologiya, 2014, No. 2, P. 30–38. (In Russ.)
3. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V.* Osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy Rudnogo Altaya [Fundamentals of forecasting and prospecting for pyrite-polymetallic deposits in Rudny Altai]. Moscow, TSNIGRI publ., 2019, 207 p. (In Russ.)
4. *Kuznetsova S. V.* Metamorficheskiye preobrazovaniya pervichnykh gidrotermal'no-osadochnykh rud (Na primere Zmeinogorskogo rudnogo rayona Rudnogo Altaya) [Metamorphic transformations of primary hydrothermal-sedimentary ores (On the example of the Zmeinogorsk ore region of Rudny Altai)]. Ural'skaya mineralogicheskaya shkola, 2014, No. 20, P. 133–142. (In Russ.)
5. *Kuznetsova S. V.* Nekotoryye voprosy genezisa i mineralogicheskiye osobennosti stratiformnykh rud kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy Rudnogo Altaya, Altayskiy kray [Some questions of genesis and mineralogical features of stratiform ores of pyrite-polymetallic deposits of Rudny Altai, Altai Territory]. Rudy i metally, 2017, No. 2, P. 40–50. (In Russ.)
6. *Seravina T. V., Kuznetsova S. V.* Rudno-formatsionnyye tipy mestorozhdeniy i mineralogicheskiye osobennosti rud Rudnoaltayskoy mineragenicheskoy zony [Ore-formation types of deposits and mineralogical features of ores of the Rudno-Altai mineragenic zone]. Ural'skaya mi-ne-ralogicheskaya shkola, 2018, No. 24, P. 192–196. (In Russ.)

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10021

УДК 551.263:550,4

© Е. И. Филатов, Л. К. Филатова, 2021

# Геологическая и геохимическая специализация рудоносных формаций

Проанализированы геохимическая и металлогеническая специализация и зональность структурно-вещественных комплексов. В общей системной цепочке операций металлогенического прогноза и поисков данные о геохимической специализации геологических формаций и их составляющих позволяют производить формационную интерпретацию аномальных геохимических полей, обнаруженных в ходе многоцелевого геологического и геохимического картирования; производить районирование исследуемых территорий по типам геологических формаций, обладающих той или иной потенциальной рудоносностью с выделением наиболее продуктивных субформаций, фаз и фаций; давать количественные оценки прогнозных ресурсов. Геохимические критерии рудоносности геологических формаций заключаются, прежде всего, в устойчивых корреляциях петрохимических особенностей рудоносных пород и соответствующих им флуктуаций геохимического состава руд, например, корреляции содержания калия в кремнекислых рудовмещающих вулканитах рудовмещающих вулканогенных геологических формаций и отношений меди к свинцу в рудах месторождений колчеданного семейства рудных формаций. Указанные критерии необходимо учитывать при региональной и локальной оценках перспектив рудоносности геологических формаций.

*Ключевые слова*: геологическая формация, геологическая субформация, геохимическая специализация, петрогенные и рудогенные элементы, кларки концентраций.

ФИЛАТОВ ЕВГЕНИЙ ИВАНОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор

ФИЛАТОВА ЛЮДМИЛА КОНСТАНТИНОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, filatova@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

# Geological and geochemical specialization of ore-bearing formations

E. I. FILATOV, L. K. FILATOVA

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The geochemical and metallogenic specialization and zoning of structural-material complexes are analyzed. In the general systematic operational circuit of metallogenic forecasting and geological prospecting, processing the data on the geochemical specialization of geological formations and their constituents make it possible to perform a formational interpretation of anomalous geochemical fields revealed in the course of multipurpose geological and geochemical mapping; to subdivide the explored areas by the types of geological formations differing by their ore-bearing potential, with allocation of the most productive subformations, phases, and facies; and to provide quantitative estimates of the forecasted resources. Geochemical criteria of the ore-bearing potential of geological formations consist, first of all, in stable correlations between petrochemical features of ore-bearing rocks and their corresponding fluctuations of the ore composition (for example, the correlation of the potassium content of ore-hosting silicic volcanic rocks of the ore-bearing volcanogenic geological formations with the Cu/Pb ratio in ores of various types of deposits of the VMSD formational family). These criteria are to be taken into account in regional and local assessments of the perspective ore-bearing potential of geological formations.

*Key words*: geological formation, geological subformation, geochemical specialization, petrogenic and ore-forming elements, clarke of concentration.

Многими исследователями подмечена органичная связь геологических и геохимических закономерностей размещения МПИ [1, 3]. Для геохимического прогноза необходимо знать геолого-геохимическую характеристику некоего целого, которым оказывается геологическая формация как естественный комплекс горных пород, содержащий парагенетически связанные друг с другом составные части и образовавшийся

в сходных геологических условиях и, прежде всего, при однообразном тектоническом или, как сейчас принято говорить, геодинамическом режиме.

Геохимическая специализация как проявление естественных связей петрогенных и рудогенных элементов отражает:

• геодинамический режим становления геологических формаций и их составных частей;

• петрохимические особенности рудовмещающих пород и распределение в них петрогенных и рудогенных элементов.

Особенности структуры геохимической специализации – это отражение связей геологической истории становления и развития геологической формации с процессами рудообразования.

Вариации этих характеристик предопределены в первую очередь геодинамическими условиями формирования геологической формации и эволюцией концентраций рудообразующих и регенерационных геохимических процессов.

Процессы становления и развития геологических формаций и их составных частей проявлены в их онтогенезе и филогенезе. *Онтогенез* геологической формации характеризует эволюцию конкретной формации (её индивида), а *филогенез* – эволюцию всей совокупности индивидов формационного типа (то есть абстрактной) в истории развития земной коры.

В онтогенезе конкретной геологической формации в её полном цикле развития (от зарождения, формирования, авто- и аллометаморфизма до разрушения) намечаются разные уровни геохимической специализации как интегральной характеристики:

• геохимическая специализация сингенетичная, дорудная, изначально свойственная всему объёму формации;

• геохимическая специализация синрудная, возникающая в процессе рудоконцентрирования, в том числе одновременно со становлением самой формации (при магматическом концентрировании, седиментогенезе, гидротермально-осадочном рудоотложении) или на последующих этапах её развития (при диагенезе, катагенезе осадков, автометаморфизме вулканитов и др.), когда её признаки обнаруживаются не во всём объёме формации, а в её рудоносных субформациях, фациях или фазах;

• геохимическая специализация вторичная, накладывающаяся на первичные геохимические признаки формации в связи с воздействием сторонних не парагенетичных ей гидротермальных растворов, элизионных (позднедиагенетических) или инфильтрационных вод (в том числе барьеры и коллекторы).

Если рудные формации расположить в ряд по степени полноты геохимических связей с соответствующими вмещающими геологическими формациями и начать с объектов, где эти связи наиболее отчётливы, то ряд начнётся вулканогенно-осадочными месторождениями колчеданного семейства островных дуг и окраинных морей, а закончится пластово-инфильтрационными холодноводными ролловыми месторождениями урана, молибдена, ванадия и др. В первом случае геохимическая специализация вулканогенно-осадочных формаций островодужно-окраинно-морских систем даёт прямые информационно-насыщенные данные для металлогенического прогноза не только формационного типа оруденения, но и соотношения металлов в прогнозируемых рудах. Во втором же случае тела вмещающих геологических формаций являются лишь проницаемыми коллекторами, рудное вещество в которые может быть привнесено из любых сторонних источников и в любое время после формирования рудовмещающих пород. Геохимические характеристики таких геологических формаций не несут сколько-нибудь полезной прогнозно-поисковой информации.

По этой причине примеры, иллюстрирующие роль геохимической специализации в металлогеническом прогнозе, ограничим *геологическими формациями островодужно-окраинных морских систем.*

Островодужные и окраинные моря характеризуются своей геохимической и металлогенической специализацией и зональностью, которые в ходе геологической истории осложнены коллизионными и внутриплитными рифтогенными процессами рудогенеза и регенерации рудного вещества.

Зональность островных дуг определена латерально-вертикальной зональностью по отношению к оси междугового спрединга ранних базальтоидных, андезитоидных и риолитоидных островодужных комплексов, с которыми, соответственно, ассоциируются месторождения: медноколчеданные кипрского типа, медно-цинковые уральского типа, свинцово-медно-цинковые типа куроко и рудноалтайского типа.

Эффективность использования геохимической специализации островодужных вулканогенных формаций хорошо проиллюстрирована на примере эталонной для металлогенических зон рудноалтайского типа девонской базальт-риолитовой формациии Рудного Алтая. Колчеданно-полиметаллические месторождения здесь приурочены к ареалам развития этой формации и не выходят за её пределы как по латерали, так и по вертикали.

Соотношение щелочей в рудовмещающих риолитах отражает естественный распад формации на три субформации: натриевую ($K_2O/Na_2O < 1{,}0$), промежуточную ($K_2O/Na_2O \approx 1{,}0–2{,}0$) и калиевую ($K_2O/Na_2O > 2$). Аналогичные тенденции в соотношении щелочей сохраняются и в базальтах.

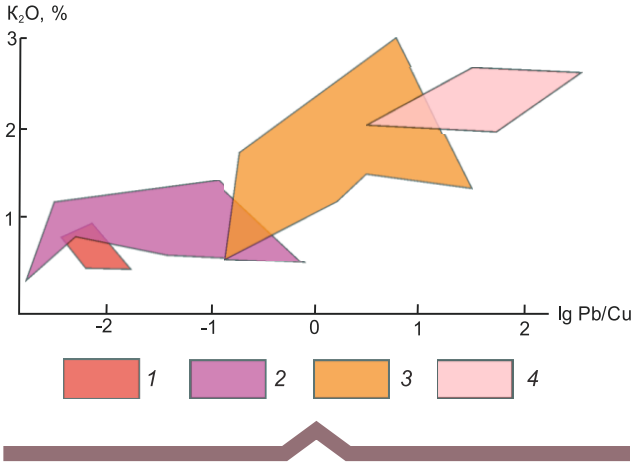
От натриевой субформации к калиевой как в базальтах, так и в риолитах происходит закономерное увеличение содержания рубидия и уменьшение стронция. В этом же направлении происходит уменьшение соотношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$), подчёркивающее антидромный характер продуктивного вулканизма. Содержания хрома и никеля в породах натриевой субформации, особенно в базальтах в направлении от Иртышской островной дуги Рудного Алтая, уменьшаются, а отношение Co/Ni увеличивается [2].

В породах всех трёх субформаций лёгкие лантаноиды преобладают над тяжёлыми, что характерно для колчеданоносных вулканогенных формаций, образовавшихся на существующем сиалическом фундаменте. В меньшей степени это преобладание проявлено для пород натриевой субформации, тяготеющей к палеозоне Беньофа. Нормированные кривые распределения редкоземельных элементов содержат ясно выраженный Eu-минимум. В латеральном ряду (натриевая → промежуточная → калиевая субформации), фиксирующем на момент рудообразования направление от Палеоокеана к Палеоконтиненту, происходит закономерное увеличение соотношений содержаний в породах La/Yb и ∑Ce/∑Y и содержания Eu. Кларки концентраций основных рудогенных элементов (медь, свинец и цинк) в основном понижены и, вероятно, отражают развитие процессов рециклинга при рудообразовании.

Таким образом, каждая субформация рудоносной формации характеризуется своим вариантом геохимической и металлогенической специализации. Отложения натриевой субформации содержат существенно медные месторождения, калиевой – существенно свинцовые, а промежуточной – медно-свинцовые. Геохимический состав руд месторождений зависит от содержаний в рудовмещающих вулканитах щелочных металлов. С увеличением калия в рудовмещающих породах прямо пропорционально увеличивается отношение содержаний свинца к меди в рудах (см. рисунок).

Металлогеническая зональность окраинных морей подчёркивается развитием в риолит-базальтсодержащих карбонат-терригенных толщах цинково-медноколчеданных месторождений типа *бесси*, которые сменяются во фронтальных частях бассейнов свинцово-цинково-колчеданными месторождениями филизчайского типа, а в тыловых частях – золото-сульфидными месторождениями сухоложского типа в черносланцево-терригенных толщах.

*Геохимическая специализация пород черносланцево-терригенной группы* формаций формируется на всех стадиях их онтогенеза. Породы этой группы сложены весьма однотипным в литологическом отношении набором солоноводных и пресноводных осадков – аргиллитов, песчаников, мергелей, известняков. Характерно присутствие повышенного количества фитоорганического вещества и дисульфидов железа, возникающих в процессе сульфатредукции в так называемых донных сероводородных эвксинских литофациях. Органическое вещество и дисульфиды железа изначально функционируют в качестве органоминеральных кристаллохимических коллекторов, аккумулирующих мышьяк, сурьму, золото, платиноиды, медь, цинк, свинец, кобальт, никель.




**Зависимость отношения свинца к меди в семействе колчеданных руд от содержания калия в кремнекислых породах продуктивной формации:**

типы рудных районов: *1* – кипрский, *2* – уральский, *3* – куроко, *4* – алтайский

Геохимическая специализация осадочных черносланцевых формаций формируется на всех стадиях нормального универсального осадочного процесса – сингенеза, диагенеза, катагенеза, начального метаморфизма (метагенеза). Например, первоначально ожидающийся смектит-монтмориллонит, имеющий малые содержания калия и натрия, в ходе диагенеза-катагенеза превращается в обычные гидрослюды серицитового типа за счёт избирательного поглощения калия из порово-захоронённых вод самой черносланцевой толщи. В этот период они аккумулируют и литий. Сульфат-редукция, продолжающаяся и в диагенезе, обусловливает появление последующих форм дисульфидов железа (пирит, марказит), выстраивающихся в типовой ряд: фрамбоиды → конкреции → вкрапленность → прожилки.

В стадию катагенеза и начального метаморфизма в продуктивной фации, обогащённой органическим веществом и дисульфидами железа, возникает эволюционный ряд минеральных форм элементов-

индикаторов: фрамбоиды пирита с начальными надфоновыми концентрациями мышьяка, сурьмы, кобальта, никеля, золота → конкреции пирита, марказита с увеличивающимися концентрациями → арсенопирит золотоносный игольчатый → сульфосоли, халькопирит, сфалерит → самородное золото, платиноиды, шеелит. В эпигенетическом варианте геохимическая специализация черносланцевой формации продолжает эволюционировать в ходе динамометаморфизма толщ, регионального метаморфизма и эпигенетического магматизма.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее. В общей системной цепочке операций металлогенического прогноза и поисков данные о геохимической специализации геологических формаций и их составляющих позволяют:

• интерпретировать аномальные геохимические поля, обнаруженные в ходе многоцелевого геологического и геохимического картирования;

• проводить районирование исследуемых территорий по типам геологических формаций, обладающих той или иной потенциальной рудоносностью с выделением наиболее продуктивных субформаций, фаз и фаций;

• давать количественные оценки прогнозных ресурсов металлов.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**


1. *Смирнов В. И.* Металлогения. Избранные труды // отв. ред. Н. П. Лаверов. – М.: Наука, 1993. – 175 с.
2. *Филатов Е. И., Филатова Л. К.* Геологические и геохимические критерии рудоносности геологических формаций. – М.: ИМГРЭ, 2015.
3. *Филатов Е. И., Ширай Е. П.* Формационный анализ рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 142 с.


**REFERENCES**


1. *Smirnov V. I.* Metallogeniya. Izbrannyye Trudy [Metallogeny. Selected Works]. Moscow, NAUKA publ., 1993, 173 p. (In Russ.)
2. *Filatov Ye. I., Filatova L. K.* Geologicheskiye i geokhimicheskiye kriterii rudonosnosti geologicheskikh formatsiy [Geological and geochemical criteria for ore content of geological formations]. Moscow, IMGRE publ., 2015. (In Russ.)
3. *Filatov Ye. I., Shiray Ye. P.* Formatsionnyy analiz rudnykh mestorozhdeniy [Formation analysis of ore deposits]. Moscow, NEDRA publ., 1988, 142 p. (In Russ.)



Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10022

УДК 553.06 (553.07)

© А. Н. Глухов, П. Л. Тихомиров, 2021

# Эргувеемский рудный район Восточной Чукотки: влияние тектоники рудоносных вулканоструктур на состав золото-серебряной минерализации

Изучена геолого-структурная позиция Au-Ag рудопроявлений Пепенвеем и Коррида, расположенных в пределах Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Рудопроявление Пепенвеем, характеризующееся одним продуктивным этапом минералообразования (вулканогенным), локализовано в пределах грабенообразной моноклинали, выполненной позднемеловыми вулканитами. Стабильный тектонический режим обусловил низкие градиенты температур и давлений рудообразования, относительно простой минеральный состав руд и отсутствие «продвинутых» фаций гидротермально-метасоматических образований. Напротив, рудопроявление Коррида, которое формировалось в два этапа (вулканогенный и плутоногенный), располагается в пределах плутоногенного поднятия, осложнённого крупным региональным тектоническим нарушением. Здесь вулканогенно-осадочные породы основания вулканоструктуры выведены близко к поверхности по многочисленным крутопадающим разломам. Широкое развитие зональных ореолов метасоматитов, обилие минеральных видов, резкие градиенты давлений и температур могли быть обусловлены тектонической активностью в зоне взаимодействия глубинного разлома и интрузивно-купольной структуры.

*Ключевые слова*: тектоника, основание, вулкано-тектоническая структура, золото-серебряный.

ГЛУХОВ АНТОН НИКОЛАЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, gluhov76@list.ru

ТИХОМИРОВ ПЕТР ЛЕОНИДОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, petr_tikhomirov@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан

# Erguveem Ore Region in the eastern Chukotka Peninsula: An effect of the tectonics of the ore-bearing volcano-structures on composition of the gold-silver mineralization

A. N. GLUKHOV, P. L. TIKHOMIROV

N. A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, FEB RAS, Magadan

The geological and structural position of the Pepenveem and Korrida Au-Ag ore occurrences situated in the East-Chukotka segment of the Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt (OCVB) was studied. The Pepenveem ore occurrence was characterized by one (volcanogenic) mineralization stage. It is localized within a graben-like monocline composed of Late Cretaceous volcanics. A relatively stable tectonic regime caused rather low temperature and pressure gradients during the ore formation and, consequently, simple mineral composition of the ores and absence of advanced argillic alteration. In contrast, the Korrida ore occurrence was characterized by two (volcanogenic and plutonogenic) mineralization stages. It is localized within a plutonogenic uplift complicated by a regional fault zone. Here, the basement of the volcano-structure, composed of island-arc volcano-sedimentary rocks, was uplifted to the surface by numerous high-angle faults. The here observed extensive development of zoned metasomatic haloes (including advanced argillic alterations), abundance of mineral species, and sharp temperature and pressure gradients could resulted from tectonic activity in a zone of interaction between the plutonic dome and deep-seated regional fault.

*Key words*: tectonics, basement, volcano-tectonic structure, gold-silver mineralization.

Эпитермальным Au-Ag месторождениям посвящено огромное количество публикаций и производственных отчётов. Значительная часть работ отечественных исследователей посвящена объектам Северо-Востока Азии, включая Чукотку, и касается региональных рудоконтролирующих факторов [20], вещественного состава [13, 17, 19], условий образования руд [7, 9, 28], связей рудообразования с магматизмом [12]. В исследованиях, посвящённых структурным особенностям локализации месторождений, основной

акцент традиционно делался на связях минерализации с процессами кальдерообразования и формированием интрузивных куполов [16], региональными рудоконтролирующими структурами [23]. Влиянию структуры фундамента рудовмещающих вулканических и интрузивно-купольных структур на состав и пространственные параметры Au-Ag минерализации уделялось несколько меньшее внимание. Среди работ, где этот вопрос рассмотрен наиболее детально, следует упомянуть, прежде всего, монографию В. И. Хомича с соавторами [25]. Авторы настоящей статьи попытались дополнить существующие представления на примере изученных ими рудопроявлений Восточной Чукотки – Пепенвеем и Коррида, входящих в состав Эргувеемского рудного района [10]. Первое из них было выявлено в 1962 г. Г. К. Гачкевичем, второе – в 1975 г. В. И. Плясуновым и Г. А. Тынанкергавом. Геологическое строение и вещественный состав данных рудопроявлений рассматривались в ряде публикаций [2–7, 19]. В работах [8, 28] были подробно

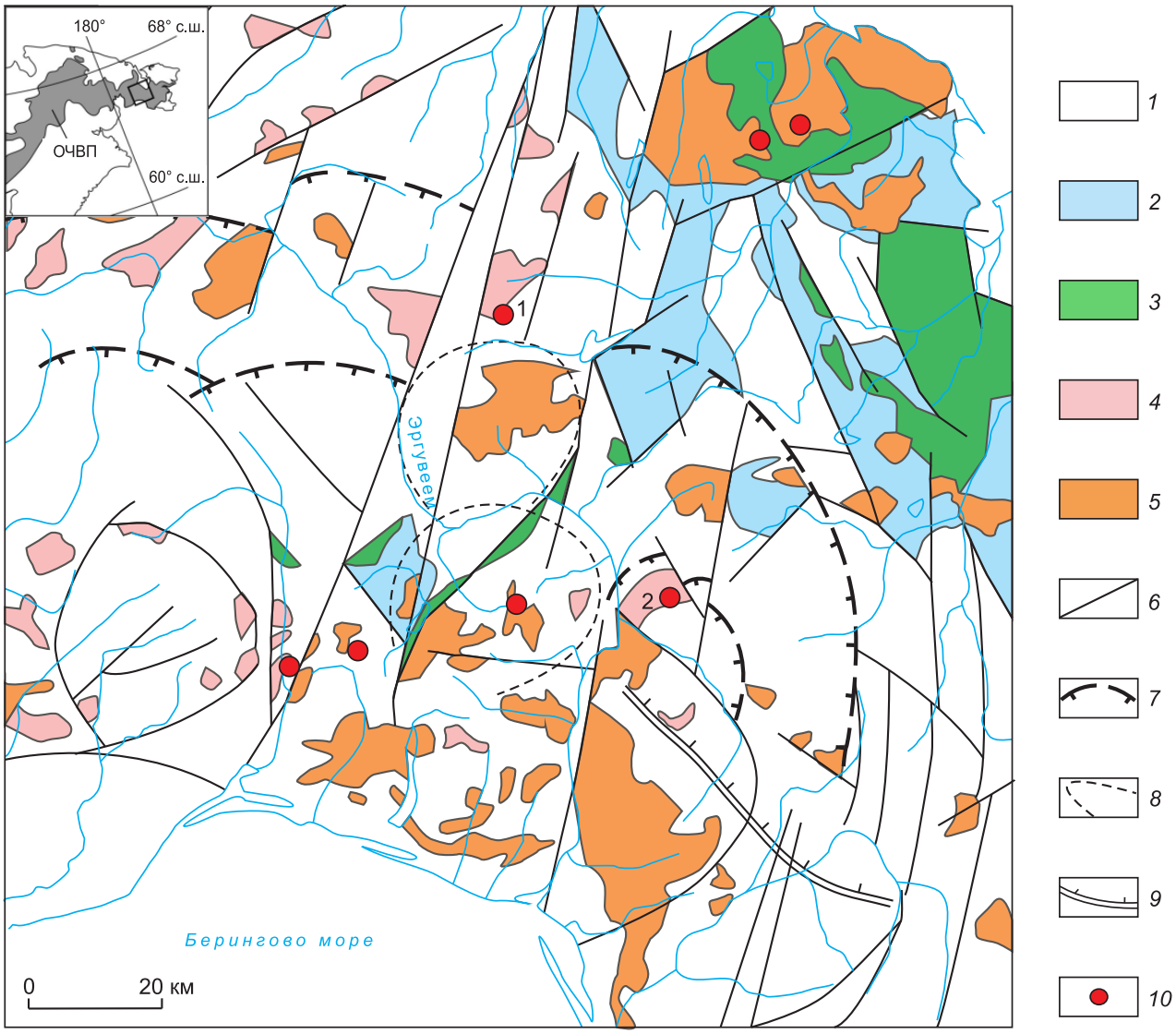



**Рис. 1. Структурно-металлогеническая схема Эргувеемского рудного района.** *По [10], с изменениями и дополнениями*:

*1* – эффузивные толщи ОЧВП; *2* – триасово-раннемеловые вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения Вельмайского островодужного террейна; *3* – интрузии габброидов и офиолитов; *4* – субвулканические тела риолитов и андезитов; *5* – гранитоиды; *6* – разломы; *7–8* – разрывные нарушения, ограничивающие: *7* – вулкано-тектонические депрессии, *8* – плутоногенные поднятия; *9* – моноклинали; *10* – рудопроявления, рассматриваемые в статье, и их номера (1 – Коррида, 2 – Пепенвеем)

рассмотрены вещественный состав и физико-химические условия формирования этих объектов. В представленной статье авторы попытались раскрыть геолого-структурные и тектонические факторы, обусловившие специфику состава рудопроявлений и их взаимные различия, включая соотношение вулканизма и интрузивной деятельности.

**Характеристика и анализ объектов исследований.** Эргувеемский рудный район (рис. 1) приурочен к одноимённой вулканотектонической депрессии (далее ВТД). Она располагается в пределах Восточно-Чукотского сегмента [22] Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эргувеемская ВТД имеет изометричные очертания при диаметре 80–90 км и выполнена вулканическими породами андезитовой, риодацитовой и базальт-трахибазальтовой формаций [24].

Согласно официально принятым стратиграфическим схемам, построенным главным образом на палеоботанических данных [24], вулканиты Эргувеемской ВТД включены в состав четырёх стратонов: 1) нырвакинотской толщи среднего альба (андезиты, андезибазальты, их туфы, вулканомиктовые конгломераты и песчаники), 2) амгеньской толщи верхнего альба–сеномана (игнимбриты, туфы, реже лавы риолитов и дацитов), 3) леурваамской свиты сеномана–турона (игнимбриты и туфы риолитов и дацитов, вулканомиктовые песчаники и конгломераты) и 4) нунлигранской свиты коньяка–сантона (лавы базальтов и андезибазальтов с редкими горизонтами туфов и лав риолитов и трахириолитов. Данные изотопной геохронологии указывают на начало формирования нырвакинотской толщи не ранее, чем 90 млн лет назад [22, 26]. Для кремнекислых вулканитов амгеньской толщи из района месторождения Валунистое (280 км к западу от Эргувеемского рудного района) получена U-Pb дата 80,6 млн лет [18]. При дефиците прецизионных изотопных датировок предполагается, что нунлигранская свита формировалась в кампане (79–74 млн лет назад), как и прочие «поздние базальты» ОЧВП [1]. Таким образом, учитывая доступные сведения об изотопном возрасте вулканитов Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП, можно предположить, что вулканогенный разрез Эргувеемской ВТД формировался в период 90–74 млн лет назад.

В основании Эргувеемской ВТД обнажены вулканогенно-терригенно-кремнистые толщи и ассоциирующие с ними габброиды и ультрабазиты Вельмайского островодужного террейна, датированные интервалом от позднего триаса до средней юры [15]. В грубообломочных туфах подошвы амгеньской толщи присутствуют обломки гнейсов кооленьского метаморфического комплекса, протолит которого имеет раннепротерозойский возраст [10]. Некоторые исследователи [14, 21] высказывали предположение о том,

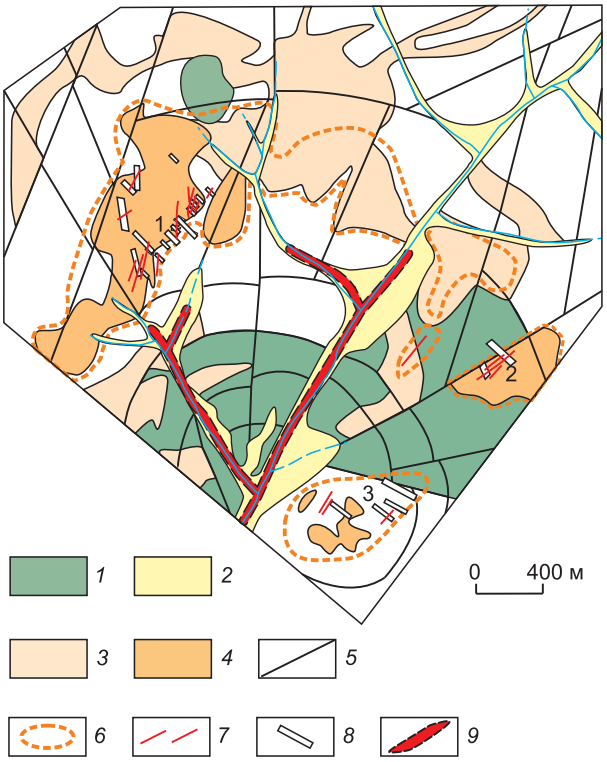



**Рис. 2. Схема геологического строения рудопроявления Пепенвеем.** *По В. А. Казинскому, 1990, с упрощениями и дополнениями*:

*1* – андезиты нырвакинотской свиты; *2* – туфы и игнимбриты риодацитов амгеньской толщи; *3* – субвулканические тела риолитов; *4* – экструзии риолитов; *5* – разломы; *6* – ореолы аргиллизации; *7* – адуляр-кварцевые жилы с золото-серебряной минерализацией; *8* – канавы; *9* – россыпь золота; участки: 1 – Гигант, 2 – Халаф, 3 – Плоский

что в южной части Восточной Чукотки (что соответствует Эргувеемскому рудному узлу) под покровами вулканитов ОЧВП расположено продолжение Южно-Анюйской сутурной зоны. Фланги Эргувеемской ВТД осложнены плутоногенными поднятиями диаметром 15–25 км, ядерные части которых сложены интрузивами кварцевых сиенитов и монцонитов.

Рудопроявление Пепенвеем приурочено к экструзивно-вулканическому куполу, сложенному витрокластическими туфами и игнимбритами риодацитов амгеньской толщи, которые прорваны экструзивно-субвулканическими телами риолитов сложной морфологии. Среди последних выделяются массивные, флюидальные (редко со сферолитами), брекчиевые. В основании купола залегают андезиты нырвакинотской свиты (рис. 2). Гидротермально-метасоматические изменения приурочены к экструзивно-субвулканическим телам, редко выходя за их пределы.

Наиболее обширными являются ореолы каолинит-кварцевых аргиллизитов, во внутренней части которых выделяются поля кварц-адуляровых метасоматитов [6] с рудоносными жилами в осевых частях. В плотике отработанной россыпи золота вскрыты пропилитизированные и интенсивно сульфидизированные туфы андезитов. Метасоматическая колонка имеет следующий вид: сульфидизированные пропилиты → адуляр-кварц-гидрослюдистые метасоматиты → каолинит-кварцевые аргиллизиты. Общий вертикальный размах колонны гидротермалитов превышает 100 м. Кайнотипные андезибазальты нунлингранской свиты перекрывают вулканиты экструзивно-купольной структуры, а гранит-порфиры, диоритовые порфириты, габбро и андезибазальты слагают единичные тела на её периферии.

На рудопроявлении выделены три участка: Гигант, Халаф и Плоское (см. рис. 2). Участок Гигант, где сосредоточена большая часть рудных тел, расположен в правом борту руч. Пепенвеем и приурочен к крупному (1,5 × 2 км) экструзивному телу риолитов. Всего здесь канавами вскрыты 10 рудных жильно-прожилковых зон мощностью от 20 до 50 м и протяжённостью 200–400 м. Мощность отдельных жил и рудных тел составляет 2–5 м, средние содержания золота 5–7 г/т, серебра 300–600 г/т. Жилы выдержаны по простиранию и прослеживаются на сотни метров. На участках Халаф и Плоский единичные адуляр-кварцевые жилы имеют мощность 0,5–3 м и содержания золота 2–4 г/т, серебра 300–1000 г/т.

В составе руд Пепенвеема преобладают пирит и галенит, в меньшей степени развиты сфалерит и халькопирит; в незначительных количествах отмечаются сульфиды серебра и блёклые руды [8]. Самородное золото имеет среднюю пробность 611,3 ‰ и одномодальное её распределение. Руды формировались в сравнительно низкотемпературных обстановках в один этап – вулканогенный (см. таблицу).

К югу и юго-востоку от рудопроявления Пепенвеем вулканогенные покровы нырвакинотской и амгеньской толщ свиты образуют моноклиналь северо-восточного падения, протягивающуюся не менее чем на 60 км при ширине около 20 км (см. рис. 1). Углы падения моноклинали составляют 10–30°, достигая местами 50°. Формирование данной структуры могло происходить либо на фланге очаговой компенсационной просадки, либо в результате штампового воздействия интрузии, либо, что наиболее вероятно, однобортного грабена, подобного Угыткынской моноклинали Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП [22] и некоторым структурам провинции Западная Сьерра-Мадре [27]. В отечественной литературе структуры подобного типа получили название «асимметричных впадин монголо-охотского типа» [25]. Структурно-

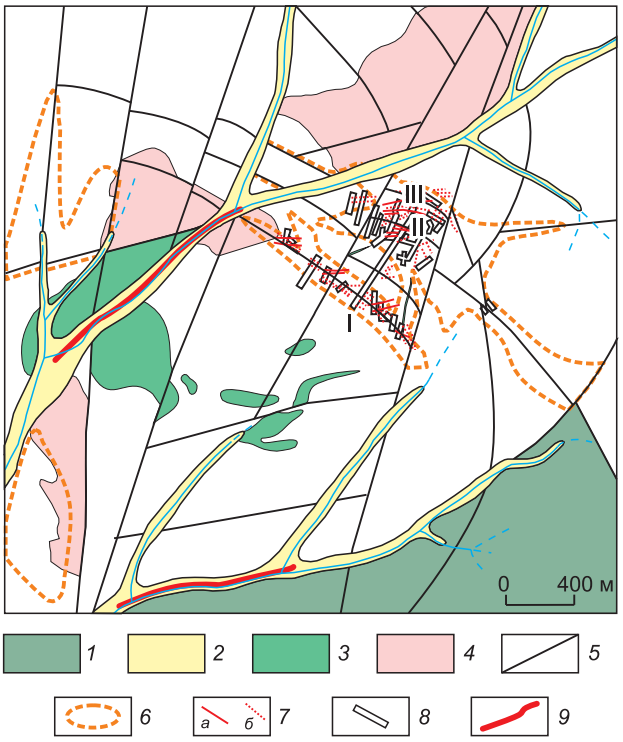



**Рис. 3. Схема геологического строения рудопроявления Коррида.** *По В. А. Казинскому, 1990, с упрощениями и дополнениями*:

*1* – андезиты нырвакинотской свиты; *2* – туфы и игнимбриты риодацитов амгеньской толщи; *3–4* – субвулканические тела: *3* – андезитов, *4* – риолитов; *5* – разломы; *6* – ореолы аргиллизации; *7* – кварцевые и адуляр-кварцевые жилы с золото-серебряной минерализацией (*а*), безрудные (*б*); *8* – канавы; *9* – россыпи золота; римские цифры – номера рудных зон

тектоническая позиция рудопроявления Пепенвеем определяется пересечением данной моноклинальной структуры с кольцевыми разломами, ограничивающими Эргувеемскую ВТД, и региональными разломами субмеридионального простирания.

На рудопроявлении Коррида (рис. 3) андезиты нырвакинотской толщи фрагментарно выходят на поверхность, будучи приуроченными к гипсометрически низким уровням рельефа. Их перекрывают кислые эффузивы амгеньской толщи, в составе которой, в отличие от Пепенвеема, преобладают спекшиеся кристаллокластические туфы с большим количеством грубообломочного пирокластического материала и обломками пород фундамента – песчаников, алевролитов, гнейсов. Вулканиты прорваны телами и дайками риолитов, андезитов, базальтов. Среди риолитов преобладают массивные и флюидальные; сферолитовые разности редки. Характерная особенность рудопроявления Коррида – обширные площадные ореолы

аргиллизитов и вторичных кварцитов, которые приурочены главным образом к грубообломочным туфам амгеньской толщи. Рудные тела характеризуются мощностями 0,6–2,0 м и средними содержаниями золота 6,9–33,0 г/т, серебра 116–22 г/т. Особенностью рудопроявления Коррида является малый вертикальный размах оруденения, не превышающий 100 м. В аллювии ручьёв, дренирующих северный и южный фланги рудопроявления, известны две мелкие непромышленные россыпи золота.

Из рудных минералов наиболее распространены пирит, арсенопирит и галенит. Минералы серебра представлены в первую очередь акантитом; в меньших количествах присутствуют Se-сульфосоли, селениды и самородное серебро, сульфиды Ag ряда штернбергит-аргентопирит-ленаит [28]. Самородное золото (электрум) характеризуется двумодальным распределением пробности – от 200 до 700 ‰. Спецификой минерального состава рудопроявления Коррида является присутствие заметных количеств хлоридов и бромидов серебра ряда кераргирит-эмболит-бромирит. Руды формируются в два этапа: вулканогенный и плутоногенный (см. таблицу).

Структурно-тектоническая позиция рудопроявления Коррида определяется его локализацией на северном фланге плутоногенного поднятия, приуроченного к пересечению дуговых разрывов, ограничивающих Эргувеемскую ВТД с региональными разломами север-северо-восточной ориентировки. Слоистость вмещающих пород наклонена от центра

**Этапы, стадии и условия минералообразования рудопроявлений Пепенвеем и Коррида [8, 28]**

| Этап | Стадия, ассоциация | Основные минералы | *PT* параметры рудообразования |
|---|---|---|---|
| *Пепенвеем* | | | |
| I. Вулканогенный | Адуляр-кварцевая | Кварц, халцедон, адуляр, гидрослюда, каолинит, барит | Концентрация солей во флюиде 1,57–0,18 масс. % экв. NaCl; температура гомогенизации 175–225 °C |
| | Пирит-арсенопиритовая | Пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блёклая руда | |
| | Золото-серебро-сульфоантимонитовая | Прустит, пираргирит, пиростильпнит, полибазит, стефанит, ленаит, пирсеит, акантит, электрум, самородное серебро | |
| *Коррида* | | | |
| I. Вулканогенный | Адуляр-кварцевая | Кварц I, адуляр, каолинит | Концентрация солей во флюиде 3,55–0,18 масс. % экв. NaCl; температура гомогенизации 150–175 °C |
| | Золото-серебро-сульфосольная | Пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, блёклая руда, миаргирит, пираргирит, акантит I, электрум I | |
| II. Плутоногенный | Серебро-акантитовая | Кварц II, альбит, эпидот, кальцит, актинолит, пирит, халькопирит, ленаит, штернбергит, аргентопирит, полибазит, акантит II, самородное серебро | Концентрация солей во флюиде 3,5–2,4 масс. % экв. NaCl; температура гомогенизации 275–300 °C |
| | Золото-серебро-селенидная | Халцедон, электрум II, агвиларит, науманнит, акантит III, эмболит, кераргирит, аргиродит, клаусталит, ютенбогардит, фишессерит | |

структуры под углами 3–5°. В центральной части поднятия обнажается шток кварцевых сиенитов и монцонитов позднемелового возраста.

**Заключение.** Рудопроявления Пепенвеем и Коррида по основным чертам геологического строения, составу руд и физико-химическим условиям образования аналогичны другим эпитермальным Au-Ag месторождениям Чукотки, таким как Купол, Морошка, Двойное, Валунистое, Телевеем [7]. Однако они характеризуются определёнными особенностями, обусловленными как тектонической позицией и составом пород фундамента, так и влиянием интрузий. Авторы статьи предполагают, что Эргувеемская ВТД расположена на восточном продолжении Южно-Анюйской сутуры [14, 21], к которой приурочено, в частности, месторождение Купол. Фундамент ОЧВП здесь представлен островодужными комплексами Вельмайского террейна [15], включающими глубоководные кремнисто-терригенные отложения, базальтоиды и габброиды, а также глубоко метаморфизованными образованиями кооленьского комплекса [10].

Пространственное положение Эргувеемского рудного района, рудопроявлений в его пределах, ореолов гидротермально-изменённых пород и геохимических аномалий контролируется пересечением дуговых разрывов, ограничивающих ВТД и локальные плутоногенные поднятия с региональными глубинными разломами и грабенами. Рудопроявление Пепенвеем характеризуется простым составом околорудных гидротермалитов, достаточно узким спектром рудных минералов и единственным продуктивным этапом минералообразования. Рудообразование происходило в относительно стабильных условиях, из низкотемпературных и низкоконцентрированных гидротерм [8]. Рудопроявление Коррида, наоборот, характеризуется полифациально-зональным строением ореола метасоматитов, обширным набором рудных минералов, включая селениды и галогениды серебра, существованием двух этапов рудообразования [28]. Наличие минералов Cl и Br может объясняться присутствием значимых количеств этих элементов в захороненных минерализованных водах неглубоко залегающих островодужных вулканогенно-терригенно-кремнистых осадков [11, 29]. Руды Корриды формировались из относительно высокотемпературных и концентрированных гидротерм в высокоградиентных условиях, обусловленных тектонической активностью [28]. Подобный контраст авторы статьи объясняют различными тектоническими условиями. Руды Пепенвеема формировались на удалении от долгоживущих региональных разломов и активных магматогенных структур, в пределах грабена, выполненного мощной толщей эффузивов монотонного состава. Рудопроявление Коррида образовалось в пределах магматогенного поднятия, осложняющего зону долгоживущего глубинного разлома. Активные тектонические движения приводили к размыву вулканитов и выведению на поверхность пород цоколя вулкано-тектонической постройки. Структурная позиция рудопроявления Коррида весьма близка изученному авторами месторождению Невенрекан Пенжинского сегмента ОЧВП [16], отличаясь большей удалённостью рудных тел от гранитоидного очага.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 2. – С. 1–42.
2. *Бабкин П.В., Еремин Р.А., Тренина Т.И.* Стефанит из золото-серебряного рудопроявления Северо-Востока СССР // Доклады Академии Наук СССР. – 1969. – Т. 186, № 4. – С. 908–910.
3. *Берман Ю.С.* Дайки рудного участка Пепенвеем // Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Труды СВКНИИ. Вып. 12. – Магадан, 1965. – С. 231–236.
4. *Берман Ю.С., Казаринова Е.И.* Первая находка агвиларита в СССР // Доклады Академии Наук СССР. – 1968. – Т. 183, № 6. – С. 1406–1409.
5. *Берман Ю.С., Найбородин В.И.* Вторичные кварциты и золото-серебряное оруденение Пепенвеемского рудного поля // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока Дальнего Востока. – Магадан, 1967. – С. 117–120.
6. *Василенко В.П.* Метасоматиты Пепенвеемского рудного поля // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики // Материалы всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило, 3–6 июня 2003 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 3. – С. 145–148.
7. *Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю.* Особенности рудообразования в Охотско-Чукотском вулкано-плутоническом поясе // Вулканология и сейсмология. – 2018. – № 6. – С. 3–22.
8. *Глухов А.Н., Колова Е.Е., Савва Н.Е.* Золото-серебряное оруденение Восточной Чукотки // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России // Материалы X всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 08–10 апреля 2020 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2020. – С. 192–195.
9. *Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. – М.: Наука, 1979. – 208 с.
10. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-60, 1. Анадырь. Карта дочетвертичных образований. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2001.

11. *Зырянова Л. А., Чекалин В. М., Литвинов Н. Д., Гамалеев Н. В.* О редкой находке маршита в окисленных рудах Рубцовского полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Вестник Томского государственного университета. – 2009. – № 326. – С. 214–216.
12. *Котляр И. Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса.– М.: Наука, 1986. – 264 с.
13. *Кравцова Р. Г.* Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья.– Новосибирск: Академическое Изд-во «Гео», 2010.– 292 с.
14. *Леднева Г. В., Базылев Б. А., Соколов С. Д., Лейер П.* Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Т. 2 // Материалы LI тектонического совещания. – М.: Геос, 2020. – С. 32–33.
15. *Леднева Г. В., Пиис В. Л., Базылев Б. А.* Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения Чукотского полуострова: состав магматических пород, U-Pb возраст цирконов и геодинамические интерпретации // Геология и геофизика.– 2016. – Т. 57, № 8. – С. 1423–1442.
16. *Прийменко В. В., Глухов А. Н., Фомина М. И., Михалицына Т. И.* Интрузивный этап развития вулканоструктуры и Au-Ag оруденения на примере месторождения Невенрекан (Магаданская область, Россия) // Вулканология и сейсмология.– 2020.– № 5.– С. 13–25.
17. *Савва Н. Е.* Минералогия серебра Северо-Востока России.– М.: Изд-во «Триумф», 2018.– 544 с.
18. *Сахно В. Г., Полин В. Ф., Акинин В. В. Сергеев С. А., Апеничева А. А., Тихомиров П. Л., Молл-Столкап Е. Дж.* Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамскго вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Доклады Академии наук. Сер. геол.– 2010.– Т. 434, № 3.– С. 365–371.
19. *Сидоров А. А.* Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов.– Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.– 350 с.

*Сидоров А. А., Волков А. В., Егоров В. Н.* Золото-серебряное эпитермальное оруденение вулканических поясов Северо-Востока Азии // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 416, № 4.– С. 519–524.

20. *Соколов С. Д., Тучкова М. И., Ганелин А. В.* и др. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника.– 2015.– № 1. – С. 5–30.
21. *Тихомиров П. Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма.– М.: ГЕОС, 2020. – 376 с.
22. *Умитбаев Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги).– М.: Наука, 1986. – 273 с.
23. *Филиппова Г. Г.* Стратиграфия и возраст континентальных отложений Центральной и Восточной Чукотки // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20, № 1. – С. 85–99.
24. *Хомич В. Г., Иванов В. В., Фатьянов В. В.* Типизация золото-серебряного оруденения.– Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 289 с.
25. *Щепетов С. В., Герман А. Б., Тихомиров П. Л.* и др. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2020. – № 4. – С. 125–141.
26. *Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J.* Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate // Tectonics. – 2002. – V. 21 (17). – P. 1–23.
27. *Kolova, E. E. Savva N. E., Zhuravkova T. V.* et al. Au-Ag-S-Se-Cl-Br Mineralization at the Corrida Deposit (Russia) and Physicochemical Conditions of Ore Formation // Minerals.– 2021.– 11(2), 144; https://doi.org/10.3390/min11020144.
28. *Stotler R. L., Frape Shaun K., Shouakar-Stash O.* An isotopic survey of $\delta^{81}$Br and $\delta^{37}$Cl of dissolved halides in the Canadian and Fennoscandian Shields // Chemical Geology. – 2010. – V. 274. – P. 38–55.


## REFERENCES


1. *Akinin V. V., Miller E. L.* Evolyutsiya izvestkovo-shchelochnykh magm Okhotsko-Chukotskogo vulkanogennogo poyasa [Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt]. Petrologiya, 2011, V. 19, No. 2, P. 1–42. (In Russ.)
2. *Babkin P. V., Yeremin R. A., Trenina T. I.* Stefanit iz zolotoserebryanogo rudoproyavleniya Severo-Vostoka SSSR [Stefanite from the gold-silver ore occurrence in the North-East of the USSR]. Doklady Akademii Nauk SSSR, 1969, V. 186, No. 4, P. 908–910. (In Russ.)
3. *Berman Yu. S.* Dayki rudnogo uchastka Pepenveyem [Dikes of the Pepenveem ore site]. Pozdnemezozoyskiye granitoidy Chukotki. Trudy SVKNII. Is. 12, Magadan, 1965, P. 231–236. (In Russ.)
4. *Berman Yu. S., Kazarinova Ye. I.* Pervaya nakhodka agvilarita v SSSR [The first find of aguilarite in the USSR]. Doklady Akademii Nauk SSSR, 1968, V. 183, No. 6, P. 1406–1409. (In Russ.)
5. *Berman Yu. S., Nayborodin V. I.* Vtorichnyye kvartsity i zoloto-serebryanoye orudeneniye Pepenveyemskogo rudnogo polya [Secondary quartzites and gold-silver mineralization of the Pepenveem ore field]. Rudonosnost' vulkanogennykh obrazovaniy Severo-Vostoka Dal'nego Vostoka, Magadan, 1967, P. 117–120. (In Russ.)
6. *Vasilenko V. P.* Metasomatity Pepenveyemskogo rudnogo polya [Metasomatites of the Pepenveem ore field]. Geodinamika, magmatizm i minerageniya kontinental'nykh okrain Severa Patsifiki: materialy vserossiyskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 90-letiyu akademika N. A. Shilo. Magadan, 3–6 iyunya 2003 g. V. 3, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2003, P. 145–148. (In Russ.)
7. *Volkov A. V., Sidorov A. A., Prokof'yev V. Yu.* et al. Osobennosti rudoobrazovaniya v Okhotsko-Chukotskom vulkano-plutonicheskom poyase [Features of ore formation in the Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belt]. Vulkanologiya i seysmologiya, 2018, No. 6, P. 3–22. (In Russ.)
8. *Glukhov A. N., Kolova Ye. Ye., Savva N. Ye.* Zoloto-serebryanoye orudeneniye Vostochnoy Chukotki [Gold and

silver mineralization of Eastern Chukotka]. Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Severo-Vostoka Rossii: materialy X vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem, 08–10 aprelya 2020 g, Yakutsk, Izdatel'skiy dom SVFU publ., 2020, P. 192–195. (In Russ.)

9. *Goncharov V. I., Sidorov A. A.* Termobarogeokhimiya vulkanogennogo rudoobrazovaniya [Thermobarogeochemistry of volcanogenic ore formation]. Moscow, Nauka publ., 1979, 208 p. (In Russ.)
10. *Gosudarstvennaya* geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List Q-60, 1. Anadyr'. Karta dochetvertichnykh obrazovaniy [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (new series). Sheet Q-60, 1. Anadyr. Pre-Quaternary Formation Map]. Saint-Petersburg, Izd-vo Sankt-Peterburgskoy kartfabriki VSEGEI publ., 2001. (In Russ.)
11. *Zyryanova L. A., Chekalin V. M., Litvinov N. D., Gamaleyev N. V.* O redkoy nakhodke marshita v okislennykh rudakh Rubtsovskogo polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altay) [On a rare find of marshite in oxidized ores of the Rubtsovsky polymetallic deposit (Rudny Altai)]. Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 2009, No. 326, P. 214–216. (In Russ.)
12. *Kotlyar I. N.* Zoloto-serebryanaya rudonosnost' vulkanostruktur Okhotsko-Chukotskogo poyasa [Gold-silver ore content of the volcano structures of the Okhotsk-Chukotka belt]. Moscow, Nauka publ., 1986, 264 p. (In Russ.)
13. *Kravtsova R. G.* Geokhimiya i usloviya formirovaniya zoloto-serebryanykh rudoobrazuyushchikh sistem Severnogo Priokhot'ya [Geochemistry and conditions for the formation of gold-silver ore-forming systems of the Northern Priokhot'e]. Novosibirsk, Akademicheskoye izdatel'stvo Geos publ., 2010, 292 p. (In Russ.)
14. *Ledneva G. V., Bazylev B. A., Sokolov S. D., Leyyer P.* Geodinamicheskiye obstanovki formirovaniya kompleksov Vel'mayskogo terreyna (Vostochnaya Chukotka) [Geodynamic settings of the formation of complexes of the Vel'maiskii Terrane (Eastern Chukotka)]. Fundamental'nyye problemy tektoniki i geodinamiki, V. 2: materialy LI Tektonicheskogo soveshchaniya, Moscow, Geos publ., 2020, P. 32–33. (In Russ.)
15. *Ledneva G. V., Piis V. L., Bazylev B. A.* Verkhnetriasovyye kremnisto-vulkanogenno-terrigennyye otlozheniya Chukotskogo poluostrova: sostav magmaticheskikh porod, U-Pb vozrast tsirkonov i geodinamicheskiye interpretatsii [Upper Triassic siliceous-volcanogenic-terrigenous deposits of the Chukotka Peninsula: composition of igneous rocks, U-Pb age of zircons and geodynamic interpretations]. Geologiya i geofizika, 2016. V. 57, No. 8, P. 1423–1442. (In Russ.)
16. *Priymenko V. V., Glukhov A. N., Fomina M. I., Mikhalitsyna T. I.* Intruzivnyy etap razvitiya vulkanostruktury i Au-Ag orudeneniya na primere mestorozhdeniya Nevenrekan (Magadanskaya oblast', Rossiya) [Intrusive stage in the develop-ment of volcanostructure and Au-Ag mineralization on the example of the Nevenrekan deposit (Magadan region, Russia)]. Vulkanologiya i seysmologiya, 2020, No. 5, P. 13–25. (In Russ.)
17. *Savva N. Ye.* Mineralogiya serebra Severo-Vostoka Rossii [Mineralogy of silver of the North-East of Russia]. Moscow, Izd-vo Triumf publ., 2018, 544 p. (In Russ.)
18. *Sakhno V. G., Polin V. F., Akinin V. V.* et al. Raznovremennost' formirovaniya Amguemo-Kanchalanskogo i Enmyvaamskgo vulkanicheskikh poley OCHVP po dannym izotopnogo datirovaniya [Diversity of formation of the Amguemo-Kanchalan and Enmyvaam volcanic fields of the OChVB according to isotope dating]. Doklady Akademii nauk. Ser. geol, 2010, V. 434, No. 3, P. 365–371. (In Russ.)
19. *Sidorov A. A.* Zoloto-serebryanaya formatsiya Vostochno-Aziatskikh vulkanogennykh poyasov [Gold-silver formation of the East Asian volcanic belts]. Magadan, SVKNII DVNTS AN SSSR publ., 1978, 350 p. (In Russ.)
20. *Sidorov A. A., Volkov A. V., Yegorov V. N.* Zoloto-serebryanoye epitermal'noye orudeneniye vulkanicheskikh poyasov Severo-Vostoka Azii [Gold-silver epithermal mineralization of volcanic belts in North-East Asia]. Doklady Akademii nauk, 2007, V. 416, No. 4, P. 519–524. (In Russ.)
21. *Sokolov S. D., Tuchkova M. I., Ganelin A. V.* et al. Tektonika Yuzhno-Anyuyskoy sutury (Severo-Vostok Azii) [Tectonics of the South Anyui Suture (Northeast Asia)]. Geotektonika, 2015, No. 1, P. 5–30. (In Russ.)
22. *Tikhomirov P. L.* Melovoy okrainno-kontinental'nyy magmatizm Severo-Vostoka Azii i voprosy genezisa krupneyshikh fanerozoyskikh provintsiy kremnekislogo vulkanizma [Cretaceous continental marginal magmatism of Northeast Asia and questions of the genesis of the largest Phanerozoic provinces of silicic volcanism]. Moscow, GEOS publ., 2020, 376 p. (In Russ.)
23. *Umitbayev R. B.* Okhotsko-Chaunskaya metallogenicheskaya provintsiya (stroyeniye, rudonosnost', analogi) [Okhotsk-Chaunskaya metallogenic province (structure, ore content, analogs)]. Moscow, Nauka publ., 1986, 273 p. (In Russ.)
24. *Filippova G. G.* Stratigrafiya i vozrast kontinental'nykh otlozheniy Tsentral'noy i Vostochnoy Chukotki [Stratigraphy and age of continental deposits of Central and Eastern Chukotka]. Tikhookeanskaya geologiya, 2001, V. 20, No. 1, P. 85–99. (In Russ.)
25. *Khomich V. G., Ivanov V. V., Fat'yanov V. V.* Tipizatsiya zoloto-serebryanogo orudeneniya [Typification of gold-silver mineralization]. Vladivostok, DVO AN SSSR publ., 1989, 289 p. (In Russ.)
26. *Shchepetov S. V., German A. B., Tikhomirov P. L.* et al. O vozraste buor-kemyusskoy flory Severo-Vostoka Azii na osnove materiala iz nemorskogo mela Vostochnoy Chukotki [On the age of the Buor-Kemyus flora of Northeast Asia based on material from the non-marine Cretaceous of Eastern Chukotka]. Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya, 2020, No. 4, P. 125–141. (In Russ.)
27. *Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J.* Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate. Tectonics, 2002. V. 21 (17), P. 1–23.
28. *Kolova, E. E. Savva N. E., Zhuravkova T. V.* et al. Au-Ag-S-Se-Cl-Br Mineralization at the Corrida Deposit (Russia) and Physicochemical Conditions of Ore Formation, Minerals, 2021, 11(2), 144. https://doi.org/10.3390/min11020144.
29. Stotler R. L., Frape Shaun K., Shouakar-Stash O. An isotopic survey of $\delta^{81}$Br and $\delta^{37}$Cl of dissolved halides in the Canadian and Fennoscandian Shields. Chemical Geology, 2010, V. 274, P. 38–55.

DOI:10.47765/0869-7175-2021-10023

УДК 553.06 (553.07)
© А. Н. Барышев, 2021

# Вулкан Олдоиньо Ленгаи (Танзания) и сущность его современных извержений

Рассматривается природа вулканических потоков, которые традиционно трактуются как единственный на Земле пример современных карбонатитовых лав (карбонатных магм, расплавов), имеющих мантийный источник. Показано, что таковыми они не являются, а представляют собой грязевые содовые массы, содержащие органику. Их источником являются массы растворов и осадков щелочного озера Натрон, которые проникают вглубь по рифтогенным разломам в надочаговое пространство вулкана, где нагреваются и далее извергаются в виде потоков, гейзеров, пепловых масс. Продукты извержений в свою очередь снова попадают в озеро. На современном этапе развития вулкан Олдоиньо Ленгаи представляет эпимагматическую фреато-гидротермальную рециклинговую систему.

*Ключевые слова*: карбонатиты, грязевой вулканизм, гейзериты, рециклинговая система, щелочное озеро.

БАРЫШЕВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, baryshev@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

# The Oldoynio Lengai volcano, Tanzania: the essence of its recent eruptions

A. N. BARYSHEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The article considers the nature of the volcanic fluxes that are traditionally interpreted as the only example of recent mantle-derived carbonatite lavas (carbonate magmas or melts) on the Earth. However, it turns out that this is not correct. These fluxes represent muddy soda masses with organics. Their source are masses of solutions and sediments of the Natron alkaline lake, that penetrate deep to the above-chamber space of the volcano along riftogenic faults, where they are heated and then erupt as fluxes, geysers, and ash masses. The eruption products in turn get to the lake again. At the recent stage of development, the Oldoynio Lengai volcano represents an epimagmatic phreatic hydrothermal recycling system.

*Key words*: carbonatite, mud volcanism, geyserite, recycling system, alkali lake.

Вулкан Олдоиньо Ленгаи знаменит тем, что практически во всех научных публикациях и многочисленных туристических проспектах, выложенных в Интернете, фигурирует как единственный на Земле пример современных излияний карбонатитовых лав. И это служит главной опорой для представлений о существовании глубинных карбонатных расплавов: «Получены убедительные доказательства существования автономных магматических тел, сложенных подобными породами (карбонатитовые лавы в Африке). Они в подавляющем большинстве случаев являются продуктом различного рода эволюции силикатных систем» [4, стр. 162]. При этом в общей петрографической классификации карбонатиты представляют семейство карбонатные, где выделяются виды: кальцитовый, доломитовый, анкеритовый, сидеритовый, бенстонитовый (бариевый) и содовый (натрокарбонатный). Важно отметить, что в другой, минерагенической системе «классических» карбонатитов, с которыми связаны разнообразные редкометалльные месторождения, содовые карбонаты не упоминаются из-за практического отсутствия.

Характеристика вещества содовых извержений вулкана Олдоиньо Ленгаи приведена А. Н. Зайцевым. Вулкан сложен нефелинитами, а вверху породами, которые относят к карбонатитовым лавам. Под карбонатитами понимаются «не только изверженные карбонатные горные породы так называемых ранних карбонатитов, но и гидротермальные

и метасоматические породы, которые образуются на поздних стадиях процесса образования карбонатитов» [3]. Главную роль в них играют карбонат натрия и его разновидности в ассоциации с кальцием и калием. Для характеристики химического состава кристаллического продукта вулкана («лава карбонатита») приведён анализ образца, отобранного в 2008 г. (в %): $Na_2O$ – 32,22, $K_2O$ – 8,38, CaO – 14,2, BaO – 1,66, SrO – 1,42, MgO – 0,38, MnO – 0,38, $Fe_2O_3$ – 0,28, $CO_2$ – 31,55, $SO_3$ – 3,72, Cl – 3,40, F – 2,50, $P_2O_5$ – 0,85, $SiO_2$ – 0,16, $TiO_2$ – 0,02, $H_2O^+$ – 0,56. Извержение «лав» сопровождается фумаролами, газами с температурой от 49 до 312 °C, состоящими из $CO_2$ и $H_2O$ (суммарно до 98 %) при весьма малом количестве $H_2$, CO, $H_2S$, $HC_1$, HF и $CH_4$.

Сущность вулкана Олдоиньо Ленгаи, режим вулканизма и свойства продуктов извержений демонстрируют киносъёмки и фотографии его деятельности, выложенные в Интернете, многие без указания авторства, а часть из них со ссылкой на [7]. О геологических условиях и составе продуктов извержений можно судить по материалам, опубликованным в литературе. Составим из них общую картину. Но предварительно необходимо конкретизировать далее используемую для этого терминологию. В геологии лавами принято называть текущие потоки расплавленного вещества, практически всегда силикатного. Водные потоки (расплава льда) лавами не называют. То же относится и к грязевым потокам, а учитывая их консистенцию, тела иногда именуют сальзами (исп. salza – соус). Мелкие конические сооружения в вулканологии называют горнитосами (от исп. horno – печь, hornito – маленькая печь). До обоснования расплавного состояния карбонатных масс применение термина лава к их потокам весьма условно и преждевременно.

Вулкан Олдоиньо Ленгаи очень часто извергается и меняет свой облик. В книге [1] приведена фотография его конуса с очень крупным жерлом, похожим на тот, каким вулкан стал во втором десятилетии XXI века. Однако на рубеже веков вулкан был иным. Его общий вид того времени показан на рис. 1.

На южной стенке кальдеры (дальней на правом фото) отчётливо видны сохранившиеся слои стратовулкана, а северная часть конуса ровно обрезана, что могло быть результатом фреатического взрыва. Глядя на кальдеру, заполненную содовыми карбонатами, может возникнуть представление об аналогии с расслоенным комплексом карбонатитов и УЩК, в котором собственно карбонатиты занимают центральное место, наиболее распространённое в концентрической структуре комплекса относительно ультращелочных силикатных его членов. Но это всего лишь внешнее сходство, обусловленное иными процессами. На это указывают особенности последующего содового вулканизма, характеризуемые ниже.

Горнитосы, вырастающие на разлитой содовой массе, выглядят сначала как курильщики (рис. 2). В дальнейшем горнитосы приходили в буйство, извергая чёрные массы в виде потоков, что отражает поступление в надочаговое пространство большой

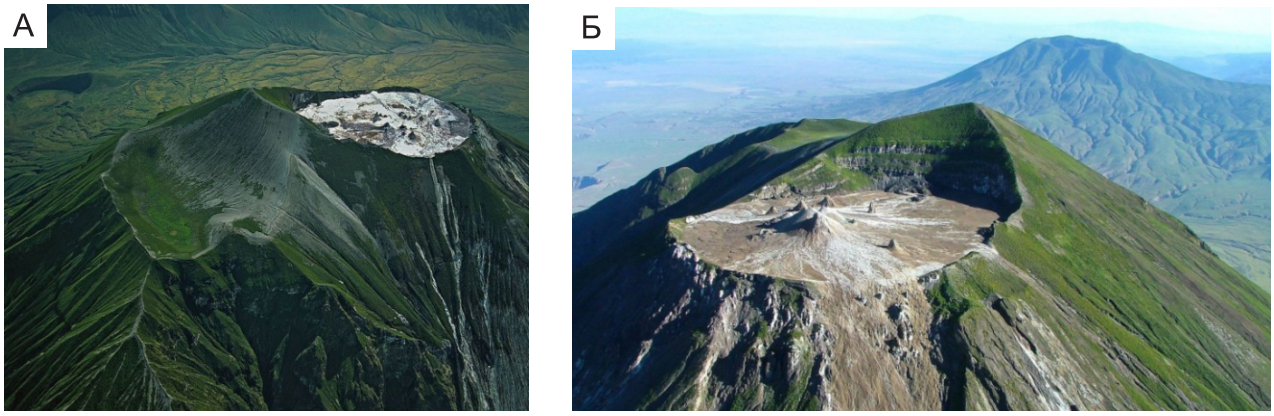



**Рис. 1. Вулкан Олдоиньо Ленгаи:**

А – вид с юго-востока: кальдера, расположенная на севере вулканического конуса, ещё не совсем заполнена белыми содовыми массами; над их разлившимися потоками возвышаются горнитосы; в верхнем левом углу снимка на дне рифта виден паразитический кратер, от которого потоки стекают на север к озеру Натрон; Б – вид с северо-запада: кальдера наполнена содовыми массами, потоки которых стекают с конуса. *Фото 2006 г.*, http://www.sodis-travellivejornal.com

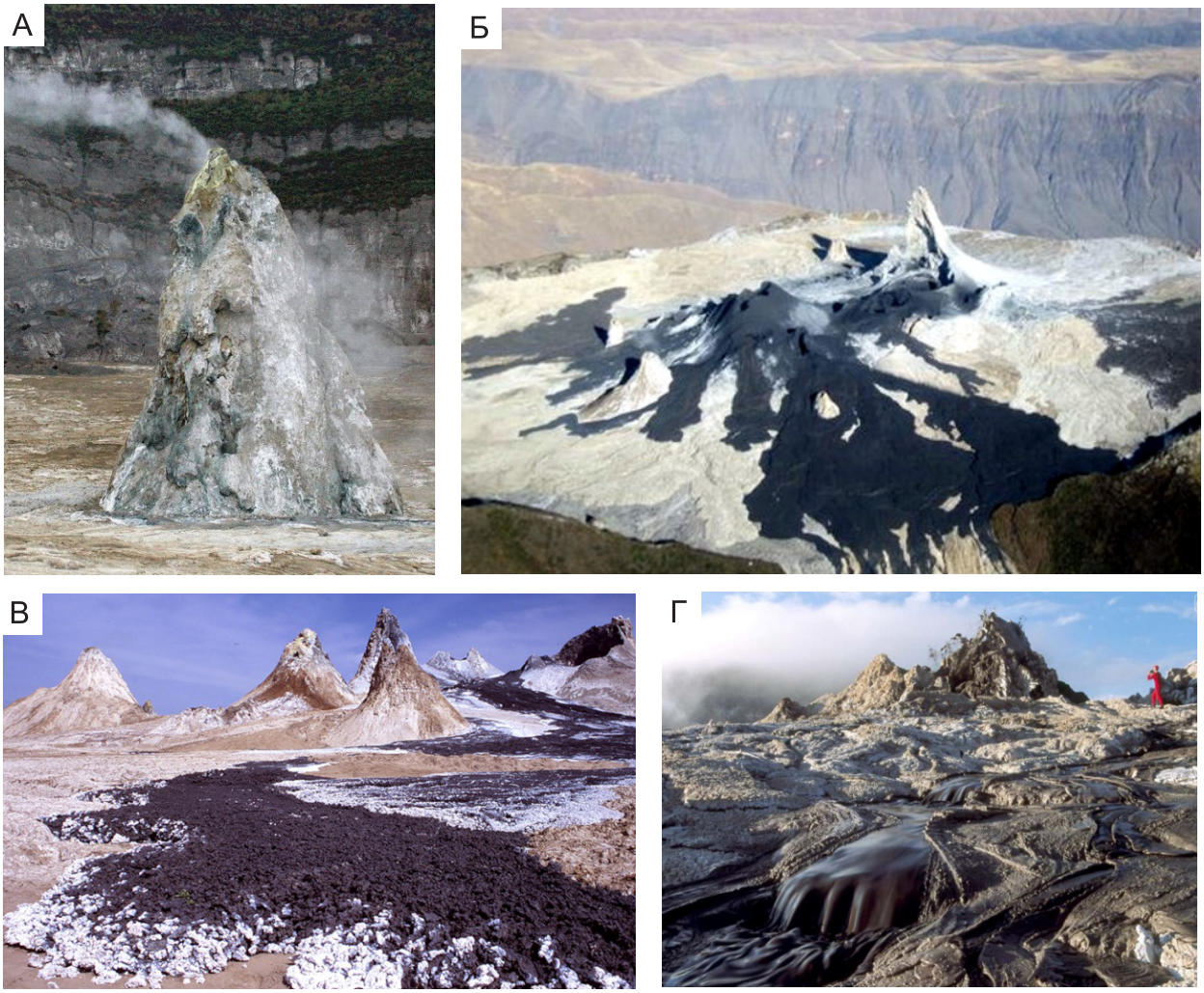



**Рис. 2. Горнитосы и потоки содовых масс в кальдере вулкана Олдоиньо Ленгаи:**

А – содовый «курильщик» с газами у стенки южного края старой кальдеры, *фото Jeffrey Brown*; Б – потоки чёрных растворов соды в смеси с органикой, вытекающие из горнитосов на поверхность раскристаллизованной белой соды; В – последовательное изменение цвета потоков и горнитосов (от чёрного к белому при сублимации органики и к бурому) в процессе диагенеза содовых масс; Г – обрастание горнитосов выплесками из них кипящих растворов соды, что создаёт «содовые скалы», при одновременном излиянии жидких потоков из других горнитосов

дозы смеси воды и соды с плохо очищенной от органического вещества грязи. Потоки жидких содовых масс сначала имеют чёрный цвет. При остановке они теряют содержащуюся в них воду и органику, карбонаты кристаллизуются и приобретают белый цвет. В условиях кальдеры на это уходит всего четыре дня, о чём свидетельствуют фотографии 2000 г. одного и того же потока, запечатлевающие через каждый день это явление [8]. Позже их цвет становится бурым и серым. Подобным свойством, как известно, обладают травертины. При кристаллизации соды из раствора масса приобретает почковидную текстуру, которую для вулкана Олдоиньо Ленгаи без достаточных на то оснований иногда трактуют как аа-лавы. Отличие, в частности, состоит в том, что в базальтовых аа-лавах обломки на поверхности её мощных потоков образуются рано и переносятся самой лавой, а в случае Олдоиньо Ленгаи почковидная отдельность в массе потока появляется после кристаллизации на месте.

Очень редко, но бывает так, что грязевой «карбонатит» перед извержением из горнитоса («печки») воспламеняется, образуя зарево (рис. 3). При выходе из жерла горнитоса воспламенённые содовые массы

**Рис. 3. Возгорание продуктов извержения вулкана Олдоиньо Ленгаи:**

А – воспламенённый поток чёрной массы «карбонатита» (смеси растворённых соды и органики) с усилением возгорания его при встрече с воздухом на выходе из горнитоса; Б – зарево от воспламенённых газов над горнитосом перед излиянием содовых масс; В – «обувной термометр» для испытания возможной температуры тлеющего неугасшего грязевого потока («раскалённой псевдокарбонатитовой лавы»)

образуют огненные потоки, напоминающие потоки базальтовых лав вулкана Мауна Лоа на Гавайях. Ну чем не карбонатитовая магма?! Но не всё так просто. Поверхность базальтовых потоков бывает воспламенённой, если лава изливается на растительный покров, а горючие газы от него проникают через лаву. Здесь же извергаемые массы загораются внутри горнитоса.

Фоторграфия (см. рис. 3) отчётливо демонстрирует три последовательных разновременных потока. На первый, нижний, весьма маломощный поток, в котором уже прошла сублимация чёрных остатков раскалённой органики (на что, как отмечалось, требуется около четырёх дней), наплывает новый поток чёрной грязи. Грязь третьего потока возгорается уже в горнитосе, а при встрече с воздухом на спуске со стенки горнитоса становится ещё ярче, что видно в самой верхней его части. После выхода красной массы из жерловины горнитоса наступает жёлтое свечение того же грязевого потока подобно тому, как возрастает свечение угля в печке, если на него дуть, что отличает данное явление от излияний

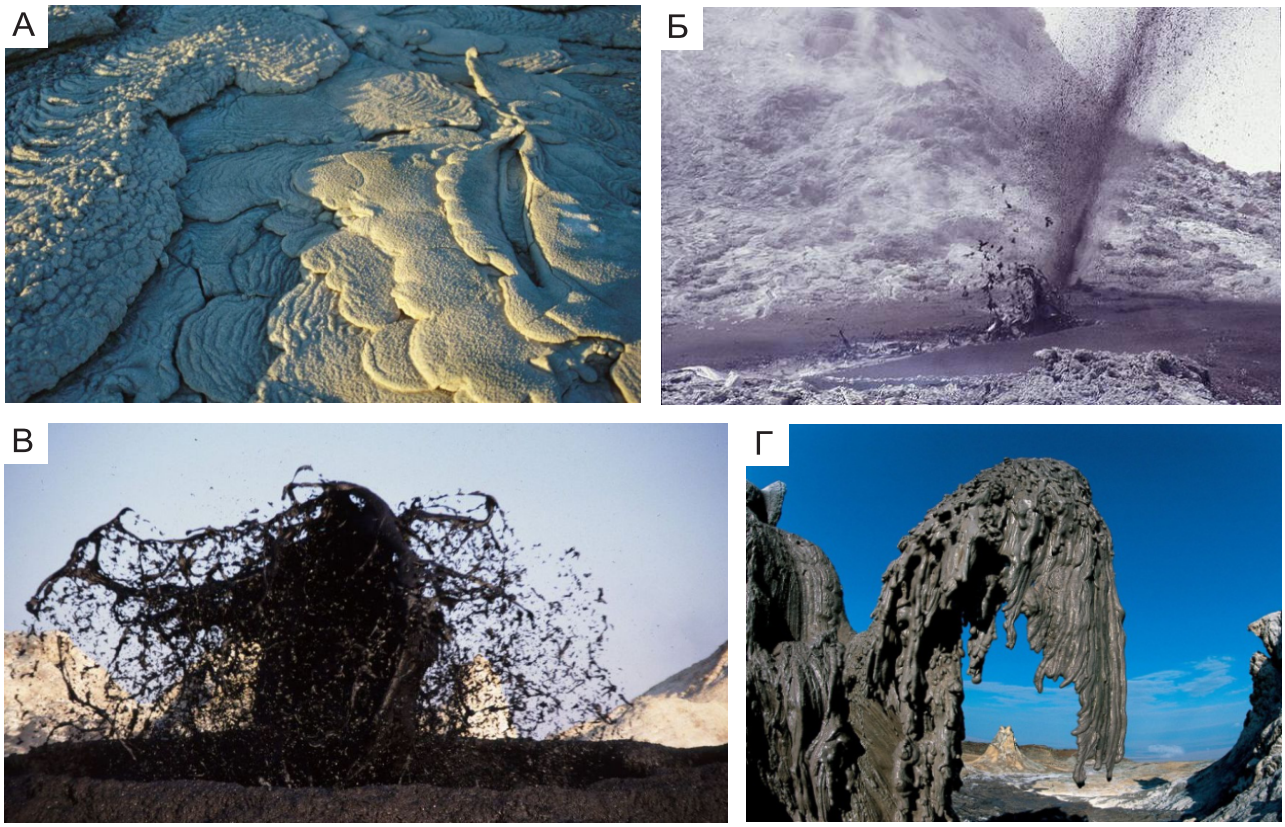



**Рис. 4. Растворённые содовые массы извергаются в виде маломощных потоков и гейзеров с быстрой потерей растворителя:**

А – маломощные потоки раствора (суспензии) содовых масс, приобретшие почечную текстуру после кристаллизации; Б – гейзер, пробивающийся через содовые массы у подножья горнитоса в кратере вулкана, *фото Jeffrey Brown, интерпретация А. Н. Барышева*; В – гейзерит – столбообразный «лохматый» массив, выросший из разбрызгиваемой гейзером содовой массы; Г – стекающие содовые массы на краю гейзерита, образовавшиеся по завершении выбросов растворов («крыло выросло, а взлететь выше не удалось»)

раскалённых силикатных расплавов, например, базальтовых лав Мауна Лоа. Истинную сущность этой «раскалённой лавы» демонстрирует испытание её «обувным термометром». Подобно тому как неугасший тлеющий уголь, вынутый из печки, можно взять брезентовой рукавицей, так и прикосновение к потоку обуви не приводит к её возгоранию. В то же время увеличение доступа воздуха при отжимании обувной подошвой края тлеющей грязи приводит к её более яркому свечению.

Другим важным свойством извергаемых масс, не согласующимся с предположением о расплавном их состоянии, является очень низкая вязкость, в результате чего потоки имеют очень малую мощность от единиц до первых десятков сантиметров. Это более соответствует раствору или суспензии. Растворённость карбонатных масс и вероятная подпитка растворов поверхностными водами выражаются в деятельности, аналогичной образованию травертинов с характерной текстурой (рис. 4, А).

Бронирование кальдеры кристаллической содовой массой приводит к возрастанию давления газов под ней, а это в свою очередь – к формированию гейзеров, выносящих газово-жидкие содовые струи (см. рис. 4). Эти струи могут быть столь интенсивными, а выпадение карбонатной фазы из раствора столь стемительным, что из гейзера может вырасти столб. После того как гейзер прекратил извержения, стекающие струйки раствора на краю столба образовали сталактит, по форме подобный крылу.

Как известно, травертины и гейзериты образуются в результате гидрохимических процессов выпадения из растворов. В местах выхода на поверхность водных растворов падает давление и удаляется $CO_2$.

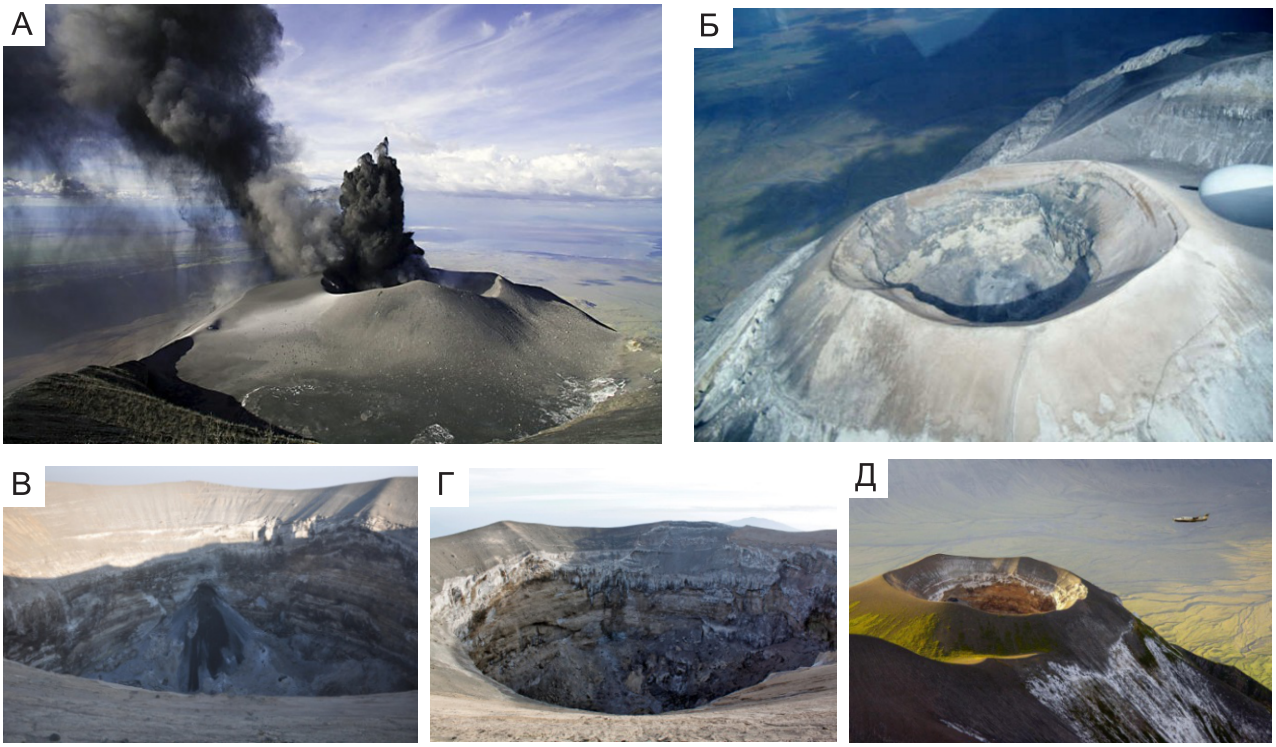



**Рис. 5. Новое пепловое извержение вулкана Олдоиньо Ленгаи и его угасание:**

А – извержение облака пепла, состоящего из частиц органики и соды, формирование насыпного конуса; Б – конус содовых пеплов, выросший на месте кальдеры; внизу слева виден её край, а справа вверху – ранее сохранившаяся от взрыва южная стенка конуса (аэрофотосъёмка 2011 г.); В – рост чёрной соммы из поднимающихся жидких газонасыщенных содовых масс в старом жерле; Г – обрушение стенок жерла с осыпями внутри него и растворение верхних слоёв с образованием на них сталактитов (вид вулкана в феврале 2016 г.); Д – следы старых содовых потоков из кальдеры и отсутствие на вершине пеплового конуса

Вследствие этого растворённый гидрокарбонат кальция распадается с образованием нерастворимого карбоната, выпадающего в осадок.

Так вулкан Эльдоиньо Ленгаи создавал невероятные скульптуры. А потом, отдохнув, принялся извергать содовый пепел в виде чёрного дыма подобно паровозу, из труб которого вырывются остатки неуспевшего сгореть в топке угля. В результате уже в 2011 г. был возведён гладкий конус, без всяких потоков, которые трудно выдать за лаву (рис. 5). В жерле вулкана вновь возникла чёрная сомма. Однако материал и мощь для строительства вскоре иссякли, мало того, всё стало рушиться, жерловина заполнялась обвалившимися со стенок массами, разрушилась и сомма. Со стенок сверху потекли содовые слёзы-сталактиты, правда, белые, а не чёрные, то есть не столь горючие. И вулкан снова стал похож на тот, который был запечатлён на фотографии книги, изданной в 1982 г. [1]. Таким образом, вулкан восстал не из пепла, а благодаря пеплу! И позже, судя по фотографиям, сделанным 29 и 30 июля 2019 г. [6], кратер вулкана стал снова заполняться содовыми массами с формированием горнитосов.

Об источнике продуктов, извергаемых вулканом Олдоиньо Ленгаи, принимаемых за «лавы» карбонатитов, нет единого мнения. По заключению А. Н. Зайцева, детально их изучавшего, «геохимические особенности отдельных минералов и пород в целом, включая и изотопные данные, указывают на глубинный, мантийный источник вещества карбонатитов» [3]. Однако, представить наличие в мантии громадных содержаний органики, присущей многократно извергаемым «лавам» вулкана, вряд ли возможно. Подобные содовые массы с аналогичной потерей органики при её сублимации присутствуют в щелочном озере Натрон, когда оно высыхает. Позиция озера контролируется теми же рифтогенными разломами, на которые насажены вулканы, в том числе и конус Олдоиньо Ленгаи, потоки которого запруживают озеро (рис. 6).

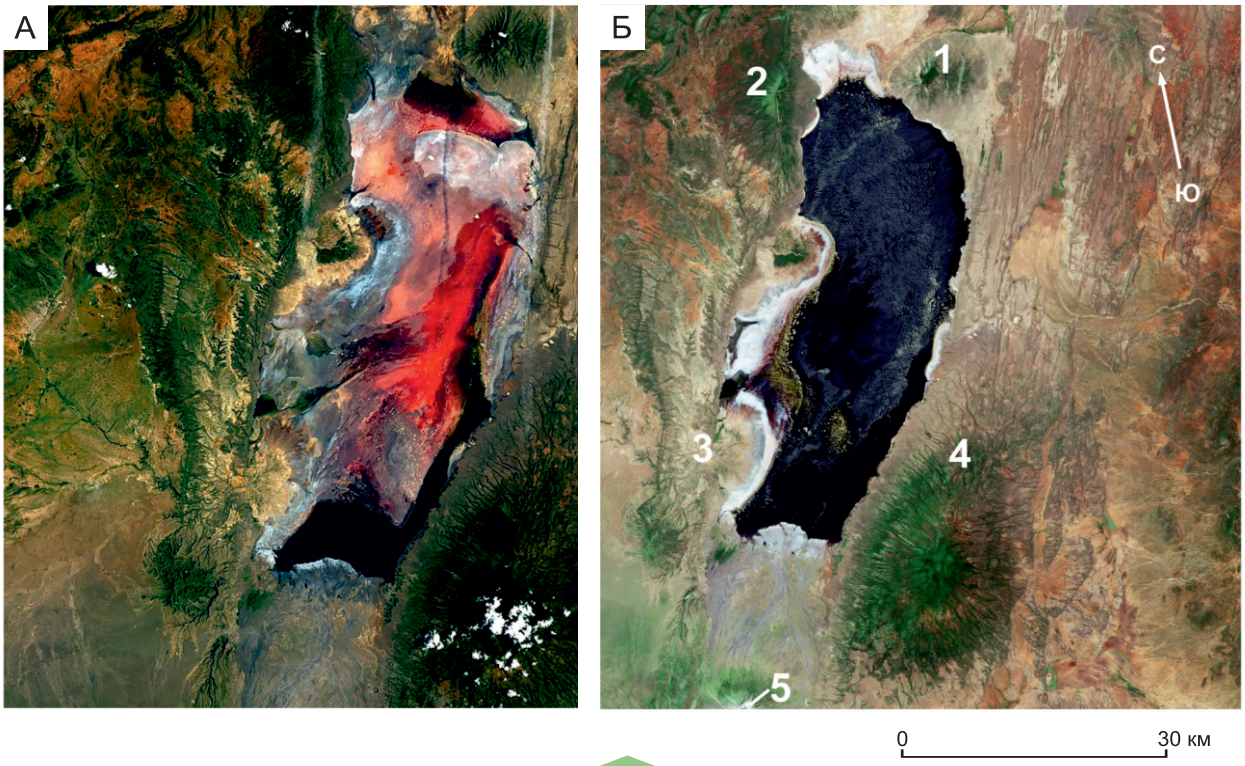



**Рис. 6. Озеро Натрон, позиция вулканов, следы разрывных структур рифта Грегори.** *Вид из космоса при разном наполнении озера водой и большем осушении* (Б)**:**

вулканы: 1 – Шомболи (2°10′ ю.ш., 36°12′ в.д.), 2 – Олдоиньо Самбу (2°10′ ю.ш., 35°55′ в.д.), 3 – Мосоник (2°35′ ю.ш., 35°48′ в.д.), 4 – Гелаи (2°38′ ю.ш., 36°07′ в.д.), 5 – Олдоиньо Ленгаи (2°44′ ю.ш., 35°53′ в.д.); масштабная линейка и направление север–юг приведены на основе координат вулканов

В зависимости от глубины дна озера меняется его цвет, отражающий степень выпаривания и концентрацию содовых растворов вплоть до полного высыхания. Красный цвет определяется наличием высокой концентрации каротиноида Astaxanthin в микроорганизмах озера. На выжженной солнцем поверхности суши, прилегающей с востока к озеру, проявляются разрывные структуры, совершённая прямолинейность которых в плане свидетельствует об их сдвиговой природе.

Существенным индикатором органогенной природы извергаемых чёрных масс, превращаемых в белые содовые, является поведение фламинго, населяющих озеро Натрон. Птицы строят свои гнёзда почти из таких же чёрных масс, как и извергаемые вулканом. К концу высиживания птенцов гнёзда становятся белыми (рис. 7). Фламинго собираются в несметные стаи для питания на чёрных массах, оставляя белые без внимания, используя их только для отдыха. При этом они чутко реагируют на характер превращения органического вещества (концентрации красного каротиноида Astaxanthin в микроорганизмах), которое меняется с глубиной и концентрацией соды. Это позволяет фиксировать крупные кольцевые структуры адвекции толщ дна на малую амплитуду. При диагенезе осадков озера образуются небольшие грязевые кратеры (рис. 8), а при большом высыхании возникают такыры с почечной текстурой фрагментов, подобной текстуре диагенезированных потоков масс в кальдере вулкана, принимаемых за аа-лавы.

Озеро Натрон питается текущей с севера на юг рекой Эвасо-Нгиро, которая несёт много примесей, в том числе органики. Это нашло отражение в её названии (в переводе с языка племени самбуру означает «река коричневой воды»). Учитывая интенсивное проявление близмеридиональных трещин в фундаменте вулканов и дне озера, можно уверенно утверждать о наличии подземного стока вод вдоль них и питании ими (вместе с присутствующей органикой) продуктов извержений, потому и чёрных.

Рассмотренные последовательность и характер развития вулкана Олдоиньо Ленгаи практически повторяют то, что написано В. Н. Холодовым в отношении

**Рис. 7. Колонии фламинго – индикаторы присутствия и исчезновения во времени и в пространстве органического вещества среди осадочных толщ содовых масс.** *Пояснения в тексте*

грязевого вулканизма [5]. Извержения начинаются со взрыва газов в кратере, разрушения кратерной пробки и выхода на поверхность потоков полужидких грязевых брекчий. Нередко происходит самовозгорание углеводородных газов и над кратером появляется пламя. Массы грязебрекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов, растекаясь на площади, надстраивают старый конус. При этом объёмы твёрдых выбросов огромны. На кратерной площадке появляются многочисленные грязевые конусы, непрерывно поставляющие на поверхность жидкую грязь,

**Рис. 8. Возникновение мелких грязевых содовых кратеров при высыхании слоистых осадков дна озера Натрон. Почечная текстура осадков внутри каждой ячеи такыра.** *Вдали виден вулкан Шомболи; пояснения в тексте*

газ, воду, а иногда и нефть. Приводимые в статье фотографии морфологических особенностей грязевых вулканов (рис. 9) аналогичны ряду вулканических образований Олдоиньо Ленгаи: те же скалистые «шайтанские горы», те же конические горнитосы, потоки, жерла. При грязевом вулканизме потеря газовой составляющей изменяет свойства остаточного раствора.

Карбонатные массы, изверженные в наши дни вулканом Олдоиньо Ленгаи, не соответствуют представителям «классических» карбонатитов и не являются расплавными образованиями, которые правомерно

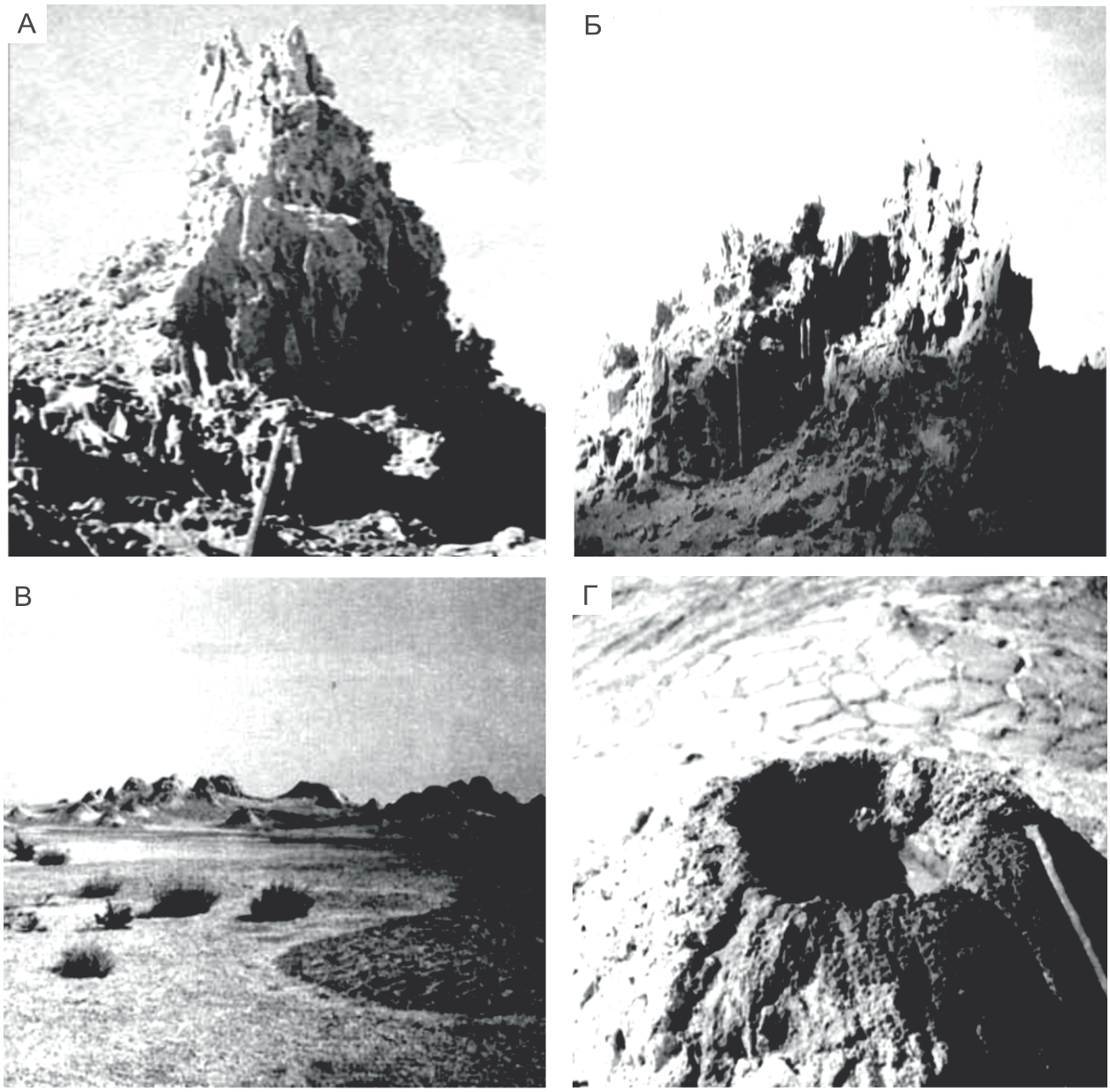



**Рис. 9. Геологические образования грязевого вулканизма.** *По [5]*:

А – общий вид некка вулкана Кобек (Западная Туркмения); Б – песчаные трубы «шайтанских садов», Челекен (Западная Туркмения); В – кратерная площадка и грязевые конусы, впереди справа грязевой поток вулкана Дашгиль (Азербайджан); Г – конус и жерло действующего грязевого вулкана Шуго (Тамань), вдали такыр – многоугольники на поверхности высохшего грязевого потока

называть лавами. В настоящее время вулкан представляет собой эпимагматическую фреато-гидротермальную рециклинговую систему, в которой происходят грязевые извержения растворов содовых масс, содержащих органическое вещество, подобных массам осадков озера Натрон. Есть основание полагать, что эти массы совершают рециклинг от озера через близмеридиональные трещинные структуры в надочаговое пространство вулкана, там нагреваются, далее извергаются и снова (частично?) попадают в озеро. Преобразования состава масс, происходящие в надочаговом пространстве с возможным заимствованием из него щелочей, и в озере, где, несомненно, происходит обогащение их органическим веществом, требуют специального изучения и анализа. Настоящая система вулкана Олдоиньо Ленгаи является посткарбонатитовой.

Магматический ультращелочной комплекс занимает в рифте Грегори стандартную для него позицию на периферии ячеистой провинции, в центре которой (вблизи озера Виктория) размещены кимберлиты с алмазоносной трубкой Мвадуи. Создание особого, ультращелочного мантийного протолита (для последующего развития УЩК-карбонатитового магматизма) определяется геодинамической и тектонической судьбой, а именно субдуцированием древних шельфовых карбонатсодержащих толщ на краю конвективной ячеи [2]. Это общая закономерность, в результате чего мантия обогащается компонентами этих толщ, некогерентными по отношению к ювенильным мантийным магмам. Платформенная транстенсионная геодинамика определяет адвекцию масс, созданных за счёт взаимодействия субдуцированных и первичномантийных масс, приводя к развитию магматических УЩК-карбонатитовых систем, продуктивных на весьма широкий спектр элементов. Посткарбонатитовая система вулкана Олдоиньо Ленгаи не наследует эту минерагению.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Апродов В. А.* Вулканы. – М. : Мысль, 1982. – 367 с.
2. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К.* Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазоносности и минерагеническому районированию платформ // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 90–103.
3. *Зайцев А. Н.* Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори (Восточная Африка) // Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. – СПб., 2010. – 40 с.
4. *Петрографический кодекс России.* Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
5. *Холодов В. Н.* Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – Киев, 2012. – № 4. – С. 5–27.
6. *Crafford A. E., Venzke E.* Report on Ol Doinyo Lengai (Tanzania) // Bulletin of the Global Volcanism Network (September 2019). – V. 44, No. 9.
7. *Report* on Ol Doinyo Lengai (Tanzania) / R. Wanderman, ed. // Bulletin of the Global Volcanism Network (May 2009). – V. 34, No. 5.
8. *Zaitsev A. N., Keller J.* Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos. – 2006. – V. 91. – P. 191–207.


## REFERENCES


1. *Aprodov V. A.* Vulkany [Volcanoes]. Moscow, Mysl publ., 1982, 367 p. (In Russ.)
2. *Baryshev A. N., Khachatryan G. K.* Mineralogo-geokhimicheskiy i geodinamicheskiy sistemnyy podkhod k analizu almazonosnosti i mineragenicheskomu rayonirovaniyu platform [Mineralogical-geochemical and geodynamic systems approach to the analysis of diamond content and mineragenic zoning of platforms]. Otechestvennaya geologiya, 2018, No. 4, P. 90–103. (In Russ.)
3. *Zaytsev A. N.* Mineralogiya, geokhimiya i postkristallizatsionnyye preobrazovaniya vulkanicheskikh karbonatitov rifta Gregori (Vostochnaya Afrika) [Mineralogy, geochemistry, and postcrystallization transformations of volcanic carbonatites in the Gregory Rift (East Africa)]. Avtoref. dis. … d-ra geol.-mineral. nauk, St. Petersburg, 2010, 40 p. (In Russ.)
4. *Petrograficheskiy* kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya. Izdaniye vtoroye, pererabotannoye i dopolnennoye [Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Second edition, revised and enlarged]. St. Petersburg, VSEGEI publ., 2008, 200 p. (In Russ.)
5. *Kholodov V. N.* Gryazevyye vulkany: rasprostraneniye i genezis [Mud volcanoes: distribution and genesis]. Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana, Kiyev, 2012, No. 4, P. 5–27. (In Russ.)
6. *Crafford A. E., Venzke E.* Report on Ol Doinyo Lengai (Tanzania). Bulletin of the Global Volcanism Network (September 2019), V. 44, No. 9.
7. *Report* on Ol Doinyo Lengai (Tanzania) (Wanderman R., ed.) Bulletin of the Global Volcanism Network (May 2009), V. 34, No. 5.
8. *Zaitsev A. N., Keller J.* Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos, 2006, V. 91, P. 191–207.

# Памяти Виктора Петровича Орлова

**1940–2021**

23 августа 2021 г. ушёл из жизни президент Российского геологического общества, видный государственный и общественный деятель, доктор экономических наук, заслуженный геолог РСФСР.

Виктор Петрович родился в г. Черногорске, Красноярского края (ныне Республика Хакасия). Свою трудовую деятельность он начал в 1957 г. с рабочего шахтоуправления 14/15. Служил в Советской Армии на острове Сахалин. После демобилизации – вновь рабочий, а затем освобождённый секретарь комсомольской организации шахты № 9 в г. Черногорске.

В 1963 г. поступил в Томский государственный университет. Студентом проходил практику на полевых работах в качестве маршрутного рабочего, радиометриста, промывальщика, проходчика шурфов, техника-геолога геолого-съёмочных партий в Эвенкии и на Камчатке. Учёбу в университете совмещал с общественной работой – был заместителем, а затем и секретарём комитета ВЛКСМ (1965–1968). В 1968 г. с отличием окончил университет, получив диплом инженера-геолога. Его дипломная работа удостоена серебряной медали ВДНХ СССР.

После окончания университета Виктор Петрович трудился в геолого-съёмочных и геологоразведочных партиях и экспедициях в Горной Шории и Иране геологом, главным геологом, начальником партии. Непосредственно занимался и руководил работами по прогнозу, поискам, разведке и оценке месторождений железа, марганца, хрома, цветных металлов и нерудного сырья (1968–1978).

В 1979 г. Виктор Петрович начал трудиться в ПГО «Центргеология» сначала старшим геологом, затем заместителем начальника геологического отдела. Потом последовал переход в Министерство геологии РСФСР на пост начальника геологического и производственного управлений. В 1984–1986 гг. он являлся слушателем Академии народного хозяйства при Совете Министров СССР, получил диплом с отличием по специальности «Экономика и управление народным хозяйством».

В 1986 г. В. П. Орлов возвратился в ПГО «Центргеология» на должность генерального директора, руководил всеми видами геологоразведочных работ на территории 20 областей и 5 республик европейской части России. Разработал и внедрил систему хозяйственного механизма, ставшего прототипом перехода геологоразведочного производства на рыночные рельсы (1986–1990). В. П. Орлов являлся одним из авторов ряда федеральных законов, в том числе первой редакции Закона РФ «О недрах».

В 1990 г. В. П. Орлов – заместитель Министра геологии СССР, с 1991 г. – первый заместитель председателя Госкомгеологии РСФСР, с 1992 г. – председатель Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр, с 1996 по апрель 1998 г. и с октября 1998 по август 1999 г. – Министр природных ресурсов Российской Федерации. Работая в Правительстве РФ, сумел стабилизировать положение в важнейшей для экономики страны геологической отрасли и организовать геологоразведочные работы в новых условиях.

С 1998 г. Виктор Петрович возглавлял Российское геологическое общество (РОСГЕО). На этом посту он проводил большую работу по объединению российских геологов и общественных организаций в целях укрепления и развития минерально-сырьевой базы страны и повышения престижа профессии геолога.

С 2004 по 2011 год В. П. Орлов – председатель Комитета Совета Федерации по природным ресурсам и охране окружающей среды. Его реформаторские экономические и управленческие решения воплощены в функционирующей ныне в России системе недропользования, в её организационно-правовой основе. Он был действительным членом многих российских общественных геологических академий. В марте 2019 г. В. П. Орлов был единогласно

избран Председателем Общественного Совета Минприроды России третьего созыва.

Виктор Петрович Орлов – автор и соавтор более 300 научных работ, в том числе ряда монографий: «Геологическое прогнозирование» (1991), «Минерально-сырьевая база Ирана (твёрдые полезные ископаемые)» (1993), «Железорудная база России» (1998), «Проблемы недропользования» (2007), «Геология и минерально-сырьевая база в экономике России» (2015) и др. Он являлся главным редактором 25-томной серии «Геология – жизнь моя».

В. П. Орлов – первооткрыватель месторождения (1989), заслуженный геолог РСФСР (1990), лауреат Государственной премии Российской Федерации в области науки и техники (2002); награждён орденом «За заслуги перед Отечеством» IV степени (2002), орденом Почёта (2015) и медалями, имеет благодарности президентов Российской Федерации Б. Н. Ельцина (1999), В. В. Путина (2006), Д. А. Медведева (2011), почётные грамоты Правительства РФ, Совета Федерации РФ.

Редколлегия журнала выражает глубокие соболезнования родным и близким Виктора Петровича Орлова. Память о нём навсегда останется в наших сердцах.

*Учёный совет*
*Редколлегия*

## Памяти Николая Васильевича Межеловского

**1936–2021**

Федеральное агентство по недропользованию с глубоким прискорбием сообщает, что 20 августа 2021 г. на 85-м году жизни скончался Николай Васильевич Межеловский – известный учёный, доктор геолого-минералогических наук, Заслуженный геолог Российской Федерации, лауреат государственных премий СССР и Российской Федерации, действительный член Международной академии наук о природе и обществе, член Экспертно-научного совета Федерального агентства по недропользованию, член Президиума исполкома Российского геологического общества.

После окончания геологического факультета Воронежского государственного университета Н. В. Межеловский в 1959–1973 гг. работал в Сибири, где прошёл профессиональный путь от коллектора до начальника геолого-съёмочной экспедиции Красноярского геологического управления. В 1973–1976 гг. был руководителем группы советских геологов в Народной Демократической Республике Йемен и одновременно являлся советником Председателя Правительства страны по вопросам геологии и минерально-сырьевой базы. Затем работал главным специалистом в центральном аппарате Министерства геологии РСФСР (1977–1980), начальником Управления региональной геологии и поисково-съёмочных работ Мингео СССР (1981–1992). С 1992 г. возглавлял Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт).

Н. В. Межеловский широко известен в России и за рубежом как профессионал в области геологической картографии, общей и региональной геологии. Он был основным разработчиком практически всех новых методов и технологий геолого-съёмочных работ: групповой геологической съёмки, аэрофотогеологического, геолого-минерагенического и глубинного геологического картирования, геологического доизучения площадей. В 1970–1980 гг. эти методы позволили ускоренными темпами закартировать и опоисковать более трети территории СССР и принципиально повысить полноту, достоверность и информативность Государственной геологической карты масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, а также поисковую эффективность геологической карты масштаба 1:50 000. Госгеолкарта того времени во многом определила создание уникальной минерально-сырьевой базы СССР.

Свои научные и технологические разработки Н. В. Межеловский вместе с соавторами, сотрудниками и партнёрами реализовывал в виде методических руководств, аналитических обзоров, монографий, тематических геологических карт и атласов. При соавторстве Н. В. Межеловского и под его редакцией за последние 30 лет опубликованы 90 научных книг общим объёмом около 2 500 листов и 180 листов карт геологического содержания, объединённых в несколько серий – общегеологическую, минерагеническую, поисковую, компьютерного сопровождения Госгеолкарты России и др. Все личные публикации Н. В. Межеловского превышают 300 научных трудов.

Редколлегия журнала выражает искренние соболезнования родным и близким Николая Васильевича Межеловского. Память о нём навсегда сохранится в сердцах его друзей и коллег.

*Редколлегия журнала*