

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

5/2013

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора И.Ф.Мигачев
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

А.Н.БАРЫШЕВ
Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
А.В.ВОЛКОВ
А.А.ГОЛОВИН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
А.И.ИВАНОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
С.Г.КРЯЖЕВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2013

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 23.09.13 г.
Подписано в печать 01.10.13 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2013

Прикладная металлогения**Applied metallogeny***Митрофанов Н.П.*

Формационно-генетические и промышленные типы вольфрамовых месторождений России

5

Mitrofanov N.P.

Formational-genetic and commercial types of tungsten deposits of Russia

Глухов А.Н., Тюкова Е.Э.

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы меди Магаданской области

21

Glukhov A.N., Tyukova E.E.

Prospectives for development of resources of the copper in the Magadan region

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Exploration: techniques and methods***Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К.*

Возможности локального прогноза кимберлитов и их кустов по косвенным признакам при поисках на закрытых территориях на примере Накынского поля Якутии

34

Ignatov P.A., Novikov K.V., Shmonov A.M., Razumov A.N., Kilizhekov O.K.

Possibilities of local forecast of kimberlite bodies and kimberlite clusters based on local criteria applied to search within hidden areas based on the example on Nakyn field, Yakutia

Савельев Д.Е.

Происхождение нодулярных текстур на примере хромититов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал

41

Saveliev D.E.

The origin of nodular structures: a case study on chromitite deposits, East of Sredny-Kraka, Southern Ural Region

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits***Кунгурова В.Е., Трухин Ю.П., Кононов В.В.*

Некоторые особенности механизма формирования прибрежно-морских золотоносных россыпей Юго-Западной Камчатки

50

Kungurova V.Ye., Trukhin Yu.P., Kononov V.V.

Some features of mechanism and conditions of coastal-marine gold-bearing placers formation of Kamchatka South-West

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ**Mining and exploration techniques and technologies***Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Островская Г.Х., Махрачев А.Ф., Ковальчук О.Е.*

Модифицирование свойств и экспериментальная апробация водонефтяных эмульсий в качестве реагентов-собирателей для процесса пенной сепарации алмазосодержащего сырья

58

Chanturia V.A., Dvoychenkova G.P., Ostrovskaya G.Ch., Makhrachev A.F., Kovalchuk O.E.

Modifying the properties and experimental testing of water-oil emulsions as reagents-collectors for the process of froth separation of diamond ores

*Гамов М.И., Наставкин А.В., Труфанов А.В.,
Левченко С.В.*

Редкометальный потенциал углей, отходов их
обогащения и сжигания

65

*Gamov M.I., Nastavkin A.V., Trufanov A.V., Lev-
chenko S.V.*

Rare metal potential of carbons, their washery
and combustion refuse

Зарубежный опыт

Foreign experience

Крутилин В.Н., Титов В.И., Мааша Л., Зухер М.

Проявления минерализации золота в Централь-
ном Джебилете, Марокко

72

Krutilin V.N., Titov V.I., Maacha L., Zouhair M.

The gold mineralization in Central Jebillet,
Morocco

Поздравляем с юбилеем

Our congratulations

Н.Г.Кудрявцеву

79

N.G.Kudryavtseva



УДК 553.06/463 (470)

© Н.П.Митрофанов, 2013

ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ

Н.П.Митрофанов (ФГУП «ВИМС»)

Приводятся уточненные формационно-генетическая и геолого-промышленная систематизации вольфрамовых месторождений России на основании современных представлений о развитии вольфрамоносных провинций, новых данных об особенностях локализации вольфрамородных объектов, последних результатов геологоразведочных и эксплуатационных работ.

Ключевые слова: вольфрам, классификации формационная, генетическая, промышленная.

Митрофанов Николай Павлович, vims-mitrofanov@mail.ru

FORMATIONAL-GENETIC AND COMMERCIAL TYPES OF TUNGSTEN DEPOSITS OF RUSSIA

N.P.Mitrofanov

On the ground of the current concepts of tungsten-bearing province development, new data on the features of tungsten ore-bearing object localization, recent results of exploration and production works, the article represents updated formational-genetic, geological and commercial systematization of tungsten deposits of Russia.

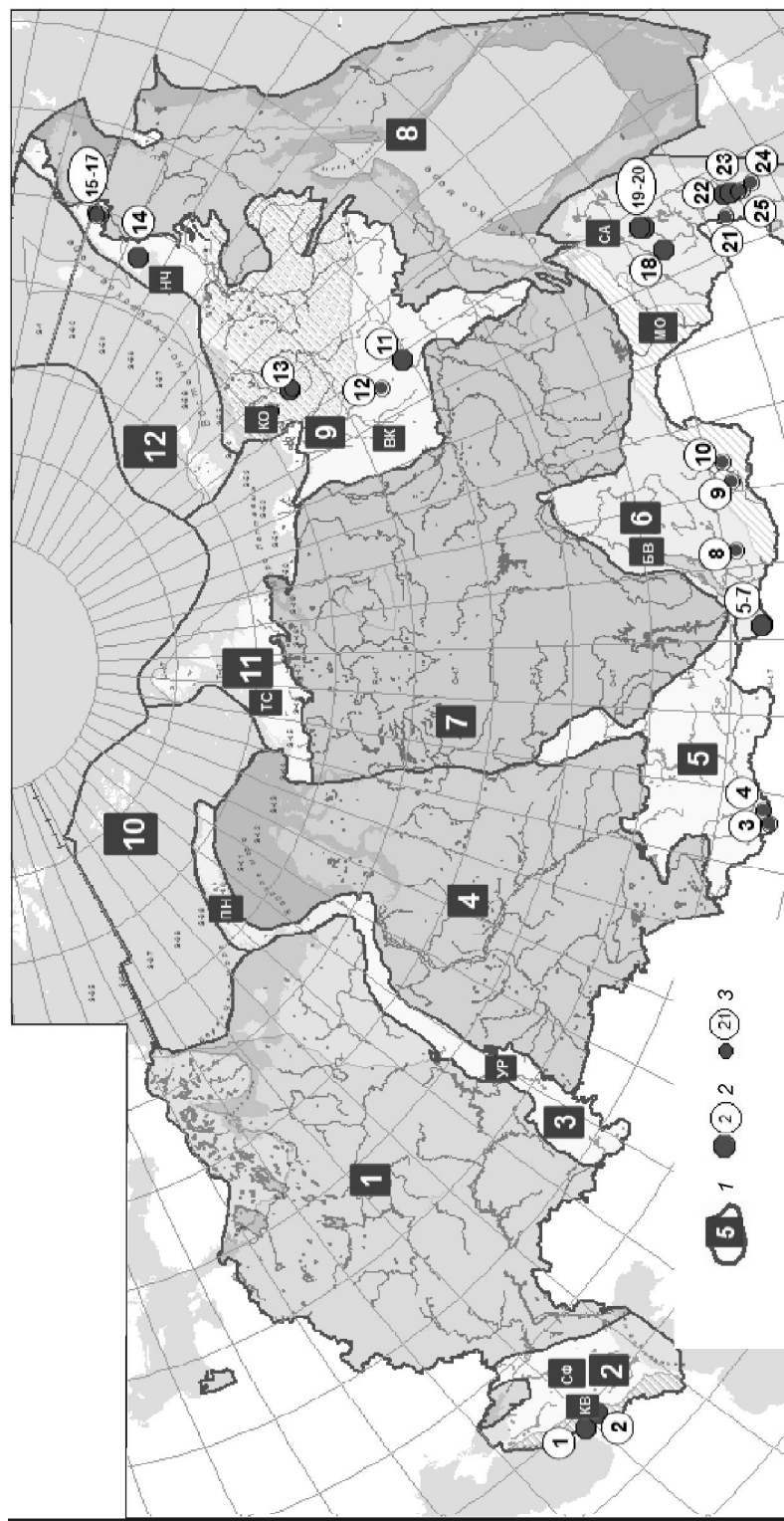
Key words: tungsten, formational, genetic, commercial classification.

На территории России в настоящее время приняты на баланс 90 месторождений вольфрама, 40 из них — россыпные. Нами рассматриваются коренные месторождения, представляющие промышленную ценность.

Размещение вольфрамовых месторождений в геологических структурах подчиняется следующей закономерности. Они располагаются в подвижных поясах (Кавказский, Уральский, Центрально-Азиатский, Тихоокеанский и др.), окаймляющих платформы. В стабилизированных в протерозое складчатых областях (Свекофенский блок Балтийского щита, Енисейский кряж, Байкальская горная область) отмечены лишь мелкие проявления шеелита. В каледонидах Уральского и Центрально-Азиатского поясов известны более крупные проявления вольфрама (рудопоявления южной части Урала, Алтая, Саян, Забайкалья). Еще большей масштабы они достигают в герцинскую эпоху, в конце которой сформировались месторождения Кти-Теберда на Кавказе, Калгута, Урзарсай и др. в Центральном поясе Азии. Основная масса месторождений промышленной значимости связана с мезозойским периодом. Это разнообразные по генезису и минеральному составу месторождения Бом-Горхон, Инкур, Спокойнинское и др. в наложенном на Центрально-Азиатские структуры Монголо-Охотском поясе и еще более многочисленные месторо-

ждения (Иультин, Одинокое, Агылка, Восток-2 и др.) в Тихоокеанском поясе. В кайнозойском Камчатско-Курильском поясе промышленные месторождения вольфрама не выявлены. Но в это время при тектономагматической активизации поясов древнего заложения регенерировались ранние природные скопления вольфрама с преобразованием их в уникальные по запасам объекты (месторождение Тырнауз на Кавказе). Положение месторождений в металлогенических провинциях, выделенных в пределах подвижных поясов, показано на рисунке.

Разнообразие месторождений вольфрама зависит от состава и возраста вмещающих толщ. В поясах древнего заложения, претерпевших неоднократную активизацию и сложенных разновозрастными вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями, главным минералом месторождений является шеелит, сопровождаемый молибденитом (Тырнауз, Мало-Ойногорское, Урзарсай). В таких же мезозойских отложениях Тихоокеанского пояса место молибденита занимают сульфиды железа, мышьяка, меди, цинка и др. (Агылка, Восток-2, Скрытое и др.). В Центрально-Азиатском и Монголо-Охотском поясах в блоках терригенных отложений смешанного (континентального, островодужного, океанического) происхождения шеелит в рудах сопровождается или сменяется гюбнеритом, реже вольфрамитом (Калгута, Холтосон, Спокойнин-



Карта минералогических провинций и вольфрамовых месторождений на территории РФ, м-б 1:20 000 000, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006 г.:

1 — границы групп минералогических провинций: 1 — Восточно-Европейско-Печорская, 2 — Северо-Кавказская (СФ — Скифская, КВ — Кавказская), 3 — Урало-Пайхой-Новоземельская (УР — Уральская, ПН — Пайхой-Новоземельская), 4 — Западно-Сибирская, 5 — Алтае-Саянская, 6 — Байкало-Амурская (БВ — Байкало-Витимская, МО — Монголо-Охотская, СА — Сихотэ-Алинская), 7 — Восточно-Сибирская, 8 — Дальневосточная, 9 — Верхояно-Колымо-Чукотская (ВК — Верхояно-Колымская, КО — Колымо-Омолонская, НЧ — Новосибирско-Чукотская), 10 — Западно-Арктическая, 11 — Центрально-Арктическая (ТС — Таймыро-Североземельская), 12 — Восточно-Арктическая, 13 — Однокое, 14 — Крутое, 18 — Правуримское, 19 — Соболиное, 20 — Фестивальное, 22 — Восток-2, 23 — Тигриное; 3 — средние и мелкие месторождения (3 — Калуга, 4 — Урзарсай, 6 — Холтосон, 8 — Бом-Горхон, 9 — Спокойнинское, 10 — Букука, 12 — Илнтас, 15 — Иульгин, 16 — Светлое, 17 — Тенкергин, 21 — Лермонтовское, 24 — Забытое, 25 — Скрытое)

ское). Во внешней части Тихоокеанского пояса, где терригенные отложения снесены с материков, вольфраму сопутствует касситерит, который в рудных объектах занимает главную позицию (Иультин, Одинокое, Илинтас, Тигриное, Фестивальное и др.).

Вольфрамовые месторождения приурочены к приконтактовым и надынtruзивным зонам гранитоидных интрузий [3, 7, 12 и др.]. Как правило, они не выходят из области регионального метаморфического воздействия фронта гранитизации, выражаемого в площадном ороговиковании, биотитизации, мраморизации, амфиболизации вмещающих пород. Месторождения локализуются в ареалах поясов крупных массивов гранодиорит-гранитной формации (Иультинский на Чукотке, Колымский на Северо-Востоке, Баджальский и Татинбинский на Востоке и др.) и в более пестрых по составу вулканоплутонических поясах, размещающихся в их континентальных частях (Охотско-Чукотский, Силенский, Западно-Сихотэ-Алинский и др.). Теснейшая связь редкометальных месторождений с поздними дифференциатами интрузий указывает на то, что они являются заключительным постмагматическим продуктом эволюции коровых гранитоидных очагов [4, 11].

Одна из первых классификаций месторождений вольфрама предложена Д.В.Рундквистом и А.Д.Щегловым (1968). В ней выделены семь генетических и три главнейших промышленных типа. При этом типы, выделенные по генетическому (скарны, грейзены) и морфоструктурному (жилы, штокверки) признакам, рассматриваются как равнозначные. В 1974 г. А.Д.Щеглов и Т.В.Буткевич предложили более четкую генетическую систематизацию месторождений, выделяя их в пегматитовую, скарновую, грейзеновую и гидротермальные группы. В.К.Денисенко (1978) вольфрамовые объекты объединил в три формационные группы: плутоногенную, плутоногенно-вулканогенную и гидротермально-метаморфогенную. В каждой группе по типоморфному минеральному парагенезису и околорудным гидротермальным изменениям выделил по три формации. При этом сложно понять, в каких геотектонических условиях и при каком процессе сформировано месторождение. М.М.Повилайтис (1985) выделила многочисленные генетические группы формаций, в которых по элементным ассоциациям различала рудные формации. Из-за большой детализации ее классификация имеет научную ценность, но мало пригодна в практике геологоразведочных работ. Более простую формационную систематизацию по ведущим металлам предложил Ф.Р.Апельцин [3]. Он выделил три формации: олово-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую и полиметаллически-вольфрамовую. В каждой из них

рассматриваются по четыре морфогенетических типа с объединенными генетическими и промышленными характеристиками. Такое же смешение понятий повторяется в его промышленной классификации, предлагающей различать скарновый и грейзеновый, жильные и штокверковые гидротермальные типы.

В.Т.Покалов [12] помещает месторождения вольфрама в те же рудные формации. Их образование связывает с рудопроизводящими гранитоидными массивами, в апикальных частях которых или в окружающих зонах ороговикования они локализуются. Процесс формирования месторождений им разделяется на пять этапов. Первый этап связан с процессом дорудной магматической дистилляции флюидов из магмы, обусловивших амфиболизацию пород основного и среднего составов, биотитизацию пород среднего и кислого составов, флогопитизацию в магнезиальных средах, скарнирование в карбонатных. Второй этап — высокотемпературное пневмато-гидротермальное магматогенное образование прожилково-жильных кварц-молибденовых руд, наиболее полно проявлено на объектах молибден-вольфрамовой формации. В третий этап осуществляются процессы среднетемпературного гидротермального рудообразования с сопутствующим грейзеновым метасоматозом и ведущей ролью кислотных соединений. С ними связано основное рудоотложение на месторождениях всех вольфраморудных формаций, а различия в их составах и особенностях локализации зависят от состава вмещающих пород и физико-химических условий. На четвертом этапе в условиях понижающихся температур и слабощелочной среды из гидротермальных растворов выпадает основная масса сульфидов. Наиболее интенсивная сульфидизация характерна для месторождений полиметалльно-вольфрамовой и полиметалльно-вольфрам-оловянной формаций. Завершается гидротермальный процесс на объектах всех формаций отложением при низких температурах флюорит-карбонат-кварцевой минерализации.

В геолого-промышленных типах вольфрамовых месторождений В.Т.Покаловым предложено выделять штокверковый, жильный, пластово-линзовидный, брекчиевый и стратиформный типы. Непонятно подключение к ним стратиформного типа, являющегося по существу генетическим, но не находящего места в представленной поэтапной схеме формирования месторождений. Плюсы и минусы перечисленных классификаций нашли отражение в систематизации типов вольфрамовых месторождений Т.И.Гетманской, В.М.Бороданова и др. [5]. В ней подчеркивается необходимость выделения стратиформных метаморфогенно-гидротермаль-

ных месторождений как имеющих большое промышленное значение.

Один из спорных моментов существующих классификаций — выделение скарнового формационно-генетического типа месторождений. Большинство исследователей считают, что минеральные ассоциации собственно скарнового этапа практически безрудны [3, 8 и др.]. Но при скарнировании карбонатных пород, амфиболитизации пород основного, скаполитизации и альбитизации образований среднего и кислого составов происходит высвобождение кальция (В.А.Жариков, 1968), способного осаждать вольфрам в форме шеелита. Поэтому на шеелитовых месторождениях скарнирование рассматривается как необходимая подготовительная стадия, в образованиях которой основное рудоотложение осуществляется в последующую гидротермально-метасоматическую стадию. Учитывая неразрывную связь между процессами, происходящими в единой рудно-магматической системе, генезис таких месторождений правомернее считать апоскарновым.

Межпластовая форма рудных тел, локализованных в скарнах, скарноидах, амфиболитах, частая удаленность их от контактов интрузий побудила исследователей относить их к стратиформному типу, что подразумевает рудообразование одновременно с накоплением вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. В нашей стране к стратиформным относят месторождения Кти-Теберда и Скрытое, расположенные в надынтрузивных зонах [5, 13]. Ничем от них не отличается месторождение Агылка. За рубежом к стратиформным, сформировавшимся в удалении от выходов гранитных интрузий, относят месторождения Ферберталь (Австрия), Сандонг (Южная Корея). С этим же типом связывают промышленные шеелитовые залежи, локализованные непосредственно в приконтактных зонах интрузий — месторождения Баян (Казахстан), Лагоса (Португалия), Ясина-Кисла (Чехия), Кинг-Айленд (Австралия) и др. [11, 12]. Следуя подобной логике выделения, «стратиформными» следует считать и месторождения Тырнауз, Восток-2, Лермонтовское и др. с пластовой морфологией рудных тел.

Рудонакопления, генетически связанные с отложением осадков в морских бассейнах, должны распространяться на большие площади и характеризоваться равномерным распределением в них полезного ископаемого. Ничего подобного в вольфрамовых «стратиформных» объектах не наблюдается. Везде четко фиксируется отрыв возраста вмещающей «сингенетическое оруденение» толщи от времени рудообразования, которое происходило в постмагматический этап и обусловлено гидротер-

мально-метасоматическими процессами. Так, на месторождении Кти-Теберда оруденение приурочено к толще ортоамфиболитов, согласно залегающей среди протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев. Образование месторождения — результат внедрения позднепалеозойского гранитоидного массива [2]. Шеелитовое оруденение сосредоточено в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах и прожилках, рассекающих тела амфиболитов в разных направлениях. При едином гидротермальном процессе в первую стадию в них откладывались шеелит и арсенопирит, во вторую, отделенную от первой внедрением юрских даек диабазов и спессартитов, — сульфиды железа, цинка, свинца и др. За пределами амфиболитов жилы и прожилки во вмещающих породах безрудны. На крупнейшем в мире вольфрамовом месторождении Сандонг в нижнепротерозойских слюдяных сланцах с прослоями известняков и вулканитов основного состава [13] оруденение тяготеет к горизонтам метаморфизованных вулканитов, превращенных в амфиболитовые сланцы. Рудные залежи представлены плотными амфиболовыми породами, включающими миндалины кварц-кальцит-шеелит-роговообманкового состава. Горизонты пересекаются жилами кварц-амфибол-флюоритового и кварцевого составов с шеелитом. Концентрации последнего резко снижаются при вхождении жил в сланцы. Рудогенерация связывается с небольшим массивом гранодиорит-порфиров, выходящим на поверхность в 4 км от месторождения. Суждения о возрасте гранитоидов противоречивы, но считается, что окончательное его становление приходится на мезозойскую эпоху активизации. О меловом возрасте оруденения свидетельствуют данные, полученные К-Аг методом по мономинеральным пробам биотита, мусковита и роговой обманки из Главной рудной залежи, — 81–84 млн. лет (Е.Феррар и др., 1978 г.).

Апологет выделения стратиформных редкометальных месторождений в нашей стране В.К.Денисенко [13] объясняет «отрыв» времени рудообразования от вулканогенно-осадочного седиментогенеза проявлением более поздних процессов регенерации рудного вещества, обусловленных «внедрением в металлоносные стратифицированные толщи гранитоидов орогенного и активизационного этапов развития подвижных поясов». Приверженцы «стратиформного генезиса» смешали понятия «источника рудного вещества» с процессами, формирующими рудные месторождения. Действительно, они показали, что месторождения шеелита формируются там, где во вмещающих породах отмечаются повышенные концентрации вольфрама. На такой достоверный поисковый критерий в своих исследованиях

указывал еще Ф.Р.Апельцин [1]. Они не опровергли, а только подтвердили главный генетический довод о том, что месторождения порождаются процессами гранитообразования, которые экстрагируют рудный элемент из корового субстрата, мобилизуют, концентрируют его в промежуточных магматических камерах и создают условия в постмагматический этап для переноса его в область рудоотложения [7, 10]. Несостоятельность «стратиформности» еще и в том, что она рассматривается в основном для месторождений шеелита и ассоциирующего с ним молибденита. Образование же месторождений молибдена всеми исследователями связывается с рудогенерирующими гранитоидами [3, 7, 12 и др.]. Источник молибдена также высвечивается через «призму стратиформности» — его месторождения образуются там, где гранитизация охватывает преимущественно океанические осадочные и вулканогенные породы (в том числе глубокометаморфизованные), отличающиеся повышенными содержаниями Мо, как и W (Турекян, Ведеполь, 1961 и др.). Через эту же «призму» можно рассматривать и источник месторождений олово-вольфрамовой формации, образующейся в пределах пассивной континентальной окраины, где в гранитизируемом терригенном субстрате отмечаются повышенные содержания W и Sn [10].

Новые представления о развитии литосферы, обобщенные в концепции тектоники плит [4, 6, 14], позволили в строении подвижных поясов различать геотектонические условия, в которых могут образовываться вещественные комплексы с повышенными содержаниями рудных элементов, механизмы формирования субкrustального коллизионного и более глубинного субдукционного окраинно-континентального гранитообразования и обусловленного ими рудообразования. Наиболее благоприятная обстановка для возникновения месторождений вольфрама в форме шеелита создается в зонах аккреции, в которых «перетасованы» насыщенные кальцием образования океанов и островных дуг. Присутствие в них блоков древних оргометаморфических пород и гранитоидов с повышенными содержаниями Мо предопределяет на месторождениях совместное появление шеелита и молибденита. Когда в аккреционных толщах преобладают обогащенные марганцем терригенные отложения, в месторождениях начинает преобладать гюбнерит, обогащенный железом ферберит. Терригенные толщи пассивной континентальной окраины благоприятны для локализации месторождений вольфрамита в ассоциации с касситеритом.

Коллизионное гранитообразование в зонах аккреции (конструктивные области формирования континентальной коры), часто возобновляемое при

неоднократном проявлении тектономагматической активизации, продуцирует появление месторождений молибден-вольфрамовой и полиметалло-вольфрамовой формаций. В терригенных отложениях пассивной окраины (деструктивные области формирования континентальной коры) в процессе коллизионной орогении образуются рудные объекты олово-вольфрамовой формации, но при наличии в них карбонатных пород могут появляться объекты полиметалло-вольфрамовой. С гранитоидами субдукционного вулканоплутонического магматизма связаны месторождения полиметалло-вольфрамо-оловянной формации, но концентрации W в них, как правило, незначительны.

На основе классификаций Ф.Р.Апельцина и В.Т.Покалова с учетом современных знаний о формировании месторождений в структурах земной коры, уточненных представлений об их геологическом строении и генезисе, а также условиях залегания, минеральном составе рудных тел и других особенностях систематизированы формационно-генетические и геолого-промышленные типы вольфрамовых месторождений.

Формационно-генетические типы вольфрамовых месторождений. По природным ассоциациям ведущих металлов, закономерно появляющимся в разные эпохи развития земной коры в близких геотектонических условиях, месторождения вольфрама на территории России выделены в три формации: молибден-вольфрамовую, полиметалло-вольфрамовую и олово-вольфрамовую. Они тесно связаны с гранитоидами, возникли в процессе постмагматической метасоматической и гидротермальной деятельности, но отличаются средой и физико-химическими условиями рудоотложения. По этим особенностям месторождения в каждой формации разделены на апоскарновый, грейзеновый и гидротермальный генетические типы (табл. 1).

Апоскарновый тип формируется в околоинтрузивных и надынрузивных условиях в процессе диффузионного и инфильтрационного просачивания по трещинам и порам высоко- и среднетемпературных метасоматических растворов в породах, содержащих свободный кальций. Вольфрамовая минерализация представлена в нем шеелитом, который обычен в месторождениях молибден- и полиметалло-вольфрамовых формаций. Объектов такого типа в составе олово-вольфрамовой формации на территории России не выявлено. Они известны в подвижных поясах Средней Азии (Ингичке, Майхура и др.), но масштабы их незначительные.

Грейзеновый тип формируется высокотемпературными метасоматическими пневмато-гидротермальными агентами в эндо- и экзоконтактных

1. Сводная таблица формационно-генетических типов вольфрамовых месторождений

Формационные Генетические	Молибден- вольфрамовый		Полиметально-вольфра- мовый (полиметально- олово-вольфрамовый)		Олово-вольфрамовый (вольфрам-оловянный)	
	Подтипы	Месторож- дения	Подтипы	Месторож- дения	Подтипы	Месторож- дения
Апоскарновый (кон- тактово-диффузион- ный и инфильтраци- онный пневмато-флю- идный)	Молибде- нит-шеели- товый	Тырныауз	Сульфидно- шеелитовый	Агылка, Восток-2, Лермон- товское, Скрытое	Сульфидо-кассите- рит-шеелитовый	Ингичке, Майхура (Средняя Азия)
	Шеелитовый	Кти- Теберда				
	Шеелит-мо- либденито- вый	Мало- Ойногор- ское				
Грейзеновый (контак- тово-метасоматичес- кий пневмато-флюид- ный)	Молибденит- гюбнерито- вый	Калгута			Вольфрамитовый	Спокой- нинское
	Молибденит- шеелитовый	Богута (Казахстан)			Вольфрамит- касситеритовый	Одинокое, Правоур- мийское
Гидротермальный (метасоматически- гидротермальный)	Сульфидно- шеелитовый	Урзарсай	Сульфидно- ферберито- вый	Букука, Барун- Шивея	Касситерит- вольф- рамитовый	Иульгин, Светлое, Тенкергин
	Сульфидно- гюбнерито- вый	Бом-Гор- хон, Холтосон, Инкур	Сульфидно- вольфрамит- касситери- товый	Илинтас, Соболиное, Фестиваль- ное	Вольфрамит-касси- теритовый	Крутое, Тигриное, Забытое

зонах гранитоидных интрузий. В молибден-вольфрамовых месторождениях, где рудогенерирующие гранитоиды образуются в пестром вулканогенно-осадочном субстрате, выделяются гюбнерит и шеелит. На объектах олово-вольфрамовой формации, где гранитоиды развиваются в терригенных отложениях, обычен вольфрамит. Для месторождений полиметально-вольфрамовой формации тип не характерен.

Собственно *гидротермальный тип* наиболее распространен и присущ всем формациям. Руды отлагаются в около- и надынрузивных зонах во всех температурных интервалах. На объектах молибден-вольфрамовой формации из гидротерм кристаллизуются гюбнерит, иногда шеелит, а молибденит уступает место сульфидам железа, меди, полиметаллов. На месторождениях полиметально-вольфрамовой формации главный рудный минерал — касситерит, реже встречаются вольфрамит и ферберит совместно с многочисленными сульфидами. На месторождениях олово-вольфрамовой формации основные минералы руд — вольфрамит и касситерит при небольшом количестве сульфидов.

Подчеркнем, что в генетических типах месторождений отображены не только особенности происхождения рудного вещества, но в большей мере среда и условия, в которых происходило рудоотло-

жение. Это объясняет, почему на одном и том же месторождении при преобладании одного типа можно выделить другие генетические типы, которые взаимно переходят друг в друга, сохраняя общую стадийность и зональность оруденения. При этом снимаются многие другие спорные вопросы. Развернутая характеристика перечисленных типов месторождений, которые достаточно хорошо изучены, разведаны и могут рассматриваться как эталоны, приведена в табл. 2.

Геолого-промышленные типы вольфрамовых месторождений. Решения о проектировании и постановке геологоразведочных работ, вовлечении месторождений в промышленное освоение принимаются, в первую очередь, с использованием классификации их промышленных типов.

Приводимая систематизация вольфрамовых объектов составлена по материалам, полученным при изучении месторождений в процессе геологоразведочных работ. В соответствии с промышленной классификацией вольфрамовых месторождений, предложенной Государственной комиссией по запасам полезных ископаемых (ФГУ ГКЗ), главным в ней является разделение рудных объектов на морфологические и минералогические типы [9]. В названной классификации коренные месторождения вольфрама разделены на пластово-линзообразный,

2. Формационно-генетические типы вольфрамовых месторождений

Типы		Металлогенетическая провинция. Геотектоническая позиция**	Геологическая формация***		Зона, условия рудоотложения	Состав рудных минералов		Месторождения
Генетический*	Формационный		Вмещающие	Интрузивные, вулканоплутонические		Главные	Второстепенные	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Апокарповый (контактово-диффузионный, инфилтрационно-метасоматический)	Молибден-вольфрамовый	Кавказская. Аккреционно-коллизонная зона Главного хребта, коллаг метаморфизованных кратонных, островодужных и пассивно-океанических образований, PR-PZ, активизированных в PZ-KZ	Метаморфическая гнейсово-сланцевая, PR	Коллизонная гранодиорит-гранитная с полной дифференциацией до ультракислых разностей, PZ ₃ -MZ	Надынтрузивная, пологоза- легающий пласт амфиболитов с оруженными кварцевыми и полевошпатовыми жилами и прожилками	Шеелит	Арсенопирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит	Кти-Теберда
		Байкало-Витимская. Аккреционный коллаг метаморфических, PR ₁ , океанических, островодужных и пассивно-океанических образований, PZ ₁ , активизированных в PZ ₃ и MZ ₃	Вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная и базальтоидная, PZ ₁	Коллизонно-субдукционные комплексы гранитов, лейкогранитов и граносиенитов, PZ ₃ и MZ	Околоинтрузивная, круто- штоковровая залежь, ору- ждение вкрапленное в кварцевых прожилках зоны скарнирования, окварцевания и грейзенизации	Молибденит, шеелит, пирротин, пирит	Халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит	Мало-Ойногорское
		Верхояно-Колымская. Пассивная континентальная окраина внешнего шельфа, P-Г, активизированная в меловое время	Карбонатно-терригенная, T	Коллизонный комплекс даек кварцевых порфиров, гранодиоритпорфиров, K ₁	Надынтрузивная, наклонная пластообразная залежь скарнов с наложенным оруденением	Шеелит, халькопирит, пирротин	Вольфрамит, магнетит, галенит, сфалерит, станнин, пирит	Агылка
Полиметалльно-вольфрамовый		Сихотэ-Алинская. Самаркская аккреционная призма, J ₃ -K ₁ , активизированная в конце K ₁	Карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенная, J ₃ -K ₁	Коллизонная гранодиорит-гранитная с полной дифференциацией до лейкогранитов, K ₁	Околоинтрузивная, круто- падающая рудная залежь в скарнах, кварц-серцититовых метасоматитах, грейзенированных плагиогранитах и биотитовых роговиках	Шеелит, пирротин, халькопирит	Арсенопирит, сфалерит, висмут, золото, серебро	Восток -2
					Околоинтрузивная, пологие и крутопадающие залежи в экзо- и эндоскарнах, ору- ждение вкрапленно-прожилковое по массивному	Шеелит, пирротин, гетит	Халькопирит, арсенопирит, пирит, сфалерит, вольфрамит, золото	Лермонтовское

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
I рудные (контактно-метасоматический пневмато-гидротермальный)					<i>Надынирующая</i> , пологие пластообразные залежи с вкрапленным оруденением в кварц-карбонатных прожилках	Шеелит	Арсенопирит, пирротин, пирит, халькопирит, вольфрамит	Скрытое
		<i>Монголо-Охотская</i> . Блок пассивной континентальной окраины, PZ ₂ , в зоне аккреции, активизированный в MZ	Терригенная флишиоидная, D ₁₋₂	Субдукционная гранитная, J ₃ полностью дифференцированная, J ₃	<i>Охолоинтурирующая</i> , грейзеновая флюорит-мусковит-кварцевая залежь в эндоконтакте с графитом с вкрапленным оруденением	Вольфрамит	Берилл, арсеницит, касситерит, висмутин	Спокойни-ское
I рудные (контактно-метасоматический пневмато-гидротермальный)	Олово-вольфрамовый (вольфрамо-оловянный)	<i>Кольмо-Омолонская</i> . Комплексы пассивной континентальной окраины, T-J, прорванные орогенными гранитоидами, MZ ₃	Терригенная флишиоидная, J ₃	Коллизонная гранитоид-гранитная, K ₁ , с поздней фазой лейкократовых гранит-порфиров	<i>Охолоинтурирующая</i> , грейзеновая топаз-слюдистая кварцевая рудная залежь в эндоконтакте с графитом-порфиров	Касситерит, вольфрамит	Шеелит, арсеницит, висмутин	Одинокое
		<i>Сихотэ-Алиньская</i> . Комплексы аккреционных призм, пассивной и активной континентальных окраин, MZ	Субвулканические иттибриды и туфы кислого состава, K ₂	Надсубдукционный комплекс субвулканических риолитов и гранит-порфиров, K ₃	<i>Охолоинтурирующая</i> , в высячем боку дайки гранит-порфиров вытянутая рудная штокерковая залежь топаз-слюдистая-кварцевых прожилков	Касситерит, арсеницит, пирит	Вольфрамит, леллингит, халькопирит	Правур-мийское
		<i>Алтае-Саянская</i> . Аккреционный коллаж континентальных пассивно- и активно-окраинных образований, коллизонных интрузий, PZ, активизированных в MZ	Грейзенизированные вулканические осадочные и гранитоидные, PZ ₂	Субдукционно-коллизонная гранитоидная полидифференцированная до ашгитов, PZ ₃	<i>Охолоинтурирующая</i> , граниты, пронизанные минерализованными жилами кварца с околосильными грейзенами	Гюбнерит, молибденит	Халькопирит, шеелит, пирит, берилл, висмутин	Калгута
	Молибден-вольфрамовый		Кремнисто-щелочные метасоматиты по карбонатно-терригенным отложениям, PZ ₁	Субдукционно-коллизонная гранитоидная, дайки микрогранит-порфиров, PZ ₃	<i>Надынирующая</i> , вытянутые зоны оруденения кварц-полевощпатовых тонкопрожилковых штоков верхов в сланцах, роговиках и скарнах	Шеелит, берилл	Молибденит, магнетит, гюбнерит, галенит, пирит	Урзарсай

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гидротермальные (гидротермально-метасоматический)	Молибден-вольфрамовый	Байкало-Витимская. Аккреционный комплекс метаморфических, PR ₁ , океанических, островоужных и пассивно-окраинных образований, PZ, активизированных в PZ ₃ и MZ	Осадочно-вулканогенная, кварцевые диориты, PZ ₁	Субдукционная вулканолутогоническая, дифференцированная до лейкократовых гранитпорфиров, J	Надвнутрузивная, штокверк с минерализованными кварцевыми жилами и прожилковыми зонами	Гюбнерит, шеелит	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, берилл, молибденит	Инкур
		Метаморфогенная гранитоидная, PZ ₁ , гранодиоритгранитная, J		Субдукционная вулканолутогоническая, дифференцированная до лейкократовых гранитов, J ₃	Надвнутрузивная, минерализованные кварцевые жилы, редко зоны грейзенов	Гюбнерит	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, берилл	Холтосон
		Монголо-Охотская. Складчатая пассивная континентальная окраина, J	Терригенная песчано-сланцевая, J ₂	Субдукционная, коллизонная гранодиоритгранитная дифференцированная до аплитов, J ₃	Околоинтрузивная, минерализованные кварцевые жилы и штокверки в грейзенизированных гранитоидах	Гюбнерит	Шеелит, козалилит, касситерит, халькопирит, молибденит	Бом-Горхон
		Верхояно-Колымская. Складчатая пассивная континентальная окраина, T	Терригенная флишoidная большой мощности, T ₃	Коллизонная диоритгранодиоритгранитная, K ₁ , дифференцированная до аплитов	Надвнутрузивная, минерализованные кварцевые жилы в метасоматически измененных терригенных отложениях	Ферберит, сфалерит, висмутин	Пирротин, халькопирит, галенит, молибденит, касситерит	Бука
Полиметалльно-вольфрамовый (полиметалльно-вольфрамо-оловянный)		Сихотэ-Алинская. Складчатая пассивная континентальная окраина с зонами аккреции, MZ	Терригенная, J ₃ , осадочно-вулканогенная, K ₂	Субдукционная вулканолутогоническая с габродиорит-гранодиорит-гранитным интрузивным полнотифференцированным комплексом, K ₂	Надвнутрузивная, минерализованные кварц-турмалиновые жилы в метасоматически измененных терригенных и вулканогенно-осадочных породах	Касситерит, халькопирит, арсениопирит	Вольфрамит, шеелит, станнин, сфалерит, галенит, висмутин	Соболиное
						Касситерит, вольфрамит, халькопирит, арсениопирит	Шеелит, сфалерит, галенит, станнин, висмутин	Фестивальное

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гидротермальный (гидротермально-метасоматический)	Олово-вольфрамовый (вольфрам-оловянный)	Новосибирско-Чукотская. Складчатая пассивная окраина, MZ, на метаморфическом фундаменте, R(?)	Терригенная флишоподная и черносланцевая, T ₁₋₂	Коллизийная гранодиорит-гранитная, дифференцированная до лейкократовых гранитов, K ₁	Надвентуризованная, штормализированная турмалинизированных терригенных отложениях	Касситерит, вольфрамит	Пирротин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит	Крутое
						Вольфрамит, касситерит	Арсенопирит, халькопирит, пирит	Иульгин
		Сихотэ-Алинская. Складчатая пассивная континентальная окраина, MZ	Терригенная флишоподная и черносланцевая, K ₁	Коллизийная гранодиорит-гранитная, K ₁ , дифференцированная до лейкократовых гранитов и лампрофиров	Надвентуризованная – околонирующая, минерализованные кварцевые жилы, реже штормовые и зоны грейзенов в регионально и локально измененных терригенных и интрузивных породах	Вольфрамит, лейлингит, арсенопирит	Касситерит, берилл, халькопирит, пирротин	Светлое
						Вольфрамит, шеелит	Касситерит, халькопирит, арсенопирит	Тенкергин
					Околонирующая, грейзенизированные роговики и гранит-порфиры со слюдяными штормовыми жилками	Касситерит, вольфрамит	Станнин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, молибденит	Титриное
						Вольфрамит	Касситерит, берилл, молибденит, висмутит, халькопирит	Забывое

*Названия даны по типу, доминирующему на месторождении.

** Геотектоническая позиция приведена по работе [14].

*** В геологических формациях в графе 4 обозначены дорудные метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические образования, развитые в рудных полях месторождений. В графе 5 даны интрузивные и вулканоплутонические образования, генерирующие оруденение.

3. Сводная таблица промышленных типов месторождений вольфрама

Типы (доля запасов и добычи WO ₃ от общероссийских на 01.01.2012 г.)	Минеральный подтип	Месторождения		
		Масштаб	Группа сложности	Названия
Пластово-линзовообразный (запасы 50,8%, добыча 3914 т – 79,9%)	Молибденит-шеелитовый	Крупный	II	Тырныауз
	Шеелитовый	Крупный*		Кти-Геберда
	Сульфидно-шеелитовый	Крупный		Агылка
		Средний		Восток-2
Штокверковый (запасы 42,6%, добыча 249 т – 5,7%)	Шеелит-молибденитовый	Крупный	II	Лермонтовское
	Сульфидно-шеелитовый	Средний		Скрытое
	Сульфидно-шеелит-побнеритовый	Крупный		Мало-Ойногогорское
		Крупный		Урзарсай
Жильный (минерализованные зоны) (запасы 5,3%, добыча 597 т – 12,9%)	Вольфрамит-касситеритовый	Крупный*	II	Инкур
	Вольфрамитовый	Средний		Крутое, Одинокое
	Молибденит-побнеритовый	Средний		Правоурмийское
		Мелкий		Тигринное
Жильный (минерализованные зоны) (запасы 5,3%, добыча 597 т – 12,9%)	Сульфидно-вольфрамитовый	Средний	III	Спокойнинское
	Сульфидно-вольфрамит-касситеритовый	Средний	II	Капуга
		Крупный*		Букука
	Касситерит-вольфрамитовый	Средний	III	Бом-Горхон
Жильный (минерализованные зоны) (запасы 5,3%, добыча 597 т – 12,9%)	Сульфидно-вольфрамит-касситеритовый	Средний		Холтосон
		Крупный*		Фестивальное
	Касситерит-вольфрамитовый	Средний		Соболиное
		Мелкий		Илингас
Жильный (минерализованные зоны) (запасы 5,3%, добыча 597 т – 12,9%)	Сульфидно-вольфрамит-касситеритовый	Средний	III	Иультинское
		Крупный*		Светлое
	Касситерит-вольфрамитовый	Средний		Тенкергин
		Мелкий		Забывтое

*Масштаб определен по комплексу полезных ископаемых.

штокверковый и жильный промышленные типы. В трубках взрыва иногда выделяется брекчиевый тип, образующий сложные тела изометричной и линейной форм [12]. В предлагаемой систематизации он объединен со штокверковым типом. В каждом типе выделены минеральные подтипы. Чтобы показать их значимость, в табл. 3 приведены масштабы и группы сложности разведанных на территории России месторождений. Как видно из таблицы, большинство месторождений вольфрама — комплексные, содержат молибден, олово, медь и другие полезные ископаемые.

Пластово-линзообразный тип. К этому типу принадлежат крупные и средние по масштабу промышленные месторождения России, разведанные запасы которых составляют 50,8% от общих запасов триоксида вольфрама. Из них в 2012 г. добыто 3914 т WO_3 , или 79,9% от общей добычи в стране. По вещественному составу руд они относятся к трем промышленным подтипам: молибденит-шеелитовому, шеелитовому и сульфидно-шеелитовому. Рудные объекты подтипов принадлежат к разным формациям, но их объединяют сходная морфология рудных тел и присутствие вольфрама в рудах в виде шеелита. В рудах всегда отмечаются молибден и медь, на отдельных месторождениях достигающие промышленных концентраций, а в качестве постоянной примеси — золото и серебро.

К молибденит-шеелитовому подтипу принадлежит Тырныаузское месторождение (запасы WO_3 569 тыс. т, Мо 130 тыс. т). Представитель шеелитового подтипа — Кти-Тебердинское месторождение (WO_3 120 тыс. т). Более многочисленны месторождения сульфидно-шеелитового подтипа, распространенные в восточных провинциях страны (Агылка, Восток-2 и др.). Они обычно характеризуются богатыми содержаниями (табл. 4) и высоким (75–85%) извлечением WO_3 при флотационной переработке. Но на крупнейшем Тырныаузском месторождении содержания бедные (0,16%), извлечение низкое (56%), что и определяет одну из проблем дальнейшей его эксплуатации.

Штокверковый тип. К данному типу принадлежат многие крупномасштабные вольфрамовые месторождения. Их доля в балансовых запасах триоксида вольфрама составляет 42,6%, хотя добыча в 2012 г. не превысила 262 т WO_3 (5,1% от общероссийской). Большинство объектов характеризуются низкими и бедными содержаниями триоксида вольфрама, что требует сложной технологии обогащения. По вещественному составу среди штокверков различаются шеелит-молибденитовый, сульфидные с шеелитом и гюбнеритом, вольфрамитовый и вольфрамит-касситеритовый промышленные подтипы.

К шеелит-молибденитовому подтипу относятся штокверки крупного Мало-Ойногорского месторождения на юге Витимо-Байкальской провинции. Балансовые запасы WO_3 на нем подсчитаны в количестве 122,6 тыс. т, запасы Мо — 154,9 тыс. т. Из-за низкого содержания WO_3 (0,04%) месторождение может представлять интерес при отработке его на молибден. Рядом с Мало-Ойногорским находится сульфидно-шеелит-гюбнеритовое штокверковое месторождение Инкур с запасами WO_3 188,5 тыс. т. Главный минерал руд — гюбнерит, благодаря которому при гравитационном обогащении из бедных руд (0,15%) извлекается в концентрат 75% WO_3 . Месторождение находится в стадии подготовки к эксплуатации.

Разведанное в высокогорном районе Алтае-Саянской провинции штокверковое месторождение Урзарсай (запасы 94,4 тыс. т, содержание WO_3 0,11%) сульфидно-шеелитового подтипа вряд ли может в настоящее время заинтересовать инвесторов.

Крупные штокверковые месторождения вольфрамит-касситеритового подтипа известны во всех провинциях Дальневосточного региона. Они формировались в силикатной среде терригенных отложений. Их масштабы определяются крупными запасами Sn, а запасы WO_3 , присутствующего в рудах в бедных содержаниях, редко достигают средних. Однако штокверковое месторождение вольфрамитового подтипа Спокойнинское на западе Монголо-Охотской провинции при средних масштабах (41,9 тыс. т WO_3) и рядовых содержаниях (0,37%) успешно эксплуатируется.

Жильный тип включает линейные минерализованные зоны, развитые вдоль стволых кварцевых жил со средними и многочисленными мелкими месторождениями вольфрамитовых подтипов. Разведанные запасы в них составляют 6,3% от общих, из которых в 2012 г. добыто 597 т WO_3 , или 12,9% от общей добычи в стране. Месторождения этого типа, несмотря на небольшие масштабы, привлекательны высокими содержаниями WO_3 и успешно эксплуатируются. Они распространены во всех вольфрамоносных провинциях России, но в промышленных масштабах встречены только в Сибирском и Дальневосточном регионах.

По вещественному составу руд месторождения относятся к четырем подтипам: молибденит-гюбнеритовому, сульфидно-вольфрамитовому, сульфидно-вольфрамит-касситеритовому и касситерит-вольфрамитовому (см. табл. 3). Рудные объекты подтипов принадлежат к разным формациям, но объединяются по гидротермальному происхождению. Масштабы их средние и мелкие, содержания WO_3

4. Промышленные типы месторождений вольфрама

Морфогенетические типы		Рудные тела							Месторождения
		Вмещающие породы	Форма и условия залегания	Простирание, падение, мощность, м	Главные промышленные минералы	Средние содержания WO_3 и других элементов, %	Попутные компоненты (вредные примеси)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
	Шеелитовый	Амфиболиты в сланцево-гнейсовой толще	Пологие пластообразные в амфиболитовом пласте с прожилково-жильным ору-денением	230–510, 150–1100, 6,5–14	Шеелит	0,36	Cu (P_2O_5 , As)	Кти-Теберда	
	Молибденит-шеелитовый	Скарны в роговиках, мраморах и гранитах	Крутые пластообразные в скарнах с прожилково-вкрапленным ору-денением	60–1500, 100–1275, 12–60	Шеелит, молибденит	0,16, Mo 0,041	Cu, Au, Ag, Bi	Тырныауз	
	Сульфидно-шеелитовый	Скарн по пласту известняка в песчано-сланцевой толще	Наклонный пласт скарна с прожилково-вкрапленным шеелит-кварцевым, переходящим в массивное шеелит-сульфидное ору-денением	1250, 700, 4,2	Шеелит, халькопирит	1,22, Cu 2,79	Au, Ag, Se, Te, In	Агылка	
		Экзокскарны по горизонту карбонатно-кремнистых пород, эндоскарны в гранитах	Крутые пласто- и линзовидные тела скарнов вдоль разрывного нарушения с прожилково-вкрапленным шеелит-кварцевым ору-денением, переходящим в массивное шеелит-сульфидное	70–600, 140–760, 0,5–60	Шеелит	1,20	Cu, S, Bi, Au, Ag (P_2O_5 , As)	Восток-2	
Штокверковый	Шеелит-молибденитовый	Скарнированные вулканогенно-карбонатно-кремнистые породы	Наклонные и крутопадающие в экзо- и эндоскарнах, ору-денение вкрапленно-прожилковое до массивного	60–720, 20–190, 0,2–72		Шеелит	4,78	Cu, S, Au, Ag	Лермонтовское
			Пологие невыдержанные с шеелит-карбонатными и шеелит-кварц-амфиболовыми рудами	190–790, 50–615, 2–460		0,45	(P_2O_5 , As, S)	Скрытое	
	Шеелит-молибденитовый	Метаморфизованные известняки, сланцы, вулканисты и граниты	Вытянутая крутопадающая штокверкообразная залежь с вкрапленным и гнездовым выделениями рудных минералов в прожилках кварца	1650, 400, 350	Молибденит, шеелит	0,04, Mo 0,051	S, Re (P_2O_5 , As, Cu)	Мало-Ойного-Ойное	
	Сульфидно-шеелитовый	Кремнисто-щелочные метасоматиты в карбонатно-терригенных отложениях	Крутые линейно вытянутые кварц-полевошпатовые штокверки в зоне трещиноватости	370, 400, 490	Шеелит	0,11	Mo, BeO	Урзарсай	

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Штокверковый	Сульфидно-щелит-гюбнеритовый	Грейзенизированные кварцевые порфириты в осадочно-вулканотенной толще	Изометричный штокер на пересечении разломов	1250, 350, 500	Гюбнерит, шеелит	0,15	BeO	Инкур
	Вольфрамитовый	Грейзенизированные граниты приконтактовой зоны в песчаносланцевых отложениях	Наклонная штокероподобная залежь в эндоконтакте штока гранитов с прожилково-вкрапленным оруденением в грейзенах и кварцевых жилах	600, 380, 130	Вольфрамит	0,37	BeO, Ag, Li	Слохойнинское
			Крутая штокообразная толща-слюдисто-кварцевая залежь с прожилково-вкрапленным оруденением	800, 200, 260		0,03, Sn 0,25	As, Zn, Pb, Cu, Bi, Li	Олинокое
		Грейзенизированные турмалинизированные терригенные породы	Трапещевидная штокерковая залежь, вытянутая в субмеридиональном направлении	950, 320, 150		0,02, Sn 0,22	(Pb, As, S)	Крутое
	Вольфрамит-касситеритовый	Грейзенизированные риолиты в приконтактовой зоне дайки гранитпорфиров	Наклонная линейная штокерковая залежь, разбитая на две кулисы	840–2280, 60–140, 3,1–39,4	Касситерит, вольфрамит	0,04, Sn 0,42	Cu, Bi, In, Ag, Cs, Nb	Правурмийское
Жилый (и минерализованные зоны)		Грейзенизированные терригенные породы, граниты	Крутые линейные штокерки и грейзенная залежь с неравномерно распределенной вкрапленностью рудных минералов	300–1200, 150–440, 11–75, залежи: 300×60××50		0,04, Sn 0,12 0,14, Sn 0,70		Тигриное
	Молибденит-вольфрамитовый	Грейзенизированные микрограниты, аплиты	Свита крутых выдержанных по простиранию и мощности кварцевых жил с околожильными грейзенами	20–330, 16–210, 0,1–1,8	Гюбнерит, молибденит	1,89, Mo 0,35	BeO, Bi, Au, Ag, Pt, Pd, Os	Калуга
	Сульфидно-вольфрамитовый	Грейзенизированные гранодиориты и дайки пестрого состава от диоритовых порфиров до аплитов	Наклонные выдержанные и крутые невыдержанные рудонесущие кварцевые жилы, сопровождаемые околожильной грейзенизацией	100–690, 110–255, 0,3–0,8 и 120–1000, 100–255, 0,1–3,7	Ферберит	0,62	Cu, Zn, Sn, Bi, Mo, Ag	Бука
		Беризитизированная осадочно-вулканотенная толща, грейзенизированные граниты	Свита крутых невыдержанных по простиранию и мощности кварцевых жил	150–1300, 120–630, 0,4–6,0		0,75	Zn, Pb, Cu, Au, Ag (S, As)	Холтосон
	Сульфидно-гюбнеритовый	Грейзенизированные граниты	Свита наклонных невыдержанных по простиранию и мощности кварцевых жил с неравномерным распределением рудных минералов	70–2020, 50–1480, 0,1–6	Гюбнерит, шеелит	0,92	Bi, Sn, Cu, Mo, As	Бом-Горхон

рядовые и богатые. Существенно кварцевый состав жил и вкрапленное оруденение обеспечивают при гравитационном обогащении хорошее извлечение WO_3 (70–80% в жилах с сульфидами, 80–94% в безсульфидных). Месторождения обычно локализуются в силикатных средах терригенных отложений в экзоконтактах гранитоидных интрузий (дальневосточные металлогенические провинции) и эндоконтактах гранитных тел (провинции Сибири). Подробная характеристика месторождений разных промышленных типов и подтипов приведена в табл. 4.

Формационная и генетическая систематизации отражают разные стороны образования рудных месторождений в земной коре. Формационная характеризует закономерное появление одинаковых рудных формаций в разные эпохи становления континентальной коры, показывает увеличение масштабов месторождений с каждой последующей эпохой становления или активизации коры. Практически при полном отсутствии вольфрамовых месторождений в протерозое они максимально проявлены в мезозойскую эпоху. В альпийское время отмечается снижение числа месторождений, но при тектономагматической активизации и регенерации более ранних вольфрамоносных площадей и объектов могут сформироваться уникальные по масштабам месторождения (Тырныауз, Сандонг и др.). Генетическая систематизация в основном отображает условия рудоотложения из постмагматических пневматогидротермальных растворов — конечного продукта дифференциации рудогенерирующих коровых гранитоидных очагов. Для эффективного проведения прогнозных и поисковых работ следует выявлять и изучать следующие моменты в происхождении месторождений:

источник рудного вещества — первоначальное повышенное содержание рудных элементов в осадочных и магматических образованиях гранитизированного субстрата;

гранитообразование как механизм извлечения, мобилизации и концентрации рудного вещества и переноса его постмагматическими пневматофлюидами в область рудоотложения;

предрудные метаморфогенно-метасоматические преобразования вмещающих пород, подготавливающие среду для рудообразования;

условия взаимодействия рудоносных растворов с вмещающими породами, определяющие возникновение апоскарнового, грейзенового и гидротермального типов оруденения;

особенности рудоотложения в разных средах, ответственных за различия в морфологии рудных тел, их минеральном составе и концентрации рудного вещества, что служит главным критерием при

выделении геолого-промышленных типов месторождений.

Выявление и реализация перечисленных факторов с учетом их взаимодействия предопределяют успешное проведение прогноза, поисков и разведки вольфрамовых месторождений и осуществление достоверной геолого-экономической оценки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апельцин Ф.Р.* Промежуточные вольфрамоносные формации докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1981. Вып. 7. Кн. 2. С. 167–171.
2. *Вальков В.О.* Структурно-петрографические условия формирования штокерковых кварц-шеелитовых месторождений // Советская геология. 1988. № 8. С. 14–15.
3. *Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки* / Под ред. Ф.Р.Апельцина. — М.: Недра, 1980.
4. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России*. В 2 кн. / Под ред. А.И.Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006.
5. *Гетманская Т.И., Бороданов В.М., Броницкая В.С., Материкова А.М.* Вольфрамовые руды России: состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. Сер. Геолого-экономическая. 2008. № 24.
6. *Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. — М.: Недра, 1990.
7. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. — М.: Недра, 1978.
8. *Кудрина М.А., Кудрин В.С.* Стадийность минералообразования — один из критериев прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1985. С. 134–140.
9. *Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Вольфрамовые руды*. — М.: НП НАЭН, 2007.
10. *Митрофанов Н.П.* Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, 2001. Вып. 2. Ч. 1. С. 104–119.
11. *Митрофанов Н.П.* Условия и особенности формирования крупных месторождений олова и вольфрама // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 17–25.
12. *Покалов В.Т.* Рудномагматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992.
13. *Стратиформные редкометалльные месторождения* / В.К.Денисенко, В.Л.Лобков, И.Г.Гапошин, М.Ф.Кутырева. — Л.: Недра, 1986.
14. *Схема металлогенического районирования территории России*. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. — М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001.

УДК 553.3/4

© А.Н.Глухов, Е.Э.Тюкова, 2013

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ МЕДИ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.Н.Глухов (СВКНИИ ДВО РАН), Е.Э.Тюкова (НГИЦ РАН)

Рассмотрены перспективы освоения ресурсов меди в недрах Магаданской области. Предложено сконцентрировать поиск и разведку ресурсов меди в окисленных рудах, включая подзону вторичного сульфидного обогащения. Выполнен анализ факторов формирования зон окисления на Северо-Востоке Азии и проведена аналогия с зонами окисления медных месторождений Юго-Запада Северной Америки. На примере рудопроявлений Право-Дуксундинского рудного узла показана возможность обнаружения месторождений этого типа.

Ключевые слова: медь, руда, месторождения, зона окисления, зона вторичного сульфидного обогащения.

Глухов Антон Николаевич, gluhov76@list.ru, Тюкова Евгения Эрастовна, evgtvuk@mail.ru

PROSPECTIVES FOR DEVELOPMENT OF RESOURCES OF THE COPPER IN THE MAGADAN REGION

A.N.Glukhov, E.E.Tyukova

Described of prospectives for development of resources of the copper in Magadan region. Argued of necessity for focusing of copper exploration activity there on the oxidized copper ore resources, included secondary enrichment zone. Made comparative analysis of key factors for forming of the oxidation zone in the north-east of the Asia and south-west of Northern America. Showed high possibility of discovering economical resources of copper in the oxidized ore at there.

Key words: copper, ore, deposit, oxidation zone, secondary enrichment zone.

Социально-экономическое развитие Северо-Востока России традиционно связано, в первую очередь, с добычей природных ресурсов: в Магаданской области доля добывающих отраслей в промышленном производстве составляет 70%, Чукотском автономном округе (АО) — 80% [3]. Наряду с традиционными для региона ресурсами (золото, серебро), существуют предпосылки для диверсификации экономики за счет освоения ресурсов цветных металлов. Этому способствуют наблюдающийся в последнее десятилетие стабильный рост мировых цен на основные металлы и наличие крупнейших импортеров цветных металлов среди стран-соседей. Наиболее ликвидной среди цветных металлов является медь. Благоприятная конъюнктура рынка меди подчеркивается стабильно высокими расходами горнорудных компаний на поиски и разведку медных месторождений, которые в балансе общих соответствующих затрат превышают 60%.

В последние несколько лет на Северо-Востоке России возобновлены достаточно интенсивные геологоразведочные работы на медь, сосредоточенные главным образом в Чукотском АО. Создание здесь медедобывающей промышленности по-прежнему сдерживается трудной доступностью [21] ресурсов меди в недрах. Она обусловлена, с одной стороны, отсутствием разведанных и оцененных запасов меди, с другой — очевидной даже без сложных технико-экономических расчетов низкой экономической эффективностью освоения медных месторож-

дений по классической технологии, предусматривающей фабричную переработку халькопиритовых руд с получением сульфидного концентрата и его дальнейшую транспортировку к месту металлургического передела. В условиях сурового климата и слабо развитой сети наземных коммуникаций издержки на содержание фабричного хозяйства и перевозку концентрата с большой долей вероятности будут запредельно высоки. Поэтому экономически эффективное освоение ресурсов меди в Чукотском АО возможно только в случае принятия принципиально новых его стратегии и технологий.

Одним из таких направлений может стать поиск и освоение ресурсов меди в окисленных рудах, включая подзону вторичного сульфидного обогащения. Их переработка осуществляется гидрометаллургическим способом по технологии «SX-EW» (жидкостная экстракция — электролиз) с получением в качестве конечного продукта высокосортной катодной меди, которая реализуется как рафинированный металл по ценам Лондонской биржи металлов [13]. При использовании технологии «SX-EW» эксплуатационные затраты по сравнению с традиционными технологическими схемами снижаются более чем на 50%, а компактность получаемого конечного продукта позволяет существенно снизить транспортные издержки. Таким образом, окисленные медные руды на Северо-Востоке России могут стать объектами экономически эффективного освоения. В этой связи актуальна прогнозная оцен-

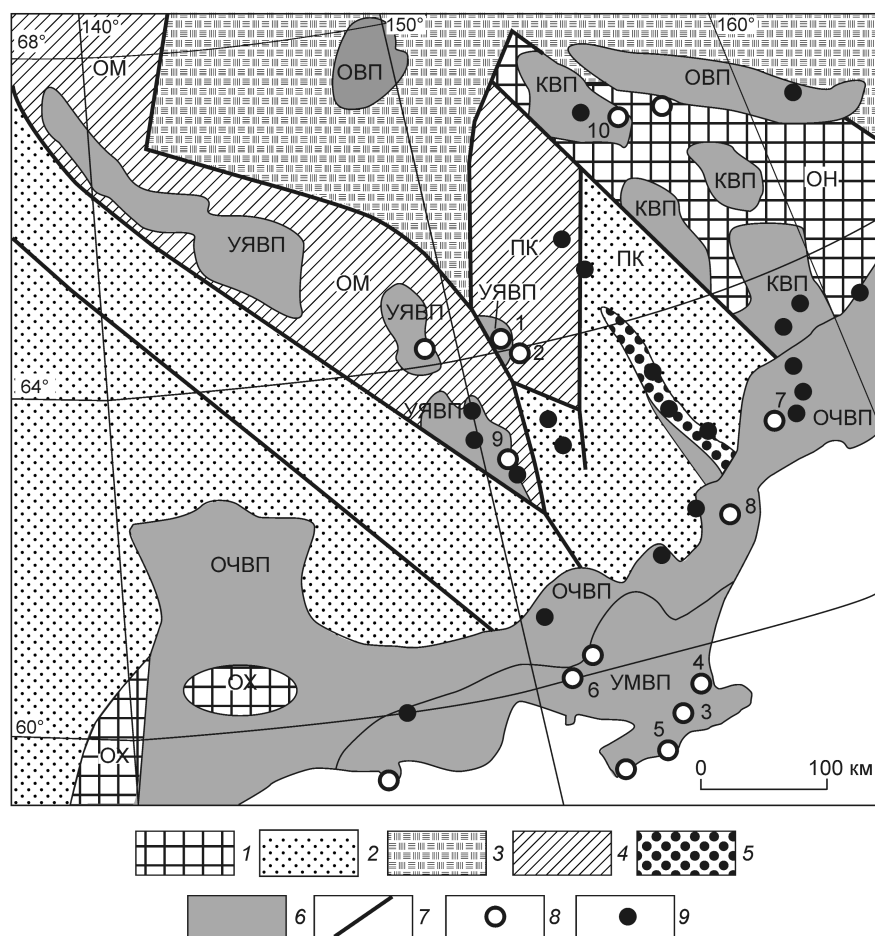


Рис. 1. Вулканогенные пояса, медные и золото-серебряные рудопоявления Колымо-Охотского региона, по А.А.Сидорову и др., 2007; В.И.Шпикерману, 1998, с изменениями и дополнениями:

террейны: 1 — кратонные (ОН — Омолонский, ОХ — Охотский), 2 — пассивной континентальной окраины (ПК — Приколымский, ОМ — Омудевский); 3 — аккрецированные океанические (МО — Момский) и эсиматические островодужные (ОБ); 4 — пассивная окраина Северо-Азиатского кратона (верхоянский комплекс); 5 — Балыгачано-Сугойский рифтогенный прогиб; 6 — вулканогенные пояса (КВП — Кедонский, ОВП — Олойский, УЯВП — Уяндино-Ясачаненский, УМВП — Удско-Мургальский, ОЧВП — Охотско-Чукотский); 7 — разломы; 8 — медно-порфировые и ассоциирующие с ними жильные рудопоявления (1 — Невидимка, 2 — Опыт, 3 — Лора, 4 — Прямой, 5 — Викинг, 6 — Уптар, 7 — Перекатный, 8 — Пиритовый, 9 — Гайское, 10 — Бебекан); 9 — эпитермальные золото-серебряные месторождения

ка соответствующего сырьевого потенциала территории.

Промышленно значимые зоны окисления в подавляющем большинстве случаев развиваются на медно-порфировых месторождениях [29]. Эталонной медно-порфировой провинцией считается Юго-Запад Северной Америки, или Медный пояс Аризоны [12]. Доля провинции в общем мировом объеме добычи меди составляет ~20% [41], причем >80% Cu добывается из окисленных руд. Согласно разработанной на материале месторождений Медного пояса Аризоны геолого-генетической моде-

ли [37, 38, 42], ключевые факторы, определяющие развитие зон вторичного сульфидного обогащения, следующие. Эндеогенная группа критериев — салический алюмосиликатный состав руд и вмещающих пород, широкое развитие прожилкования и крутопадающих зон трещиноватости, повышенное количество сульфидов в рудах (>1%), высокое отношение пирита к халькопириту (>3/1), концентрация Cu в первичных рудах >0,1%; экзогенная группа критериев — локализация в пределах областей, претерпевших на посторогенном этапе медленные воздымания с плавным понижением базиса эрозии и без денудации, циклические изменения климата с чередованием увлажнения и осушения, влияющие на флуктуации уровня грунтовых вод (группа критериев).

Медно-порфировые и ассоциирующие с ними жильные рудопоявления Магаданской области приурочены к нескольким разновозрастным трансрегиональным надсубдукционным магматическим дугам: Кедонскому (поздний девон), Уяндино-Ясачаненскому (поздняя юра — ранний мел), Удско-Мургальскому (поздняя юра — ранний мел) и Охотско-Чукотскому (мел) вулканогенным поясам (рис. 1). Большинство из них (табл. 1) вмещаются интрузивными породами кислого-среднего состава; рудоносные гидротермалиты сложены кварцем, серицитом, гидрослюдами; количество сульфидов в рудах составляет 1–5%, иногда достигая 20–50%; среди сульфидов преобладает пирит. То есть, формированию зон вторичного обогащения на рассматриваемой территории благоприятствовали эндогенные факторы.

Сопоставление ландшафтных и климатических условий Юго-Запада Северной Америки и Северо-Востока России в кайнозой приводит к достаточно неожиданному выводу об их сходстве (табл. 2). В частности, для Юго-Запада Северной Америки в качестве характерного литологического индикатора климата и ландшафтов рассматривают лимонитизированные («железистые») галечники [40], маркирующие смену на рубеже эоцена и олигоцена выровненного рельефа и теплого гумидного климата на более холодный и сухой периода тектонической активизации [39]. Их обогащенность железом, вероятно, была обусловлена перемывом материала площадных кор выветривания. Период накопления «железистых» галечников разделяет здесь раннюю и позднюю стадии формирования зон окисления медно-порфировых руд. На Северо-Востоке России сходные «железистые» галечники, датируемые плиоценом [2, 26], достаточно широко распространены и также маркируют начало периода развития эрозии и денудации ранее сформированного пенепленизированного рельефа [8]. Установлено [18], что именно в плиоцен-раннеплейстоценовый период на рудных месторождениях Северо-Востока формировались зоны окисления полного профиля с подзонами полного окисления глубиной до 150 м, выщелачивания на глубинах 150–200 м, вторичного сульфидного обогащения на глубинах 200–300 м. На золото-серебряных месторождениях Северо-Востока средняя глубина распространения окисленных руд достигает 200 м. В рудах некоторых из них вторичные сульфиды, встречающиеся на глубинах 50–100 м, являются реликтами палеоген-раннеплейстоценовых зон окисления [22].

В качестве гомолога зон окисления рудных месторождений традиционно рассматриваются коры химического выветривания [11, 28]. Единственное существенное различие между ними заключается в энергетике процессов: зоны окисления сульфидных руд формируются в результате экзотермических электрохимических реакций деструкции минералов-полупроводников, сопровождающихся выделением большого количества энергии; коры выветривания, наоборот, образуются за счет сравнительно низкоэнергетических окислительно-восстановительных процессов разрушения силикатных минералов-диэлектриков при непременном и активном участии солнечной радиации [36].

Таким образом, если для корообразования климатические условия являются определяющими, то для формирования зон окисления рудных месторождений они не важны. Геохимия обоих гипергенных процессов аналогична по причине единства главных механизмов массообмена, что обуслови-

1. Строение и состав рудных тел наиболее изученных медно-порфировых рудопроявлений Магаданской области

Рудопроявление	Магматическая дуга	Морфология рудных тел	Рудомещающие породы	Минералы гидротермалитов	Гипергенные минералы меди	Среднее содержание Cu, %
Лора	УМВП	Штокверк	Гранодиориты	Биотит, К полевой шпат, эпидот, кварц, хлорит, турмалин	Халькозин, ковеллин, оксиды, гидроксиды, сульфаты и карбонаты меди	0,3
Прямой				Эпидот, кварц, хлорит, карбонат	Халькозин, оксиды, гидроксиды, сульфаты и карбонаты меди	
Викинг				Биотит, К полевой шпат, эпидот, кварц	Халькозин, ковеллин, оксиды, гидроксиды, сульфаты и карбонаты меди	
Углар			Гранодиориты, диориты	К полевой шпат, кварц, серицит	Оксиды, гидроксиды, сульфаты и карбонаты меди	0,1
Перекапный Пиритовый	ОЧВП		Алевриты	Кварц, хлорит, эпидот, серицит	Ковеллин	0,2
Гайское	УЯВП		Гранодиориты, риолиты	Кварц, турмалин	Оксиды, гидроксиды, сульфаты и карбонаты меди	0,1
Бебекан	КВП		Гранодиориты	Биотит, К полевой шпат, кварц, серицит	Ковеллин	0,5

2. Сопоставление ландшафтных и климатических условий Юго-Запада Северной Америки и Северо-Востока России в кайнозое, по [1, 7, 10, 39, 40]

Период	Эпоха	Климат и ландшафты	
		Юго-Запад Северной Америки	Северо-Восток Азии
Четвертичный	Q _{IV}	Аридный, теплый	Холодный, сухой
	Q _{I-III}	Сухой, холодный. Горно-долинное оледенение. Мерзлота. Сезонные колебания климата. Интенсивная эрозия	Умеренно влажный, холодный. Горно-долинное оледенение. Мерзлота. Сезонные колебания климата. Вертикальные тектонические движения
Неогеновый	N ₂	Сухой, умеренный. Вертикальные тектонические движения. Вторая стадия образования зон окисления	Сухой, умеренный. «Железистые» галечники
	N ₁	Сухой, умеренный. Вертикальные тектонические движения	Гумидный, умеренно теплый. Вертикальные тектонические движения
Палеогеновый	P ₃	Сухой, умеренный. «Железистые» галечники	Сухой умеренный
	P ₂	Гумидный, умеренно теплый. Денудация, образование поверхности выравнивания. Первая стадия образования зон окисления	Гумидный умеренно теплый. Денудация, образование поверхности выравнивания. Формирование кор выветривания
	P ₁	Гумидный теплый субтропический	Гумидный теплый субтропический

вает идентичность их продуктов [11]. В случае, если субстрат коры выветривания содержит то или иное количество сульфидов, гипергенное минералообразование происходит в условиях двух рассмотренных процессов — и окисления сульфидных залежей, и корообразования. Проиллюстрируем это на примере изученной нами остаточной коры выветривания в центральной части Приколымского террейна. Субстратом служат окварцованные и сульфидизированные метапелиты и песчаники, вмещающие кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки; содержание сульфидов 1–5%. Кора выветривания содержит близкие количества каолина, гидрослюда и кварца (20–30%), что указывает на образование в зоне аэрации [15, 19]. Мощность сохранившегося здесь от эрозии профиля выветривания достигает 20 м. Возраст коры выветривания по данным палинологического датирования олигоценый [17]. По поведению в профиле выветривания петрогенные химические элементы подразделяются на две группы (табл. 3). В одной группе в верх-

них горизонтах накапливаются SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, в другой в нижних — MgO, CaO, Fe₂O₃. Это типично как для профилей химического выветривания [35], так и для зон окисления сульфидных руд [28]. Рудогенные элементы выносятся из верхних горизонтов профиля выветривания и накапливаются в нижних. Концентрации Cu и Zn в верхнем горизонте профиля выветривания в 3–10 раз меньше, чем в субстрате. По данным бурения окисление проникает в субстрат на глубину >100 м, что согласуется с данными Н.В.Нестерова [20]. Таким образом, приведенный пример демонстрирует существование и функционирование всех необходимых для образования зоны окисления механизмов.

Геохронологический интервал, в течение которого на Северо-Востоке России могли формироваться зоны окисления, не ограничивается только палеоген-неогеновым временем. Отмечаемое большинством исследователей преимущественное развитие на Северо-Востоке сульфатных зон окисления по сравнению с окисными [9, 18, 23, 34] объясняется пре-

3. Распределение химических элементов в профиле химического выветривания, мас. %

Горизонты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MgO	CaO	Cu	Zn	Ni	Co
Неполного гидролиза	91,61	0,46	3,54	1,48	0,03	0,20	4	8	34	11
	89,95	0,53	5,25	1,37	0,18	0,36	4	14	38	11
	87,70	0,55	6,34	2,48	0,27	0,18	3	18	33	12
Выщелачивания	91,54	0,34	4,06	1,97	0,03	0,10	6	16	33	11
	86,63	0,48	6,19	4,17	0,03	0,12	8	23	27	13
	92,01	0,30	3,41	2,58	0,03	0,10	7	19	35	14
Дезинтеграции	50,25	0,30	4,08	3,17	0,73	22,00	13	17	48	14
Субстрат*	31,66	0,94	8,12	5,33	3,99	24,96	40	60	69	20

*Среднее арифметическое по пяти анализам.

жде всего тем, что объектами изучения служили убого- и малосульфидные руды месторождений, расположенных в пределах морфоструктур воздымания, на водораздельных участках, в зонах трещиноватости. Подобные состав руд и ландшафтные обстановки обуславливали дефицит в зоне сернокислых растворов и окисление преимущественно за счет газофазных процессов [22]. В то же время, как показали полевые наблюдения и лабораторные эксперименты, эффективное окисление сульфидов и выщелачивание меди из них могут происходить в любой физико-географической обстановке, в том числе при отрицательных температурах [20, 23, 24]. При достаточном количестве жидкой фазы (отношение Т:Ж<2,5:1) окисление даже умеренно сульфидных руд (содержание $S_{\text{общ}} 7\%$) в условиях отрицательных температур происходит не менее интенсивно, чем при положительных [24]. Поэтому при достаточно высокой сульфидности первичных руд зоны окисления со стандартной зональностью формируются независимо от наличия или отсутствия многолетней мерзлоты, а состав северных зон окисления нередко сходен с окисленными рудами, развивающимися при отсутствии мерзлоты [22].

В морфоструктурном отношении Удско-Мургальский и Уяндино-Ясачаненский вулканогенные пояса — области медленного прерывистого воздымания [27, 33]. Присущий им в кайнозойское время средне- и низкорельеф благоприятствовал окислению и корообразованию. Зона окисления формировалась при функционировании системы «окисление→выщелачивание→осаждение», т.е. миграция насыщенных сернокислых растворов и осаждение меди происходили на уровне зеркала грунтовых вод. В условиях криолитозоны подобные системы могли возникать исключительно в подмерзлотной зоне и зонах сквозных таликов. На Северо-Востоке зона многолетнемерзлых пород не является сплошной и непрерывной. Здесь выделяют три крупные гидрогеологические структуры: Приохотская и Яно-Чукотская системы бассейнов и Колымо-Омолонская система массивов локально-трещинных вод [30]. В пределах первых двух развиты бассейны слабонапорных и безнапорных вод

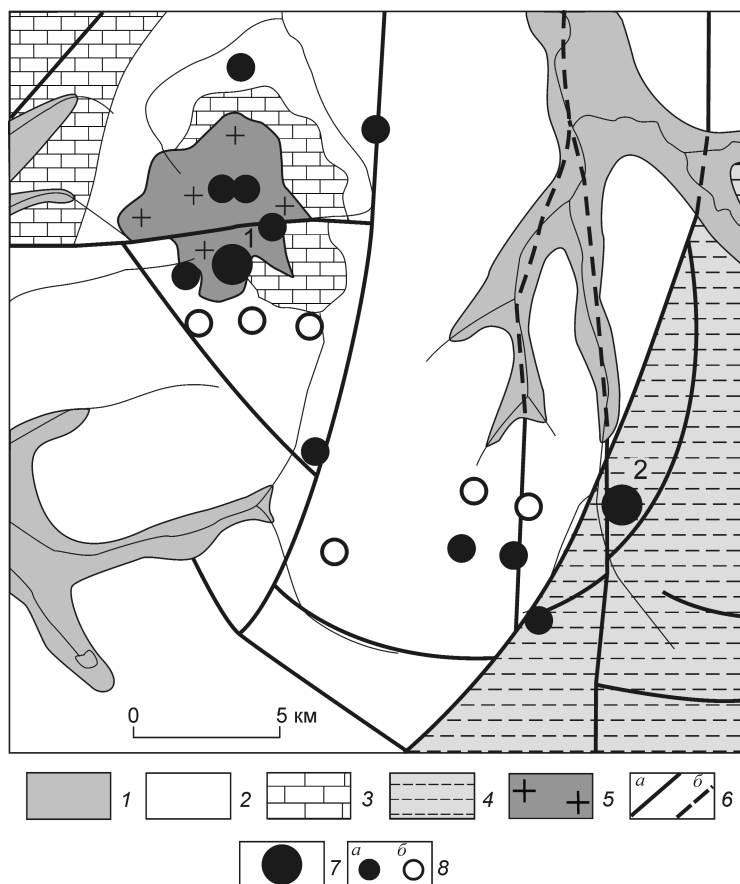


Рис. 2. Схема геологического строения Правдо-Дуксундинского рудного узла:

отложения: 1 — рыхлые четвертичные, 2 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные, 3 — верхнепалеозойские терригенно-карбонатные, 4 — рифейские филлиты и кварциты; 5 — гранитоиды; 6 — разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 7 — медно-полиметаллические рудопрооявления (1 — Невидимка, 2 — Опыт); 8 — пункты минерализации Cu, Pb, Zn (а), Ag (б)

сквозных таликов с высокой водопроницаемостью пород (до 500 м²/сут). Приохотская система характеризуется значительной прерывистостью толщи многолетнемерзлых пород [31]. В Колымо-Омолонской системе также известны сквозные талики с повышенной водопроницаемостью (до 50 м²/сут). Для многих рудных полей Северо-Востока характерны anomalно высокие температуры кровли многолетнемерзлых пород и наличие сквозных таликов на водораздельных участках [5]. Ориентировка сквозных таликов соответствует простираниям главных разрывных нарушений [16]. Состав подземных вод Приохотской и Яно-Колымской систем бассейнов главным образом хлоридно-гидрокарбонатный, общая минерализация не превышает 0,5 г/дм³. Однако здесь нередко встречаются зоны затрудненного водообмена (криопэги), минерализация которых

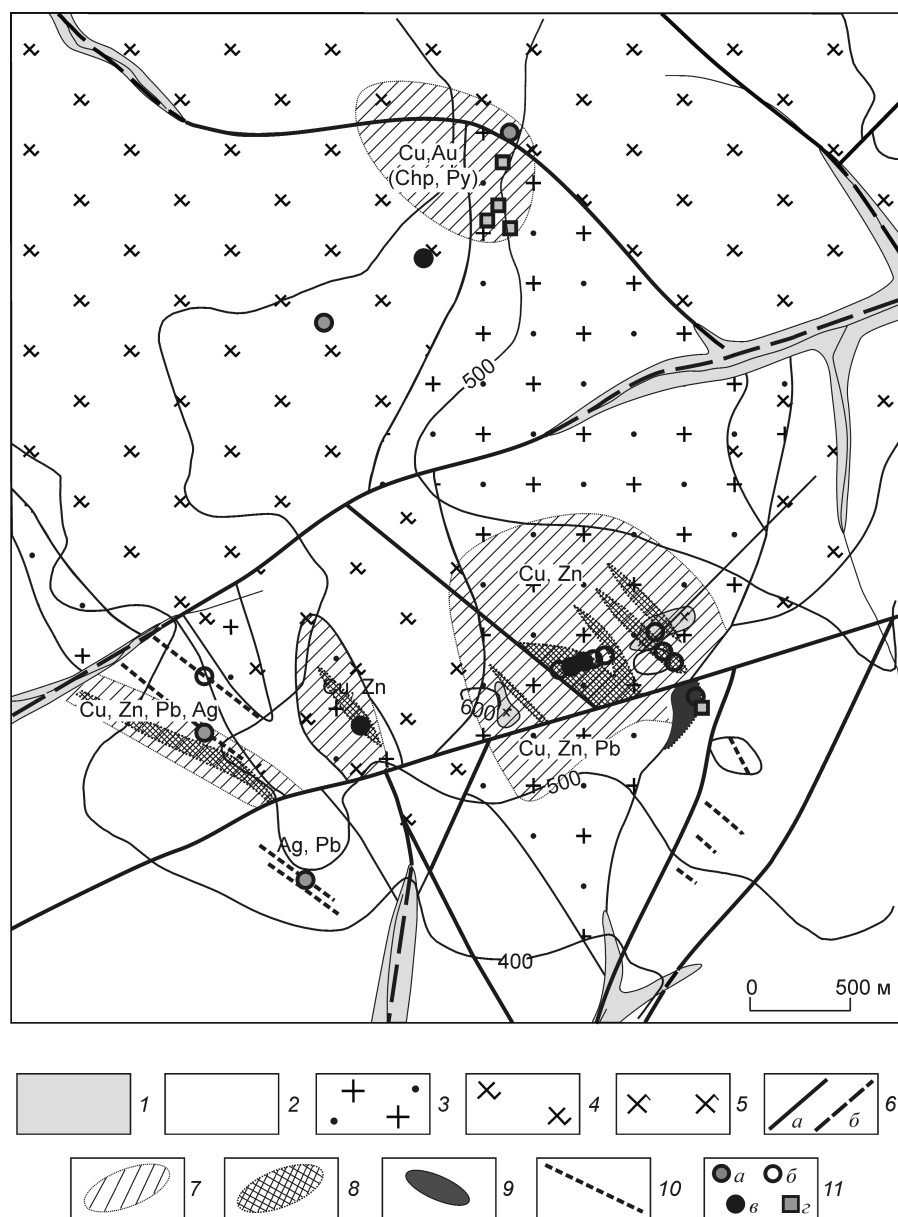


Рис. 3. Схема геологического строения рудопроявления Невидимка:

отложения: 1 — рыхлые четвертичные, 2 — осадочные юрского и каменноугольного возрастов; гранитоиды: 3 — кварцевые диориты первой фазы, 4 — гранодиориты второй фазы, 5 — гранит-порфиры третьей фазы; 6 — разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 7 — метасоматиты биотит-серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые (пропилиты); 8 — рудоносные сульфидно-серицит-кварцевые штокверки; 9 — скарны; 10 — сульфидно-карбонат-кварцевые жилы; 11 — места отбора проб, характеризующих различные подзоны окисления (а — выщелачивания, б — окисления, в — вторичного сульфидного обогащения, г — гипогенные руды)

соответствует группе рассолов, в том числе специфического сульфатно-железистого состава [20]. Так, на Агатовском золото-серебряном месторождении подмерзлотные воды обладают минерализацией до 1,35 г/дм³, имеют гидрокарбонат-сульфатный анион-

ный состав и выделяют сероводород; на Наталкинском золоторудном месторождении на глубине ~130 м от поверхности горными выработками вскрыты магнево-сульфатные рассолы с минерализацией 157–186 г/дм³ и повышенными концентрациями Мо (до 0,4 мг/дм³), а также Fe, Mn, Co, Au [4]. В Колымо-Омолонской системе минерализация подмерзлотных вод, имеющих, как правило, гидрокарбонатно-сульфатный состав, варьирует от 0,5 до 2,5 г/дм³.

Для горнопромышленных районов Северо-Востока весьма характерно интенсивное окисление сульфидизированных пород, вскрытых при разработке россыпей. Оно приводит к значительному увеличению содержания в подземных водах сульфатов, железа и других металлов, повышению общей минерализации до 3,8 г/дм³ [6]. Для сравнения, минерализация рудничных вод медноколчеданных месторождений Урала составляет 1–5 г/дм³, а подотвальных — 10–40 г/дм³ [32]. Приведенные факты свидетельствуют о том, что деградация многолетней мерзлоты в результате экзотермических реакций окисления сульфидов может

приводить к возникновению концентрированных сернокислых растворов, активно выщелачивающих рудную массу.

Зоны окисления медных и медно-полиметаллических руд изучены нами на рудопроявлениях

4. Минералогия мелко-полиметаллических рудопроявлений Право-Дукундинского узла

Название минерала, химическая формула	Содержание, %; характеристика зерен и их агрегатов	
	Рудопроявление Опыт	Рудопроявление Невидимка
Пирит FeS_2	<90; агрегаты идиоморфных кристаллов (<4 мм), часто замещен халькозином	<70; единичные зерна <0,5 мм, кристаллически-зернистые агрегаты; в значительной степени замещен лимонитом
Пирротин FeS	Единичные мелкие (<0,01 мм) ксеноморфные зерна в сростаниях с халькопиритом и в виде включений в пирите	<10; реликты, замещенные пиритом и марказитом
Халькопирит CuFeS_2	<50; эмульсионная вкрапленность <0,05 мм в сфалерите и пирите; ксеноморфные зерна <1 мм с эмульсионной вкрапленностью сфалерита	<80; ксеноморфная вкрапленность <1 мм; эмульсионная вкрапленность в арсенопирите
Сфалерит ZnS	<40; массивные агрегаты идиоморфных кристаллов <2 мм; включения в пирите <0,01 мм	Единичные зерна; идиоморфные зерна <2 мм, содержащие включения халькопирита и галенита; мелкие <0,05 мм включения в халькопирите
Галенит PbS	<20; единичные мелкие <0,1 мм включения в сфалерите; массивные агрегаты идиоморфных <2 мм зерен; часто замещается халькозином и ковеллином	Единичные мелкие <0,1 мм включения в сфалерите
Арсенопирит FeAsS	-	Единичные мелкие <0,05 мм выделения в сростаниях с халькопиритом
Энargит Cu_3AsS_4	-	Единичные <0,05 мм включения в халькопирите
Марказит FeS_2	<20; зональные мелкозернистые агрегаты в интерстициях пирита и халькопирита	<10; псевдоморфозы по пирротину
Халькозин Cu_2S	<35; массивные агрегаты; псевдоморфозы по пириту, сфалериту, галениту	-
Ковеллин CuS	<15; псевдоморфозы по пириту, сфалериту, галениту, халькозину; каймы замещения на зернах халькозины	<10; каймы замещения на зернах халькопирита и борнита
Борнит Cu_5FeS_4	Единичные зерна; псевдоморфозы по пириту в ассоциации с ковеллином	<40; зональные обособления <0,1 мм с реликтами распада халькопирита
Куприт Cu_2O	<50; идиоморфные кристаллы в полостях выщелачивания; сплошные массивные агрегаты	-
Делафоссент CuFeO_2	<5; концентрически-зональные агрегаты вокруг реликтов пирита в ассоциации с лимонитом	-
Тенорит CuO	<1; сферические и концентрически-зональные агрегаты в микротрещинах в куприте	-
Малахит $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$	<20; радиально-лучистые агрегаты	<20; радиально-лучистые агрегаты
Азурит $\text{Cu}_3[(\text{OH})(\text{CO}_3)]_2$	Единичные зерна <0,1 мм в ассоциации с малахитом	-
Хризокolla $\text{Cu}[\text{SiO}_3] \cdot n\text{H}_2\text{O}$	-	<5; натечные скрытокристаллические агрегаты по трещинам
Самородное серебро Ag	Единичные ксеноморфные включения <0,05 мм в куприте на контакте с замещенным галенитом	-
Самородная медь Cu	Единичные зональные мелкозернистые агрегаты в интерстициях пирита и халькопирита в ассоциации с купритом	-

5. Содержания рудогенных химических элементов в зоне окисления медно-полиметаллических рудопроявлений Право-Дуксундинского рудного узла, %

Подзона	Описание	Ag*	Cd	Cu	Fe	Mg	Mn	Pb	S	Zn
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Рудопроявление Опыт</i>										
Окисления	Сфалерит-карбонат-кварцевая жила с пиритом и оксидами, гидроксидами, сульфатами и карбонатами Cu	6	0,00	19,29	15,82	0,04	0,02	0,50	0,11	0,41
	Сланцы со сфалерит-карбонат-кварцевыми прожилками со сфалеритом, оксидами, ... Cu	<0,5	<0,001	4,42	7,63	1,19	0,11	0,09	0,14	0,13
	То же, с халькозином, сфалеритом, оксидами, ... Cu	727	0,00	28,02	22,97	<0,01	0,01	0,19	16,42	0,60
	Сфалерит-кварцевая жила с пиритом и халькопиритом	10	0,00	3,21	7,11	0,36	0,16	0,16	1,26	0,15
	Кварцит со сфалерит-кварцевыми прожилками с галенитом, пиритом, оксидами, ... Cu	320	0,00	41,07	11,44	<0,01	0,01	0,94	10,01	0,75
		19	0,01	28,18	26,95	0,01	0,02	0,59	1,94	1,63
		136	0,01	38,39	15,44	0,03	0,03	3,46	4,83	2,90
	Сфалерит-кварцевая жила с пиритом, халькопиритом, оксидами, ... Cu	8	0,00	15,96	14,64	0,04	0,02	0,43	0,18	0,44
	Кварцит со сфалерит-кварцевыми прожилками с галенитом, пиритом, оксидами, ... Cu	761	0,03	25,42	21,07	0,03	0,05	9,32	15,04	6,84
	То же, с гематитом, пиритом, оксидами, ... Cu	<0,5	<0,001	30,54	20,68	0,01	0,02	0,53	0,17	0,42
Выщелачивания	Сланец со сфалерит-кварцевыми прожилками с халькозином, гематитом, пиритом, оксидами, ... Cu	364	0,01	47,67	11,55	0,02	0,02	5,36	6,81	2,22
		78	0,01	31,72	24,66	0,01	0,02	2,17	2,80	1,63
		16	0,00	20,38	15,71	0,05	0,03	0,51	0,77	0,71
		532	0,02	27,30	17,08	<0,01	0,03	19,25	9,34	3,72
Первичные гипогенные руды	То же, с пиритом, халькопиритом, сфалеритом	51	8,09	0,81	4,77	0,70	0,35	31,77	1,66	0,10
	Брекчия сланцев с сульфидно-кварцевым цементом	16	0,02	0,13	10,27	3,79	1,82	0,14	6,38	3,31
		1020	0,02	11,22	26,16	0,13	0,13	0,06	26,69	2,13
	Сульфидно-кварцевая жила с пиритом, халькопиритом	5	2,31	0,29	>10,00	1,38	0,71	0,02	0,51	0,06
		758	0,00	10,51	15,32	0,02	0,03	0,01	13,30	0,27
		963	0,00	16,03	22,20	0,22	0,20	0,02	21,97	0,43

Право-Дуксундинского рудного узла, расположенного на южном фланге Уяндино-Ясачаненского вулканогенного пояса и приуроченного к изометричной вулканоплутонической структуре диаметром ~50 км (рис. 2).

Вулканоплутоническая структура выполнена верхнеюрскими вулканогенно-терригенными молассовыми отложениями. Ее цоколь сложен рифейскими кварцитами и филлитами, а также нижнекаменноугольными алевролитами, известняками, туфами. В центральной части структуры в эрозионном окне обнажается каменноугольная терригенно-карбонатная толща, прорванная штоком гранитоидов площадью 5 км². В составе штока выделяются три последовательные фазы — кварцевые диори-

ты → гранодиориты → гранит-порфиры. По геофизическим данным шток представляет собой вскрытую эрозией часть крупного гранитоидного плутона. Рудный узел характеризуется хорошо проявленным зональным строением. В центральной части развиты сульфидно-кварцевые штокверки с Au-Cu оруденением и геохимическими ореолами Mo в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны с Cu-Pb-Zn минерализацией (рудопроявление Невидимка), на периферии — жилы и жильные зоны с Cu-Pb-Zn-Ag минерализацией среди пород осадочно-метаморфической рамы (рудопроявление Опыт).

На рудопроявлении Невидимка среди гидротермально-метасоматических образований преобла-

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Рудопоявление Невидимка</i>										
Выщелачивания	Серицит-эпидот-кварцевый метасоматит по гранит-порфирам с вкрапленностью сфалерита, оксидов, ... Cu, лимонита	0	0,00	0,05	1,49	0,10	0,03	0,00	0,01	0,01
	Гранит с лимонитом, оксидами, ... Cu	0	0,00	0,04	0,97	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00
	Брекчия алевролитов с сульфидно-кварцевым цементом, оксидами, ... Cu, лимонитом	14	0,00	0,04	4,89	0,64	0,25	0,15	0,01	0,08
	Брекчия песчаников с лимонит-кварцевым цементом	1	0,00	0,03	5,24	1,94	0,12	0,01	0,02	0,01
	Окварцованный песчаник со сфалерит-карбонат-кварцевыми просечками, оксидами, ... Cu, лимонитом	0	0,00	0,03	2,12	0,71	0,07	0,00	0,02	0,06
	Окварцованный гранодиорит с лимонитом	0	0,00	0,08	1,60	0,11	0,01	0,00	0,01	0,01
	Брекчия алевролитов с лимонит-кварцевым цементом	1	0,00	0,05	15,00	2,60	0,72	0,01	0,01	0,04
	Кварц-хлоритовый метасоматит с лимонитом	1	0,00	0,16	15,00	0,15	0,14	0,00	0,04	0,02
Окисления	Кварц-хлоритовый метасоматит с лимонитом, оксидами, ... Cu	30	0,01	2,01	18,55	2,65	0,30	0,05	0,01	1,98
		22	0,01	11,83	7,44	0,09	0,01	0,03	0,04	1,89
		6	0,00	1,12	10,16	2,07	0,27	0,01	0,01	2,60
	Кварц-эпидот-хлоритовый метасоматит с лимонитом, оксидами, ... Cu	3	0,10	0,82	10,71	2,20	0,42	0,01	0,01	3,39
	Алевролит с лимонит-кварцевым прожилком	15	0,03	1,78	31,74	0,42	0,11	0,16	0,02	2,69
	Кварц-хлоритовый метасоматит с лимонитом	16	0,00	0,37	7,31	1,00	0,18	0,41	0,01	1,10
	Калишпат-хлорит-эпидот-кварц-серицитовый метасоматит по гранит-порфирам с кварц-серицитовыми прожилками, лимонитом, оксидами, ... Cu	0	0,01	0,48	2,76	0,41	0,12	0,02	0,01	1,26

дают биотит-хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-кварцевые и серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые прожилы (рис. 3). Они образуют обширные (0,5–1,5 км²) изометричных очертаний ореолы преимущественно среди гранит-порфиров. Местами на прожилы наложена слабая аргиллизация. В осевых частях метасоматических ореолов обособляются локальные зоны (0,01–0,1 км²), в пределах которых степень изменений становится более интенсивной или полной. Здесь располагаются рудные штоки-верки серицит-кварцевого и сульфидно-серицит-кварцевого составов. Мощность прожилков до 1 см; в околпрожилковом пространстве породы интенсивно серицитизированы и содержат вкрапленность рудных минералов в количестве 2–5%. Локально развиты эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к контактам гранитоидов с известняками.

Рудные зоны интенсивно выветрены, дезинтегрированы и окислены, широко развиты гипергенные минералы и их ассоциации (табл. 4); многочисленны ячеистые агрегаты гидроксидов железа. Сульфидная вкрапленность редка. Рассеянная вкрапленность первичных сульфидных минералов (пирит+халькопирит) и содержание Au 0,3 г/т (в одной пробе) наблюдаются только в метасоматически измененных гранодиоритах северной части рудопоявления. На южном и юго-западном флангах в пробах установлены повышенные содержания Ag (до 250 г/т), вкрапленность сфалерита и вторичных сульфидов меди.

Таким образом, состав гипергенных минералов, их соотношения, геохимия руд (табл. 5) указывают на преимущественное развитие на уровне современной дневной поверхности руд зоны выщелачивания. Общая мощность зоны гипергенеза по

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Окисления	Брекчия гравелитов с лимонит-сфалерит-кварцевым цементом	106	0,00	0,79	3,29	0,04	0,39	0,09	0,02	0,11
	Кварц-серицитовый метасоматит по гранит-порфирам с кварц-серицитовыми прожилками, лимонитом, оксидами, ... Cu	6	0,00	0,45	3,89	0,56	0,10	0,07	0,01	1,38
		3	0,00	0,14	2,55	0,30	0,09	0,47	0,01	0,85
	Брекчия гранит-порфиров с лимонитом, оксидами, ... Cu	9	0,01	0,40	5,86	0,09	0,26	1,08	0,02	3,50
	Хлорит-кварцевый метасоматит с оксидами, ... Cu	27	0,02	1,66	11,86	0,76	0,13	2,23	0,06	5,44
	Алеврит с лимонит-кварц-хлоритовым прожилком и оксидами, ... Cu	19	0,04	0,73	8,48	1,05	0,17	0,02	0,03	13,07
	Гранит-порфир со сфалерит-серицитовыми прожилками, гематитом, оксидами, ... Cu, лимонитом	7	0,00	1,33	4,80	0,39	0,10	0,05	0,06	0,63
		8	0,00	0,39	3,26	0,39	0,08	0,27	0,02	0,88
	Окварцованный гранодиорит с кварцевыми прожилками, лимонитом, оксидами, ... Cu	2	0,00	0,21	7,44	0,17	0,20	0,02	0,02	0,16
	Гранодиорит с оксидами, ... Cu	0	0,00	0,33	3,63	0,71	0,10	0,00	0,06	0,77
	Серицитизированный гранит-порфир с оксидами, ... Cu, лимонитом	2	0,00	0,20	2,71	0,15	0,06	0,61	0,04	0,36
	Кварц-серицитовый метасоматит по гранит-порфирам с обильным лимонитом	0	0,00	0,01	1,17	0,12	0,04	0,00	0,01	0,02
	Сфалерит-кварцевая жила с оксидами, ... Cu, лимонитом	253	0,00	0,10	3,28	0,01	0,70	2,08	0,17	0,10
	Гранит с лимонитом	0	0,00	0,01	1,73	0,12	0,01	0,00	0,02	0,01
	Брекчия окварцованных песчаников с лимонитом	0	0,00	0,00	0,41	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00
	Гранит-порфир серицитизированный с просечками и вкрапленностью сфалерита, оксидов, ... Cu, лимонита	0	0,00	0,09	1,08	0,17	0,04	0,00	0,01	0,45

результатам геофизических работ и бурения (С.И.Цыкарев, 1987 г.) >100 м.

Рудопроявление Опыт сложено рифейскими кварцитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами (рис. 4). Гидротермально-метасоматические образования представлены крутопадающими сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами и прожилками, ореолами метасоматического окварцевания. Главное рудное тело — жильная зона, образованная сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами и разделяющими их интервалами брекчированных сланцев. Мощность жильной зоны до 30 м, отдельных жил до 3 м. Текстура руд брекчиевая. Минерализация проникает также во вмещающие породы: на расстоянии 20–40 м к востоку от Главного рудного тела сульфидизированные и лимонитизированные кварциты содержат до 0,2% Cu и до 0,1% Zn.

Рудное тело вскрыто шахтой, что позволило изучить зону гипергенеза на глубину ~20 м. Гипергенные рудные минералы, среди которых преобла-

дает пирит, образуют массивные агрегаты с содержанием сульфидов до 95%. Руды интенсивно окислены, содержат большое количество гипергенных минералов (см. табл. 4). Халькозин присутствует в виде массивных агрегатов, псевдоморфоз по пириту, сфалериту, галениту. По этим же минералам развиваются псевдоморфозы ковеллина и борнита, на зернах халькозина они образуют каймы замещения. Делафоссит представлен концентрически-зональными агрегатами вокруг реликтов пирита в ассоциации с лимонитом. Зональные мелкозернистые агрегаты куприта с самородной медью наблюдаются в интерстициях пирита и халькопирита. Тенорит слагает сферические и концентрически-зональные агрегаты в микротрещинах в куприте. Малахит образует радиально-лучистые агрегаты. О гипергенной природе халькозина, ковеллина и борнита в рудах рудопроявлений Невидимка и Опыт свидетельствуют формы их выделения в виде псевдоморфоз, кайм замещения в ассоциации с ячеистыми агрегата-

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вторичного сульфидного обогащения	Гранит-порфир серицитизированный со сфалерит-серицит-кварцевыми прожилками, оксидами, ... Cu, лимонитом	4	0,00	0,58	1,65	0,16	0,04	0,51	0,04	0,77
	Гранодиорит окварцованный с гематит-кварцевыми просечками, вкрапленностью сфалерита, оксидов, ... Cu	2	0,00	0,25	1,15	0,06	0,03	0,01	0,07	0,11
	Кварц-серицитовый метасоматит по гранит-порфирам со сфалерит-серицит-калиево-полевошпатовыми прожилками, оксидами, ... Cu, лимонитом	10	0,00	0,69	2,68	0,29	0,07	0,07	0,56	0,50
Первичные гипогенные руды	Гранодиорит с вкрапленностью сфалерита	4	0,00	0,14	1,92	0,22	0,00	0,00	0,29	0,00
		0	0,00	0,06	2,03	0,15	0,01	0,00	0,07	0,01
		0	0,00	0,18	4,00	0,36	0,02	0,00	0,28	0,01
		0	0,00	0,06	1,35	0,05	0,01	0,00	0,04	0,01
		0	0,00	0,08	2,83	0,29	0,01	0,00	0,04	0,01
	Кварц-эпидотовый метасоматит с вкрапленностью сфалерита	6	0,01	0,03	5,23	0,27	0,39	0,24	0,06	0,15

*Содержания Ag, г/т.

** Атомно-эмиссионный анализ методом индуктивно-связанной плазмы с оптической спектрометрией ICP-OES выполнен в лаборатории ООО «Алекс Стюарт Геоаналитика» (г. Москва).

ми гидроксидов железа. Обобщенная последовательность образования гипергенных минералов на рудопрооявлениях Право-Дуксундинского узла такая: халькозин→ковеллин+борнит→делафоссит→куприт+самородная медь→тенорит+гидроксиды железа→малахит+азурит. На рудопрооявлении Опыт наблюдается полный профиль зоны окисления, на что указывает геохимия руд (табл. 6), в частности, закономерное изменение отношений Cu/S, Zn/S и Fe/S снизу вверх. По геохимическим данным можно предполагать, что здесь серебро преобладает в форме AgS (коэффициент корреляции в пробах Ag-S 0,96), а на рудопрооявлении Невидимка максимальные коэффициенты корреляции (0,6 и 0,6) соответствуют парам Ag-Mn и Ag-Pb, т.е. Ag, вероятно, изоморфно содержится в галените и сорбируется минералами марганца.

Проведенное исследование позволило установить индикаторные геохимические характеристики различных уровней зоны окисления порфировых и жильных медных рудопрооявлений южного фланга Уяндино-Ясачаненского вулканогенного пояса (см. табл. 6). По результатам дальнейшего изучения эти характеристики могут и должны уточняться, что позволит разработать систему количественных критериев для разбраковки потенциально перспективных объектов.

Зона окисления встречается и на медно-порфировых рудопрооявлениях Удско-Мургальского вулканогенного пояса. Так, на рудопрооявлении Викинг сверху вниз выделяются зоны окисленных руд (50–

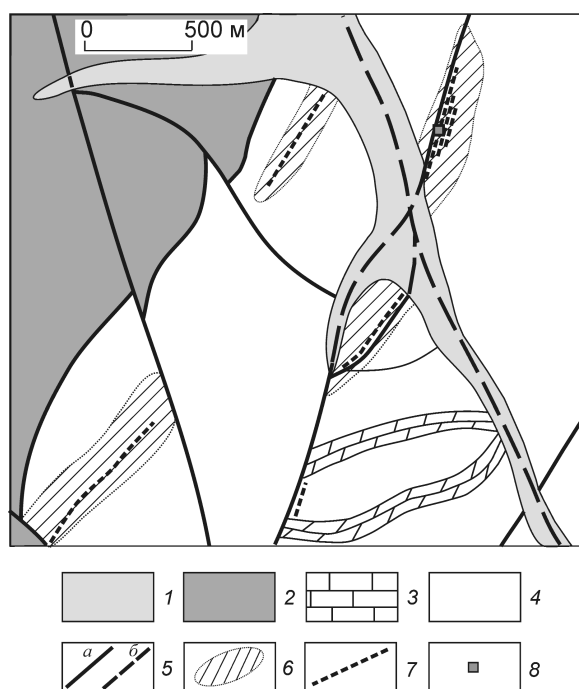


Рис. 4. Схема геологического строения рудопрооявления Опыт:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — юрские алевриты, песчаники, конгломераты; 3 — среднерифейские известняки; 4 — верхнерифейские кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 5 — разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 6 — ореолы окварцевания; 7 — сульфидно-карбонат-кварцевые жилы с медно-полиметаллической минерализацией; 8 — шахта

6. Индикаторные геохимические характеристики различных подзон окисления медно-полиметаллических месторождений Приколымья

Зоны	Геохимические индикаторы			
	Cu/S	Fe/S	Cu, %	Mn, %
Выщелачивания	1–50	>>50	<0,1	>0,1
Окисленных руд	>50	>50	>0,1	<0,1
Вторичного сульфидного обогащения	1–50	1–50	>0,1	<<0,1
Гипогенных руд	<1	1–50	-	-

70 м), вторичного обогащения (60–100 м), смешанных руд (100 м), первичных руд [4]. Упомянется наличие зоны окисления, включая подзону вторичного обогащения, на месторождении Лора [25].

Главной причиной редкой встречаемости зон окисления на рудных месторождениях Циркумарктического пояса является плейстоценовое покровное оледенение, приведшее к интенсивной экзарации зоны гипергенеза. Однако на большей части Северо-Востока Азии, как и на Юго-Востоке Северной Америки, покровное оледенение отсутствовало [14, 31]. Характерен в этой связи пример гигантского медно-порфирового месторождения Пиббл на Аляске, которое полностью перекрыто ледниковыми отложениями и где зона окисления отсутствует. Тем не менее, и на Аляске редкие медно-порфировые месторождения с сохранившимися зонами окисления известны [13, 43].

Итак, в Магаданской области объектами геологоразведочных работ на высокотехнологичные окисленные медные руды должны стать медно-порфировые рудопрооявления и перспективные участки с признаками интенсивного химического выветривания и сохранившимися реликтами палеоген-раннеплейстоценовых зон окисления. Первоочередными для проведения соответствующих прогнозно-поисковых работ являются благоприятные по сочетанию географо-экономического положения и геоморфологических условий площади в пределах Приохотского сектора Охотско-Чукотского, а также южного фланга Уяндино-Ясачаненского вулканогенного пояса в зоне его наложения на структуры Приколымского террейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Позднеплиоцен-четвертичный этап рельефообразования на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 3–11.
2. Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2. Плиоцен. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990.
3. Гальцева Н.В., Горячев Н.А. Перспективы комплексного развития Крайнего Северо-Востока России // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России. Магадан, 2011. С. 244–246.
4. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. М-б 1:500 000. Объяснительная записка в 4 книгах. Кн. I. Геологическое описание. Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории. – Магадан: Комитет природных ресурсов по Магаданской области, ГП «Магадангеология», 1999.
5. Глотов В.Е. Подземные воды как индикатор особенностей геологического развития региона // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Северной Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 219–221.
6. Глотова Л.П. Современные изменения качества природных вод в долинах горных рек Верхней Колымы // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). Магадан, 2002. С. 59–80.
7. Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолубский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 14–20.
8. Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., 1985. С. 48–57.
9. Жданов Ю.А., Соловьев Л.И. Строение и минеральный состав зоны окисления Депутатского оловорудного месторождения // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 54–56.
10. Иванов О. А. Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 474–479.
11. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006.
12. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986.
13. Лазарев В.Н. О долгосрочном прогнозе развития сырьевой базы меди // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002. № 2. С. 45–49.
14. Лаухин С.А., Чжимин Ц., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики // ДАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 405–409.
15. Минова Н.П., Бакулина Л.П. Физико-химическая модель профиля выветривания черных сланцев верхнего рифея Среднего Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Мат-лы XII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. IV. С. 79–80.
16. Михайлов В.М. Сквозные талики в долинах малых рек // Колыма. 2001. № 4. С. 31–34.

17. Михайлова В.П. Схема стратиграфического расчленения нижнекайнозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья // Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. Магадан, 1997. С. 66–78.
18. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985.
19. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых кор выветривания и некоторые вопросы методики их изучения. – М.: Наука, 1971.
20. Парицков И.В. Основные закономерности формирования подземных вод в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород в районах Центральной Колымы // Колыма. 1994. № 9–10. С. 29–34.
21. Пешков А.А., Мацко Н.А. Доступность минеральных ресурсов. – М.: Наука, 2004.
22. Питулько В.М. Вопросы формирования криогенных зон окисления сульфидных месторождений // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 192–207 (Тр. СВКНИИ, Вып. 55).
23. Питулько В.М. Особенности вторичной зональности золоторудных месторождений в перигляциальных областях // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976. С. 154–168 (Тр. СВКНИИ. Вып. 69.)
24. Птицын А.Б., Маркович Т.И., Павлюкова В.А., Эпова Е.С. Роль атмосферных выпадений в процессах криогенеза в зонах окисления сульфидных месторождений // Вестн. Северо-Восточного Научного Центра ДВО РАН. 2005. № 1. С. 33–35.
25. Савва Н.Е. Медно-порфировые металлогенические пояса Северо-Западной окраинноморской провинции Тихого океана // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан, 2005. С. 38–59.
26. Север Евразии в позднем кайнозое / Ю.П.Дегтяренко, В.В.Жуков, Н.Г.Загорская и др. // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 213–222.
27. Смирнов В.Н. Морфоструктура новейших орогенов на Северо-Востоке России // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России (тематический обзор работ 1992–1996 гг.). Магадан, 1997. С. 216–221.
28. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. – М.: АН СССР, 1951.
29. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. – М.: Академический проект, 2004.
30. Сухопольский О.В. Гидрогеологическое районирование территории Крайнего Северо-Востока СССР // Колыма. 1988. № 5. С. 11–12.
31. Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. На примере Магаданской области и Якутской АССР. – Магадан: Кн. изд-во, 1972.
32. Шадрюнова И.В., Самойлова А.С., Орехова Н.Н. Закономерности формирования медьсодержащих стоков на горных предприятиях // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 3. С. 304–311.
33. Шило Н.А. Рельеф и геологическое строение // Север Дальнего Востока. М., 1970.
34. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. – М.: Наука, 1985.
35. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011.
36. Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза: Учебн. пособие. – Владивосток: Дальнаука, 2000.
37. Anderson J.A. Characteristics of leached capping and techniques of appraisal // Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America. Tucson: University of Arizona. 1982. P. 275–295.
38. Chavez W.X. Supergene Oxidation of Copper Deposits: Zoning and Distribution of Copper Oxide Minerals // SEG Newsletter. 2000. № 41. P. 10–21.
39. Eberley L.D., Stanley T.B. Cenozoic Stratigraphy and Geologic History of Southwestern Arizona // Geol. Soc. America Bul. 1978. Vol. 89. P. 921–940.
40. Nations D., Wilt J.C., Hevly R.H. Cenozoic Paleogeography of Arizona // Cenozoic Paleogeography of the West-Central United States // Rocky Mountain Paleogeography Symposium. Soc. Econ. Paleo. and Mineral. 1985. P. 335–355.
41. Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
42. Titley S.R. Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America. – Tucson: University of Arizona Press, 1982.
43. Yong L.E. Porphyry Copper Deposits in Relation to the Magmatic History and Palinspastic Restoration of Alaska // Mineral Deposits of Alaska // Econ. Geol. Monograph 9. 1997. P. 306–333.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



552.323.6+552.54+550.822.2 (571.56)

© Коллектив авторов, 2013

ВОЗМОЖНОСТИ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА КИМБЕРЛИТОВ И ИХ КУСТОВ ПО КОСВЕННЫМ ПРИЗНАКАМ ПРИ ПОИСКАХ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ НА ПРИМЕРЕ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

П.А.Игнатов, К.В.Новиков, А.М.Шмонов (МГРИ-РГГРУ), А.Н.Разумов, О.К.Килижеков (БГРЭ АК «АЛРОСА»)

Рассмотрены закономерности распределения эруптивных брекчий щелочных базитов, флюидизитовых прожилков, скарноидной, баритовой и целестиновой минерализации и их связь с кимберлитовыми телами и кустами на примере Накынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции. Результаты картирования указанных признаков по керну поисковых и разведочных скважин позволяют применять разработанную методику для выделения локальных площадей, перспективных на обнаружение алмазоносных кимберлитов.

Ключевые слова: кимберлиты, коренные месторождения алмазов, брекчи щелочных базитов, флюидизиты, скарноиды, барит, целестин, перспективные площади, геологическое картирование. Игнатов Петр Алексеевич, petrignatov@gmail.com, Новиков Константин Валерьевич, novikovkv@gmail.com, Шмонов Алексей Михайлович, shmonov@mail.ru, Разумов Александр Николаевич, RazumovAN@alrosa.ru, Килижеков Олег Константинович, KilizhekovOK@alrosa.ru

POSSIBILITIES OF LOCAL FORECAST OF KIMBERLITE BODIES AND KIMBERLITE CLUSTERS BASED ON LOCAL CRITERIA APPLIED TO SEARCH WITHIN HIDDEN AREAS BASED ON THE EXAMPLE ON NAKYN FIELD, YAKUTIA

P.A.Ignatov, K.V.Novikov, A.M.Shmonov, A.N.Razumov, O.K.Kilizhekov

The present paper deals with distribution patterns of alkaline basalt eruptive breccias, fluidized veinlets, skarn, barite and celestite mineralization and their connection to kimberlite bodies and clusters, based on the example of Nakyn kimberlite field of Yakutian Diamondiferous Province. The actual data were obtained from mapping of the abovementioned criteria in drill core from search and exploration wells. Results allow applying the developed methods to definition of prospective areas for location of potential diamondiferous kimberlite bodies.

Key words: kimberlites, native diamond deposits, breccias basalts, fluid magmatism, skarns, barite, celestite, promising area, geologic mapping.

В современных условиях поиски коренных месторождений алмазов связаны с существенными трудностями. Во-первых, открытые районы, где можно применять традиционные методы поисков, во многом исчерпали свой потенциал. Во-вторых, многие алмазоносные кимберлитовые тела слабо контрастны по шлихоминералогическим ореолам и петрофизическим свойствам, что ограничивает применение традиционных минералогических и геофизических методов, в частности магниторазведки. При таких сложных условиях геологоразведочных работ используются регулярные поисковые сети бурения, размер ячейки которых составляет от 800 до 100 м. Однако даже такие частые сети поискового бурения не гарантируют положительных результатов, так как кимберлитовые тела могут иметь достаточно сложную морфологию, включая дайковые тела.

Авторским коллективом под руководством П.А.Игнатова разработана комплексная методика исследования керна поисковых скважин, вскрывающих разрезы вмещающих кимберлиты нижнепалеозойских осадочных пород [1–5, 7–9, 13]. Она включает диагностику и картирование ряда признаков кимберлитовмещающих структур: микро-тектонических нарушений, эксплозивных магматических и флюидоразрывных проявлений и связанной с ними вторичной минерализации. Исследование признаков отмеченных явлений сопровождается петрографическим изучением пород, исследованием фотолюминесценции прожилковых кальцитов, анализами изотопии углерода и кислорода кальцитов, серы пиритов, рентгеноструктурным, структурно-петрофизическим, определением глубоко сорбированных породами газов и др.

Результаты наблюдений сведены в базу данных, что дает возможность использовать современные геоинформационные системы. Разработанная методика позволяет увеличить за счет ряда косвенных признаков информативность геологоразведочных работ на закрытых территориях. Ввиду обширности фактического материала в рамках данной работы ограничимся рассмотрением проявлений скарноидов, типичных флюидизитовых прожилков и брекчий, эруптивных брекчий щелочных базитов, а также вторичной баритовой и целестиновой минерализации.

Объектом исследования является центральная часть Накынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции. Это закрытая территория, в пределах которой вмещающие кимберлиты кембрийские и ордовикские терригенно-карбонатные породы перекрыты юрскими терригенными отложениями мощностью от 50 до 100 м. Считается, что центральная часть поля ограничена разломами Вилуйско-Мархинской и Средне-Мархинской систем (рис. 1). В настоящее время здесь известны шесть алмазоносных тел: две кимберлитовые трубки — Нюрбинская и Ботуобинская, два дайковидных тела кимберлитов — Майское и Мархинское, проявление жилы кимберлитов Д-96, а также находящееся в оценке, жильное тело на участке Озерный. Размер ячейки поисковой сети бурения в центральной части Накынского поля составляет от 400×400 до 100×100 и 50×50 м и крупнее на перспективных участках.

Как было показано ранее [6, 11], размер ячейки сети бурения (сети наблюдений) соответствует определенным масштабам прогноза структурных элементов. Сеть 800×800 м может ограниченно применяться только для прогноза кимберлитовых районов и полей в м-бах от 1:200 000 до 1:100 000; сеть 400×400 м позволяет уточнить геологическое строение района работ и используется для прогноза кимберлитовых кустов в м-бах от 1:100 000 до 1:50 000; сеть 200×200 и 100×100 м в м-бах 1:25 000–1:10 000 и крупнее используется для выявления структур, вмещающих кимберлиты. При наличии соответствующей сети бурения можно осуществлять «многоуровневый» прогноз в рамках кимберлитового поля от куста до рудного тела.

Рассмотрим закономерности локализации скарноидов, флюидизитовых брекчий и прожилков,

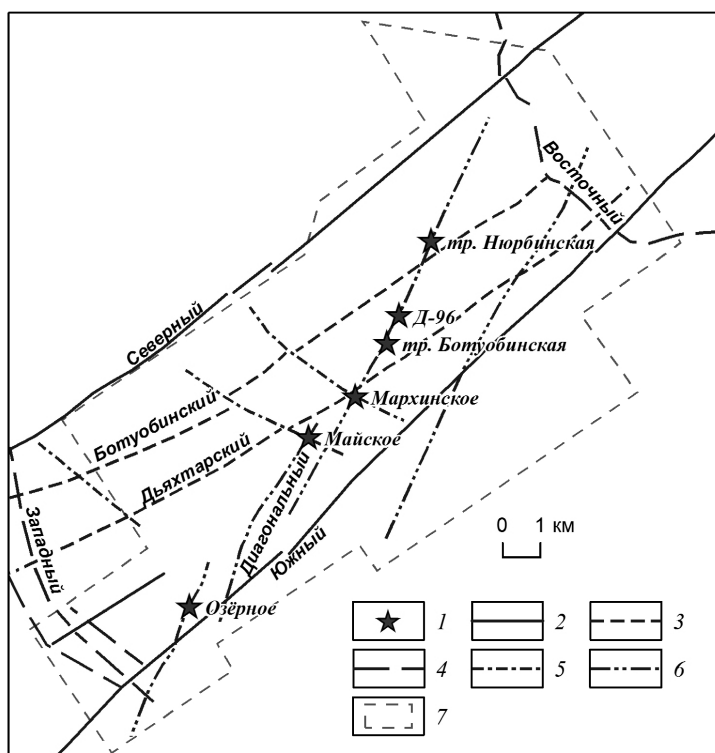


Рис. 1. Структурный план центральной части Накынского кимберлитового поля:

1 — известные кимберлитовые тела; осевые зоны разрывных нарушений, выделенные по данным магниторазведки, сейсморазведки и картирования микротектонических нарушений; 2 — Вилуйско-Мархинской зоны низкого порядка, 3 — то же, высокого порядка, 4 — Средне-Мархинской зоны низкого порядка, 5 — то же, высокого порядка (поперечные), 6 — рудоконтролирующий Диагональный; 7 — граница исследуемой площади

брекчий щелочных базитов, баритовой и целестиновой минерализации и их связь с кимберлитами в разных масштабах — на уровне рудного поля, группы тел и рудного тела.

При исследованиях на уровне рудного поля в м-бах 1:100 000–1:50 000 основной проблемой, осложняющей анализ закономерностей распределения признаков, является неравномерная плотность сети бурения. Так, за счет участков с более густой сетью наблюдений может создаваться иллюзия множественности проявлений какого-либо признака. Поэтому для интерпретации полученных данных необходимо «уравнивание» плотности сети наблюдений по всей анализируемой площади. Сказанное в основном относится к признакам, имеющим площадное распространение, таким как вторичная минерализация или флюидизитовые прожилки.

Кроме плотности сети бурения, на количество выявленных признаков влияет также глубина скважин, очевидно, что чем больше глубина, тем боль-

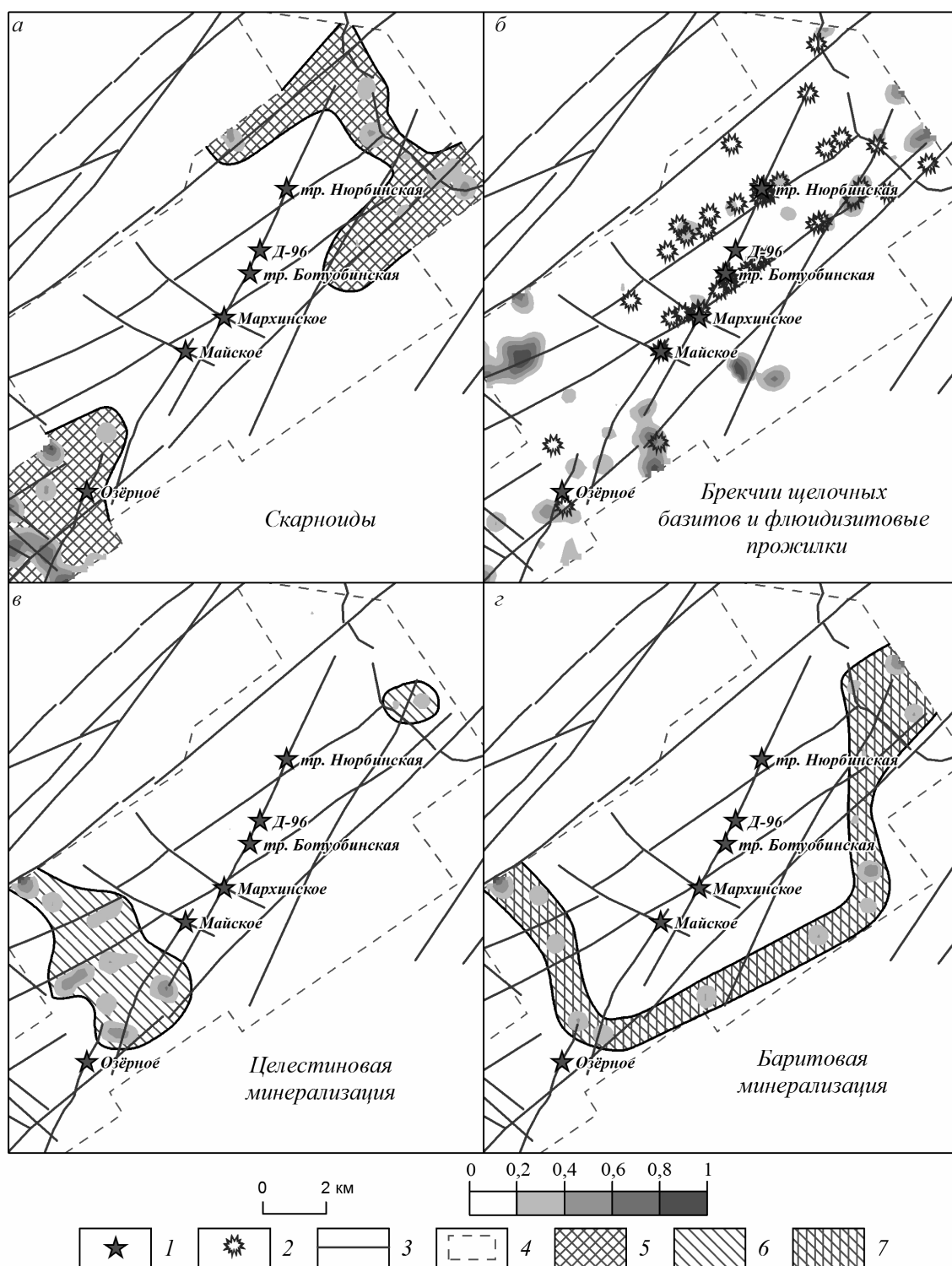


Рис. 2. Ореолы скарноидной минерализации (а), эруптивных брекчий щелочных базитов (б), целестиновой (в) и баритовой (г) прожилковой минерализации:

1 — известные кимберлитовые тела; 2 — тела брекчий щелочных базитов; 3 — разломы; 4 — граница площади исследования; ореолы: 5 — скарноидов, 6 — целестиновой минерализации, 7 — баритовой минерализации; на шкале показана доля скважин с тектоническими признаками (1 — все скважины на площади имеют признаки, 0 — нет скважин с признаками)

ше вероятность вскрыть тот или иной признак. Существует ряд методик, позволяющих минимизировать влияние дифференцированной плотности сети бурения, основанных на рассмотрении количества признаков или доли скважин с наличием признака на единицу площади или единицу объема от общего числа изученных скважин, или на приведении сети к единому размеру ячейки путем искусственной разрядки. Влияние густоты сети бурения, глубины буровых скважин и других факторов на результаты работ и методы минимизации такого влияния являются отдельной темой для исследования и нами подробно не рассматриваются. Укажем лишь, что авторами применялся метод, основанный на нормировании плотности скважин с наличием признака на плотность сети изученных скважин. В результате на выходе была получена доля скважин с признаком от общего числа изученных по авторской методике скважин на единичной площади.

Подавляющая часть поисковых скважин вскрывает лишь 40–50 м пород карбонатного цоколя. Кроме того, в большинстве случаев плоскости сместителей и прожилков, контакты флюидизитовых брекчий и брекчий базитов имеют крутые, зачастую субвертикальные углы падения. Поэтому для анализа можно использовать площадное распределение признаков. Объемные модели распределения признаков применяются авторами только для анализа морфологии тел и рудовмещающих структур при разведочном наклонном бурении, где глубина скважин, вскрывающих карбонатные породы осадочного чехла, составляет несколько сотен метров.

На основании анализа полученных данных были определены особенности строения ореолов проявлений магматизма и вторичной минерализации в центральной части Накынского поля.

Скарноидная минерализация широко распространена на северо-востоке и юго-западе изучаемой территории (рис. 2, а), тяготеет к зонам пересечения относительно крупных разломов Вилуйско-Мархинской и Средне-Мархинской зон, где широко развиты дайки и силлы долеритов трапповой формации.

Тела брекчий щелочных базитов главным образом располагаются в зонах влияния Ботуобинского и Дыхтарского разломов (см. рис. 2, б) в системе Моркока-Линденских разломов. Имеются отдельные факты локализации эруптивных брекчий в Диагональном разломе. Флюидизитовые прожилки по большей части также тяготеют к крупным разломам Вилуйско-Мархинской зоны.

Целестиновая минерализация образует ореолы, которые практически телескопируют с проявлениями скарноидов (см. рис. 2, в). Баритовая минерали-

зация занимает самостоятельную полосу, создающую полукольцо вокруг центральной части рассматриваемой площади (см. рис. 2, г). Подчеркнем, что в отличие от ареала брекчий базитов, в котором отмечены все их проявления, для флюидизитов, скарноидов, целестина и барита на карте показаны участки их проявления с учетом плотности сети наблюдений. Их проявления и прожилки встречаются и в центральной части площади.

Установленные закономерности имеют прогностическое значение, поскольку именно внутри указанных ореолов находится большинство известных кимберлитовых тел Накынского поля. Это не означает, что за пределами или на площади самих ореолов не могут быть обнаружены кимберлитовые тела. Подтверждением тому является кимберлитовое тело Озерное, которое расположено в зоне интенсивного развития скарноидов. Таким образом, ореолы распространения скарноидов, целестиновой и баритовой минерализации позволяют выделить центральную часть Накынского кимберлитового поля.

Менее интенсивное развитие вторичной минерализации и магматических проявлений в центральной части исследуемой площади также является следствием скрытости и слабой выраженности рудоконтролирующего Диагонального и поперечных разломов. Здесь в рудовмещающих и рудоконтролирующих структурах, помимо анализа ореолов вторичной минерализации и флюидномагматических проявлений, целесообразно рассматривать и отдельные признаки. Так, зоны разломов в карбонатном цоколе во многих случаях подчеркиваются распространением отдельных флюидизитов, прожилков барита и телами эруптивных брекчий базитов (рис. 3). Флюидизитовые прожилки маркируют зоны разломов, в том числе рудовмещающий Диагональный и отдельные поперечные разломы. Наиболее интенсивно они проявлены в местах пересечения разрывных нарушений. Баритовая минерализация маркирует на всем протяжении рудовмещающий Диагональный разлом и с наибольшей интенсивностью развита около кимберлитовых тел. Целестиновая минерализация проявлена слабо, без определенных закономерностей.

Таким образом, в структуре, вмещающей кусты кимберлитов, пространственно совмещены ареалы флюидизитовых прожилков, баритовой минерализации, пород с высокой тектонической нарушенностью, локализованных вблизи проявлений брекчий базитов.

Картирование указанных признаков в крупных масштабах, соответствующих отдельным телам кимберлитов, позволило установить следующие

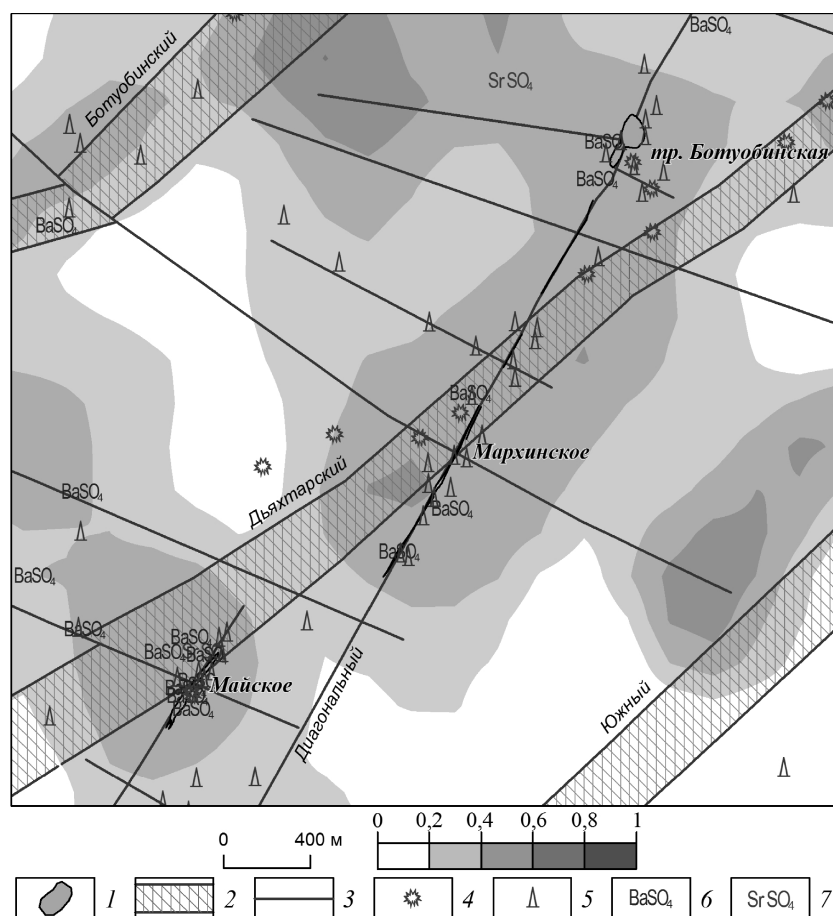


Рис. 3. Пространственная связь кимберлитовых тел Накынского поля с эруптивными брекчиями щелочных базитов, прожилками флюидизитов, баритовой и целестиновой минерализацией:

1 — известные кимберлитовые тела; 2 — зоны влияния крупных разломов; 3 — осевые части разломов; 4 — проявления брекчий щелочных базитов; 5 — флюидизиты; 6 — барит; 7 — целестин; на шкале показана доля скважин, имеющих тектонические признаки (1 — все скважины на площади имеют признаки, 0 — нет скважин с признаками)

закономерности (рис. 4). Эруптивные брекчии базитов образуют локальные ореолы около всех известных тел кимберлитов, что, вероятно, свидетельствует об их генетической близости к кимберлитам. Этот факт отмечается и другими исследователями [10, 12]. Наиболее широко брекчии щелочных базитов развиты около кимберлитовой трубки Нюрбинская. Пржилки барита наблюдаются около всех известных тел, наиболее часто баритовая минерализация встречается около тел дайковой морфологии — Майского и Мархинского. Целестиновая минерализация в околотрубочном пространстве развита слабо, имеются лишь отдельные проявления вблизи Майского тела и трубок Нюрбинская и Ботубинская.

Выявленные закономерности позволяют выделять и дополнять установленные по другим методикам, прежде всего распространению минералов-индикаторов кимберлитов и самого алмаза, перспективные на обнаружение кимберлитов площади.

Отметим, что по шлихо-минералогическим и геохимическим данным, а также особенностям локализации в рудовмещающем разломе можно говорить о наличии в центральной части Накынского поля трех кустов кимберлитов. В первый куст входят трубки Ботубинская и Нюрбинская, дайка Мархинская и рудопоявление Д-96; второй куст представлен дайковидным телом Майское, третий — кимберлитами Озерного участка.

Рассмотрим практическое применение разработанной методики на примере детально изученного участка Озерный. Напомним, что она находится на стадии опытно-методических работ и не относится к самостоятельному методу поисков.

Большинство тел в Накыском поле, в том числе и рудопоявление Озерное, были открыты по шлихоминералогическим аномалиям, выявленным по результатам оп-

робования керна триас-юрских перекрывающих отложений дяхтарской свиты. Однако, как правило, результаты применения рассматриваемой методики и традиционных методов хорошо коррелируются.

На участке Озерный бурение начато в 2007 г. Мархинской партией Ботубинской ГРЭ. В 2008 г. после проведения полевых исследований авторами был выделен перспективный участок вдоль Южного разлома (рис. 5, а). Перспективы здесь обуславливались как структурными предпосылками — пересечением Южного разлома со швами рудовмещающего Диагонального и поперечными разломами, так и проявлениями флюидного магматизма. Кроме того, в рамках участка была выделена наи-

более перспективная область, представляющая собой узел пересечения трех разломов — Южного, Диагонального и поперечного. Его перспективность подкреплялась присутствием эруптивной брекчии базитов, проявлениями флюидизитов.

Перспективы участка были подтверждены в 2010 г. геологами Мархинской ГРП. В делювиально-карстовых триас-юрских отложениях дяктарской свиты, непосредственно перекрывающих цоколь нижнепалеозойских карбонатных пород, обнаружено россыпное проявление алмазов. Тогда же по авторской методике были уточнены контуры зоны проявления флюидного магматизма, связанного с кимберлитами (см. рис. 5, б). Очевидно, что имеющаяся плотная сеть поисковых скважин не позволяет говорить о наличии крупного изометричного тела, однако вполне вероятно присутствие достаточно протяженного сложного по морфологии тела дайкообразной формы. Наклонным бурением в 2011–2012 гг. были вскрыты жилые проявления алмазоносных кимберлитов, что дало возможность построить прогнозную модель для уже обнаруженной части Озерного проявления кимберлитов (см. рис. 5, в).

Наиболее детальные исследования на данном участке позволили по тектоническим признакам сдвигов и в меньшей мере по прожилкам флюидизитов и барита откартировать зону рудовмещающего разлома и его выклинивание в северо-восточном направлении, а также поперечный к нему сдвиг. Мощности этих крутопадающих нарушений колеблются от 5 до 20 м. В осевой части (плоскости магистрального нарушения) Диагонального сдвига локализованы жилы, сложенные кимберлитовыми брекчиями и частично порфировыми кимберлитами. Тектонические признаки во вмещаю-

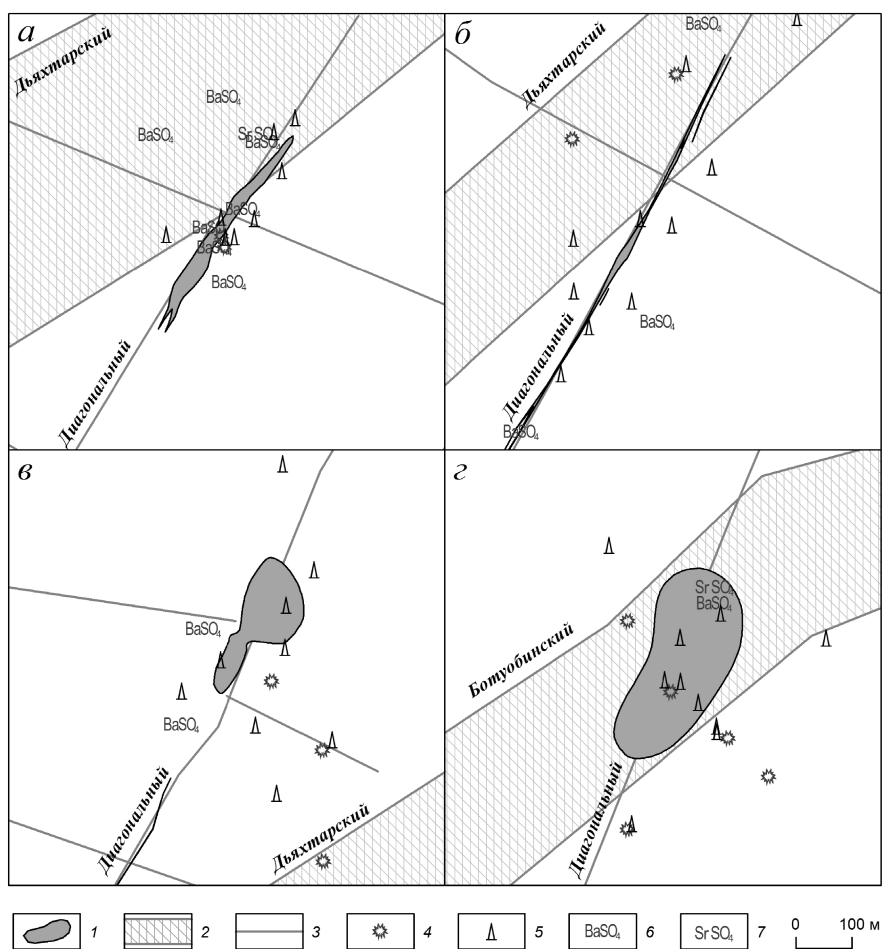


Рис. 4. Локальные ореолы флюидизитов, эруптивных брекчий щелочных базитов и баритов около дайковидных кимберлитовых тел Майкское (а), Мархинское (б), трубок Ботубинская (в) и Нюрбинская (г):

усл. обозн. см. рис. 3

щих породах маркируют мелкие участки изгибов этого сдвигового шва (зоны pull apart), с которыми связаны раздувы кимберлитовых жил. По имеющимся данным предполагается продолжение кимберлитовых жил на юго-восток.

Итак, авторская методика картирования микро-тектонических нарушений, флюидоразрывных и магматических проявлений, гипогенных минеральных новообразований, фиксируемых в осадочных породах по керну буровых скважин, позволяет существенно дополнять факторы выделения перспективных площадей на коренные месторождения алмазов в рангах кимберлитовых полей, кустов и отдельных тел кимберлитов.

В Накынском поле установлены закономерности проявления магматических образований и ореолов вторичной минерализации, по которым выделена центральная его часть, вероятно, соответствующая магматическому очагу. На уровне кустов кимберли-

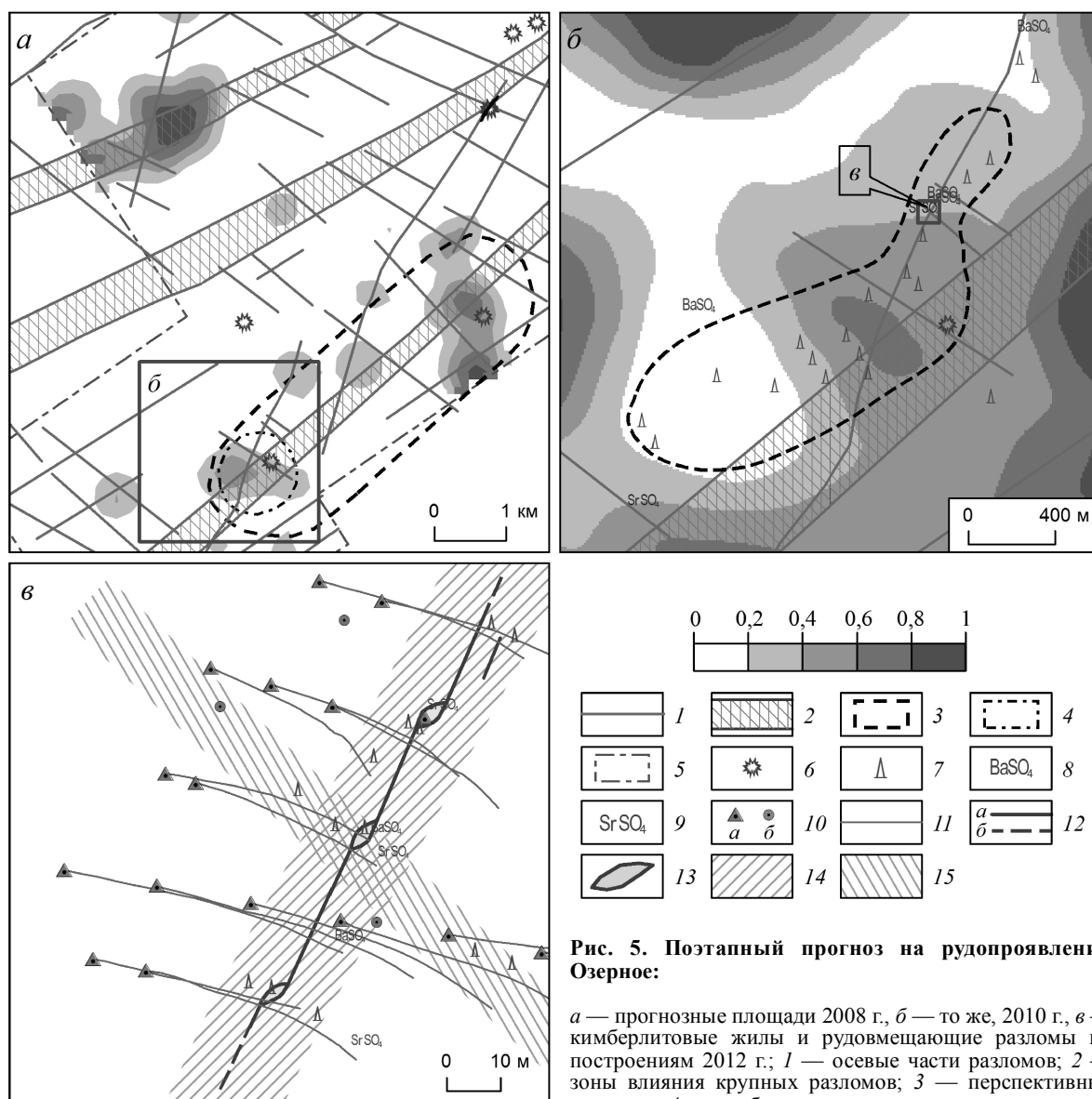


Рис. 5. Поэтапный прогноз на рудопоявлении Озерное:

a — прогнозные площади 2008 г., *б* — то же, 2010 г., *в* — кимберлитовые жилы и рудовмещающие разломы по построениям 2012 г.; 1 — осевые части разломов; 2 — зоны влияния крупных разломов; 3 — перспективные площади; 4 — наиболее перспективные площади в рамках данной стадии исследования; 5 — граница площади исследования; 6 — проявления эруптивных брекчий щелочных базитов; 7 — флюидизитовые прожилки; 8 — баритовая минерализация; 9 — целестиновая минерализация; 10 — устья наклонных (*a*), вертикальных (*б*) скважин; 11 — проекции стволов наклонных скважин; 12 — жильные кимберлитовые тела надежно выделяемые (*a*), предполагаемые (*б*); 13 — раздувы кимберлитовых тел; 14 — зона Диагонального разлома; 15 — зона поперечного разлома

тов выделение перспективных площадей и определение потенциальных рудовмещающих структур обосновывается пространственной близостью эруптивных брекчий щелочных базитов, флюидизитовых прожилков и баритовой минерализации.

На уровне кимберлитового тела картирование признаков сдвигов, флюидизитов и баритовых прожилков позволяет проследить рудовмещающие тектонические нарушения и уточнить форму кимберлитовых тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические и минерально-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии / П.А.Игнатов, К.Ю.Бушков, Я.И.Штейн и др. // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 59–67.
2. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Картирование скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур в Накынском поле // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск, 2008. С. 325–331.

3. *Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Новиков К.В., Толстов А.В.* Ареал брекчий базитов Накынского кимберлитового поля // Изв. вузов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 31–36.
4. *Игнатов П.А., Васильев И.Д., Новиков К.В., Шмонов А.М.* Моделирование структур, вмещающих алмазоносные кимберлиты, на закрытых территориях // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 74–75.
5. *Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Толстов А.В.* Структурная позиция жильных проявлений кимберлитов и базитов участка Озерный Накынского поля // Мат-лы VI Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые — наукам о Земле». Москва, 2012. С. 73.
6. *Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Толстов А.В.* Картирование структур, контролирующих кимберлиты, с учетом плотности сети поискового бурения на закрытой территории Накынского поля Якутии // Тез. докл. Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента Академии наук СССР М.М.Одинцова. Иркутск, 2011. С. 74–77.
7. *Игнатов П.А., Штейн Я.И.* Типы локальных структур, контролирующих кимберлиты Центральной Якутии // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 61–66.
8. *Игнатов П.А., Штейн Я.И., Яныгин Ю.Т., Черный С.Д.* Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 32–43.
9. *Изотопный состав углерода и кислорода в прожилковых кальцитах из нижнепалеозойских толщ Якутии, вмещающих кимберлитовые трубки / П.А.Игнатов, О.В.Ильин, Я.И.Штейн и др.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 4. С. 46–54.
10. *Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н.* «Калиевые» базальты и «пикробазальты» девонских кимберлитовых полей Западной Якутии и их связь с кимберлитовым магматизмом (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 1. С. 38–57.
11. *Новиков К.В.* Геолого-структурное моделирование при локальном прогнозе алмазоносных кимберлитов на закрытых территориях (на примере Накынского поля Якутии): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М.: РГГРУ, 2010.
12. *Особенности магматических формаций из Накынского кимберлитового поля Якутской провинции / М.Д.Томшин, А.С.Фомин, В.П.Корнилова и др.* // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1678–1689.
13. *Оценка перспектив и локальное прогнозирование кимберлитов с помощью ГИС-технологий на закрытых территориях Накынского кимберлитового поля, Западная Якутия / П.А.Игнатов, К.В.Новиков, А.М.Шмонов и др.* // Руды и металлы. 2012. № 4. С. 54–60.

УДК 552.321.6+553.46 (470.55/.57)

© Д.Е.Савельев, 2013

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НОДУЛЯРНЫХ ТЕКСТУР НА ПРИМЕРЕ ХРОМИТИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА СРЕДНИЙ КРАКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Д.Е.Савельев (Институт геологии УНЦ РАН)

Рассмотрена структура хромитоносной зоны и вмещающих ультрамафитов, а также петроструктурные особенности оливина из дунитов и перидотитов. Делается вывод о синхронности образования нодулярных хромититов и высокотемпературного пластического течения ультрамафитов.

Ключевые слова: хромититы, нодулярная текстура, пластическая деформация, петроструктура оливина.

Савельев Дмитрий Евгеньевич, sav171@mail.ru

THE ORIGIN OF NODULAR STRUCTURES: A CASE STUDY ON CHROMITITE DEPOSITS, EAST OF SREDNY-KRAKA, SOUTHERN URAL REGION

D.E.Saveliev

The arrangement of both the chromitiferous zone and the host ultramafites, as well as the fabric of olivine from dunite and peridotite is analyzed. The conclusion is made as to the synchronicity in the formation of the nodular structures and high-temperature plastic flow of the ultramafites.

Key words: chromitite, nodular structures, plastic deformation, olivine fabric.

Проблема генезиса хромовых руд в ультрамафитовых комплексах складчатых поясов актуальна на протяжении многих десятилетий. В разные годы популярностью пользовались магматическая, мета-

соматическая и реститовая гипотезы. В настоящее время зарубежные и отечественные исследователи все чаще обращаются к реакционно-магматической модели [1, 19 и др.].

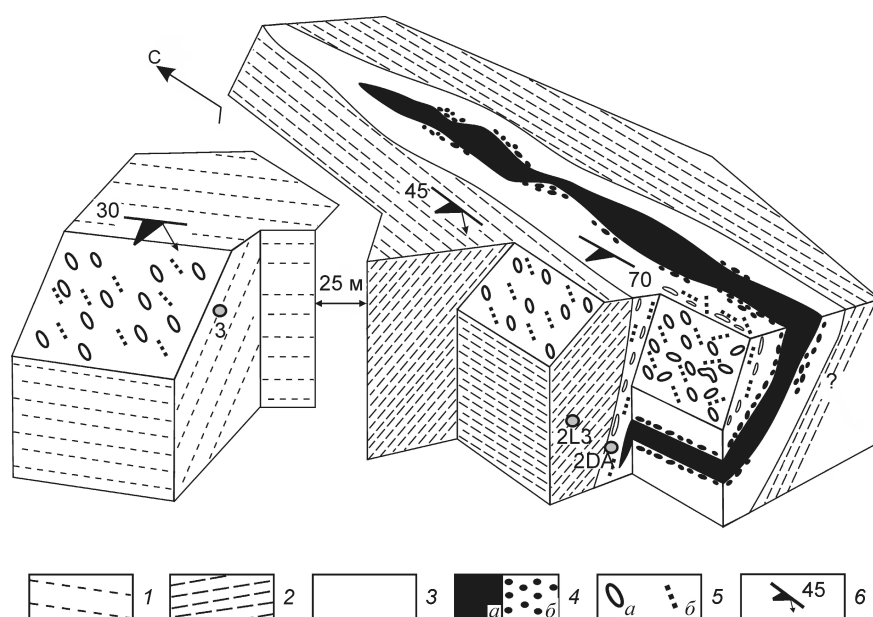


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма участка месторождения № 33:

шпинелевые перидотиты с различным содержанием ортопироксена: 1 — <20%, 2 — >20%; 3 — дуниты; 4 — хромититы массивные (a), нодулярные (b); 5 — ориентировка зерен оливина (a), агрегатов хромшпинелидов (b) на плоскостях минеральной сланцеватости; 6 — залегание структурных элементов (минеральной уплощенности и линейности) в ультрамафитах

Автором в ряде публикаций показано, что геолого-структурные, петрографические и геохимические особенности хромититов и вмещающих пород свидетельствуют о реоморфическом механизме образования как внутренней структуры ультрамафитовых комплексов, так и рудных скоплений хромшпинелидов [9–11 и др.]. Одним из «камней преткновения» для принятия реоморфической модели является присутствие в рудных телах специфических образований — «нодулярных хромитов», которые многими исследователями рассматриваются как бесспорный факт в пользу магматического генезиса месторождений. В настоящей работе обсуждается структура хромитоносной зоны, в строении которой важную роль играют руды с нодулярной текстурой.

В качестве объекта для изучения условий образования массивных и нодулярных хромовых руд выбрано «месторождение № 33», расположенное в 3 км северо-западнее дер. Шарипово на востоке массива Средний Крак. Впервые в открытой печати оно упоминается Г.А.Соколовым [14] под названием «Шарыпкинская разведка». Месторождение открыто и разведано в 30-е годы партией П.Г.Фарфонтеева (1937 г.).

Выбор данного объекта обусловлен следующими основными причинами: рудное тело хорошо обнажено, вскрыто при опытно-технологических ис-

пытаниях и задокументировано непосредственно автором; на объекте широко распространены нодулярные текстуры хромовых руд; вмещающие дуниты и перидотиты практически свежие, степень петельчатой серпентинизации в изученных образцах не превышает 20%; строение объекта сравнительно простое, размеры небольшие, что способствует использованию его в качестве модельного по отношению к подобным месторождениям.

Полевые исследования включали картирование участка месторождения, составление погоризонтных планов и разрезов в ходе его опытно-промышленной эксплуатации, отбор ориентированных образцов для петроструктурного изучения. Из ориентированных образцов шпинелевых перидотитов и дунитов изготавливались полированные шлифы в трех взаимно перпендикулярных плоскостях.

Петроструктурные исследования проводились по известной методике, подробно описанной в ряде работ [2, 12 и др.]. Для более удобного и точного сравнения полученных петроструктур с экспериментальными данными произведен поворот исходных диаграмм по методике, приведенной в ряде руководств [2, 3]. Залегание плоскостей минеральной уплощенности и линейности определялось по данным измерения линейных элементов структуры в трех взаимно перпендикулярных срезах по методике А.И.Чернышова [16].

Участок массива, на котором расположено месторождение, сложен шпинелевыми перидотитами с содержанием моноклинного пироксена от 1 до 7%. Макроскопически (в масштабе 1 см — 1 м) перидотиты массивные, однородные, редко в них наблюдается слабо проявленная минеральная уплощенность, выраженная в предпочтительной ориентировке табличек ортопироксена и цепочек хромшпинелидов. Более четкая геометрическая ориентировка выявляется при изучении пород под микроскопом (в масштабе 0,01 мм — первые миллиметры) по уплощенным и удлинённым зернам оли-

вина. Среди шпинелевых перидотитов очень редко встречаются выходы дунитов, которые на рассматриваемой территории составляют не более 1–2% от общей площади.

На месторождении № 33 дуниты образуют тело протяженностью ~50 м, мощностью от 1 до 5 м. В приповерхностной части (до глубины ~3 м) породы почти полностью серпентинизированы и осветлены, в непосредственной близости от хромититовой залежи их цвет фисташково-зеленый, что характерно для подобных месторождений [5]. Но уже на глубине 3,5 м вмещающие дуниты очень крепкие и степень серпентинизации их не превышает 20%.

Параметры рудного тела таковы: длина 40 м, мощность 1,2–2 м, простирание север–северо-западное 330–350°, угол падения 65–80° на юго-запад (рис. 1). Текстуры руд массивные крупнокристаллические и нодулярные, мелкозернистые вкрапленные разновидности редки. Преобладают массивные руды, слагающие центральную (осевую) часть рудного тела. Хромититы с нодулярными текстурами распространены по их периферии преимущественно в южной и средней частях рудного тела. Все разновидности хромовых руд сложены высокохромистым шпинелидом (содержание Cr_2O_3 59–62%).

Мощность дунитовой оторочки изменяется от первых сантиметров до 5–6 м на некоторых участках. В строении рудного тела по многим пересечениям наблюдается симметричная зональность, проявленная в закономерной смене от центра к периферии массивного грубозернистого хромитита нодулярным и далее редкой сетью (штокверком) рудных прожилков, сложенных нодулярными рудами. Наличие рудных штокверков в оторочке рудного тела характерно для участков с наибольшей мощностью рудовмещающих дунитов.

В целом довольно простое строение рудного тела при более детальном рассмотрении осложняется пережимами, раздувами и апофизами. Для иллюстрации основных особенностей его строения на

рис. 2 приведены типичный разрез и план одного из горизонтов. По линии представленного разреза в приповерхностной зоне рудное тело имеет мощность >2 м, центральная часть сложена массивным хромититом (1,5–1,7 м), периферия — нодулярным (0,2–0,3 м), с глубиной мощность тела резко уменьшается и на глубине 4 м составляет 0,5 м. На уровне 2,8 м тело раздваивается и от него отходит апофиза мощностью 0,3–0,5 м с противоположным северо-восточным падением ($\angle 70^\circ$). На глубине 8 м рудное тело выклинивается.

Для сравнения структуры рудоносной зоны с таковой вмещающих пород были изучены три образца ультрамафитов. Образец дунита 103-2DA отобран в непосредственной близости от контакта с хромититовой залежью (см. рис. 1), в 1 м западнее от него взят образец шпинелевого перидотита 103-2L3, третий образец (103-3) отобран из перидотитов в 30 м западнее рудного тела. Ультрамафиты характеризуются порфиробластовой структурой, примерно одинаковый объем приходится на крупные зерна — порфиробласты (>2 мм) и мелкие вытянутые или изометричные (0,4–1,2 мм). Последние количественно резко преобладают, максимум встречаемости приходится на зерна со средним сечением 0,5–0,9 мм.

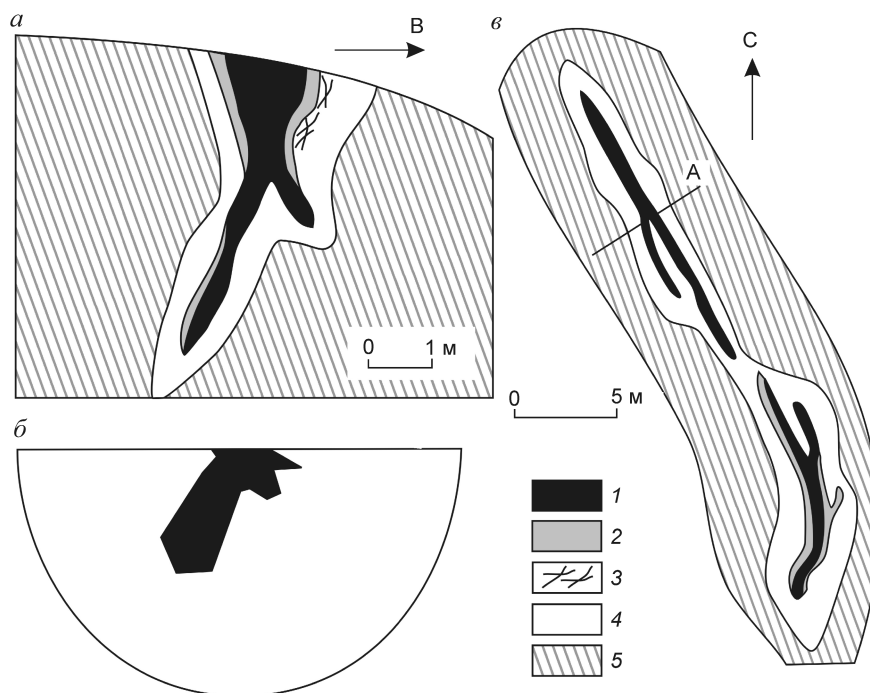


Рис. 2. Строение рудного тела месторождения № 33:

a — поперечный разрез рудного тела; *б* — роза-диаграмма ориентировки струйчатости и удлинения зерен хромшпинелидов в дунитах; *в* — план одного из горизонтов рудного тела (по данным опытно-промышленной отработки); 1 — хромититы массивные; 2 — хромититы нодулярные; 3 — маломощные рудные прожилки; 4 — дуниты; 5 — шпинелевые перидотиты

В зернах породообразующих минералов ультрамафитов повсеместно фиксируются следы пластических деформаций, которые выражены в образовании полос излома в оливине и пироксенах, неоднородном погасании зерен, обусловленном разориентацией блоков зерен на небольшой угол. В то же время, деформированность выражена в разных зернах с различной интенсивностью. Наряду с порфиробластами, состоящими из блоков, погасающих в скрещенных николях «клавишеобразно» и разделенных четкими полосами излома, встречаются крупные зерна практически без признаков «блокования». Границы между зернами первого и второго типов часто извилистые и сходны с таковыми, возникающими в процессе рекристаллизации по механизму миграции границ зерен [7]. Недеформированные крупные зерна образуются также в ходе посттектонической рекристаллизации (отжиге) за счет более мелких.

Один из характерных признаков пластической деформации оливина — образование так называемых псевдопойкилитовых включений оливина в оливине [11]. Это связано с тем, что разориентация отдельных блоков становится настолько значительной, что внутри некогда единого зерна появляется участок с четкой границей, имеющий иную ориентировку по сравнению с матриксом. Подобным соотношениям в значительной степени способствует посттектоническая рекристаллизация (отжиг), которая периодически может возникать на отдельных участках породы, попадающих в «тени давления».

Петрографическое изучение образцов показало, что с приближением к телу хромититов в перидотитах увеличивается содержание неравномерно распределенного в породе ортопироксена. От шпинелевых перидотитов к дунитам резко изменяется состав хромшпинелидов от глиноземистых до высокохромистых. В дунитах также возрастает роль крупных зерен оливина.

Во всех трех образцах обнаруживается довольно четкая ориентировка оливина по форме, которая позволяет определить залегание плоскостей минеральной уплощенности (S) и направление линейности (L). Уплощенность зерен оливина отчетлива во всех изученных образцах, а линейность однозначно определяется только в перидотите — обр. 103-2L3. В двух других образцах наблюдается в значительной степени расширенный максимум (103-3) или наличие нескольких отдельных максимумов линейности (103-2DA). По данным статистических измерений основные структурные характеристики образцов следующие: 103-3 (S азимут падения $210^\circ \pm 20^\circ$, L азимут склонения $135^\circ \pm 25^\circ$); 103-2L3 (S — $225^\circ \pm 60^\circ$, L — $190^\circ \pm 50^\circ$); 103-2DA (S — $240^\circ \pm 75^\circ$, L — $160^\circ \pm 50^\circ$).

Из образца дунита 103-2DA изучены два шлифа с различным содержанием хромшпинелидов. В шлифе 103-2DA-2, наряду с рассеянным акцессорным хромшпинелидом, отмечаются его сегрегации мощностью первые миллиметры (4–8%), шлиф 103-2DA-4 представлен дунитом с обычной акцессорной вкрапленностью (1,5%). Вблизи наиболее интенсивного максимума линейности концентрируются выходы направления Ng с образованием широких полей с раздвоенными вершинами. В шлифе 103-2DA-4 линейность расположена между двумя интенсивными максимумами Ng ($>8\%$), образуя с каждым из них углы от 15 до 30° .

В шлифе 103-2DA-2 поле выхода Ng смещено относительно линейности по часовой стрелке на угол 30 – 45° , максимум характеризуется меньшими размерами и интенсивностью (4–8%). Подобное смещение оптической индикатрисы по отношению к плоскости минеральной уплощенности и линейности считается признаком деформации породы в режиме простого сдвига [17], а направление смещения указывает на его кинематическую характеристику, в данном случае — это правый сдвиг. Две другие оптические индикатрисы оливина в рассматриваемом образце формируют пояса в плоскости, перпендикулярной к минеральной уплощенности и максимумам Ng . Полученные петроструктурные узоры характеризуют пластическое течение оливиновых агрегатов при ведущей роли внутризернового скольжения по системе $\{0kl\}[100]$.

В образце клинопироксенового гарцбургита 103-2L3 направление Ng оливина также совмещено с линейностью, но интенсивность максимума незначительна (4–8%). Точки выхода оси Ng на диаграмме образуют широкое поле с тенденцией вытягиваться под острым углом к плоскости уплощения (S). Оси Nm и Np формируют почти полные пояса в плоскости, перпендикулярной к минеральной уплощенности. Механизм деформации и в данном образце соответствует внутризерновому скольжению по системе $\{0kl\}[100]$.

В образце клинопироксенового гарцбургита 103-3, отобранного на некотором удалении от рудной зоны, направление Ng оливина формирует несколько вытянутый в плоскости S максимум довольно высокой интенсивности (4–8%), при этом оба максимума линейности расположены в пределах данного поля (рис. 3). Также к плоскости минеральной уплощенности тяготеет поле выхода Np оливина с двумя локальными максимумами повышенной интенсивности (8%). Оно имеет некоторую растянутость как в плоскости S , так и перпендикулярно к ней. Ось Nm формирует полный пояс, перпендикулярный к плоскости минеральной уплощенности, с

несколькими локальными максимумами (4%), наиболее широкие из них расположены симметрично относительно S под углами от 15 до 30°. Полученный петроструктурный узор наиболее сложен для интерпретации. Близкие узоры отмечались в оливине гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива [18] и интерпретировались как результат деформации в режиме трансляционного скольжения по системе $\{0kl\}[100]$ в сочетании с синектонической рекристаллизацией. Некоторые особенности петроструктурного узора оливина в обр. 103-3, при принятии в целом данной интерпретации, позволяют предположить, что трансляционный механизм здесь имел переходный характер от среднетемпературной системы $(001)[100]$ к более высокотемпературной $\{0kl\}[100]$.

Анализ внутреннего строения шпинелевых перидотитов и околорудных дунитов показал, что все они претерпели проникающие пластические деформации, которые отразились в образовании четкой преимущественной ориентировки зерен оливина по форме и характерных деформационных петроструктурных узоров. Минеральная уплотненность зерен оливина подчеркивается ориентировкой агрегатов хромшпинелидов, хотя четкая полосчатость, присущая породам дунит-гарцбургитового комплекса, в изученном разрезе почти не проявлена.

Ортопироксен в имеющихся образцах практически не образует четко выраженных максимумов удлинения ни в одной из плоскостей, хотя агрегатам его зерен все же присуща слабая преимущест-

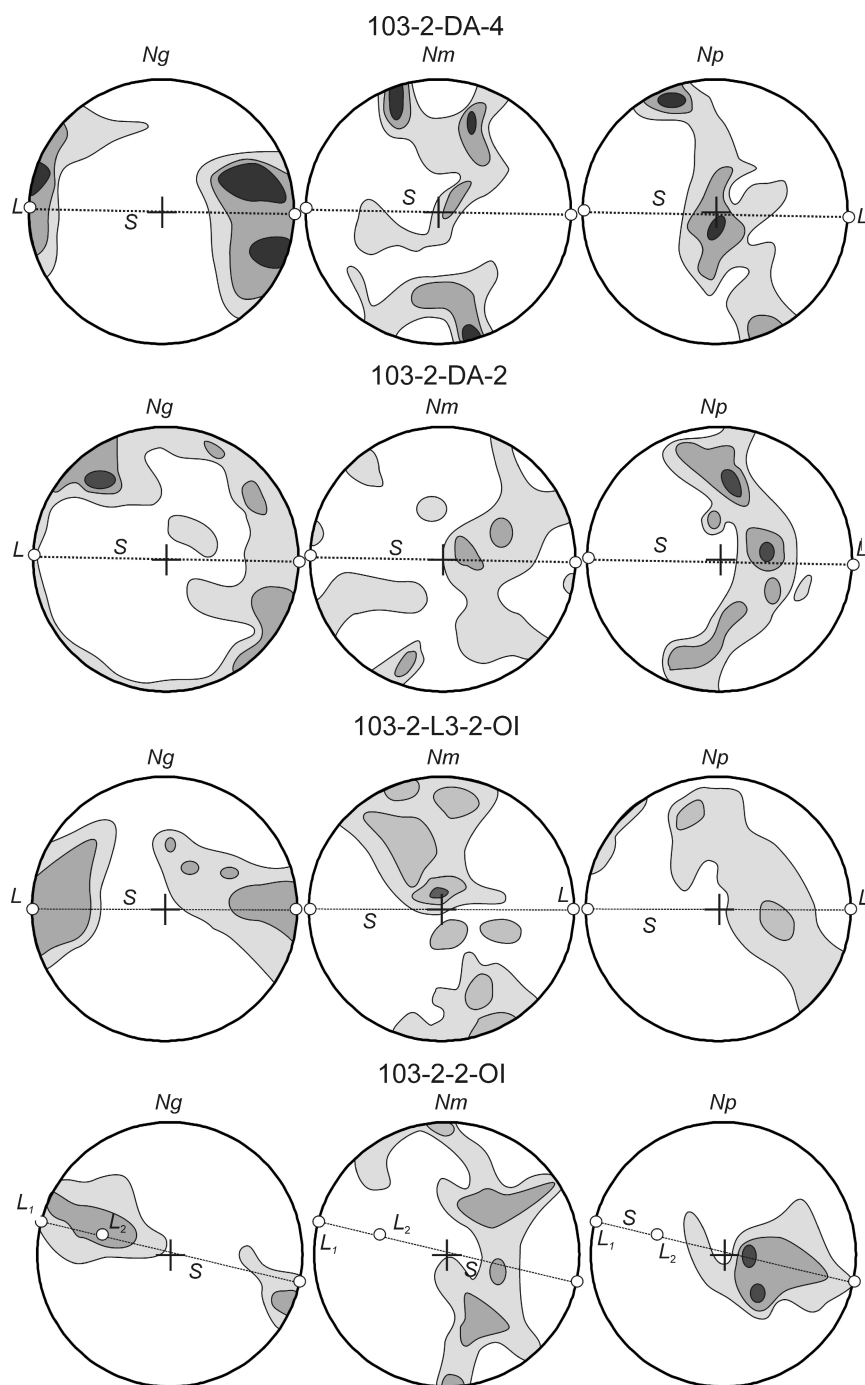


Рис. 3. Петроструктурные диаграммы оливина из ультрамафитов:

верхняя полусфера равноплощадной проекции, во всех образцах проанализировано по 110 зерен, изолинии проведены через 2–4–8%; диаграммы приведены к типовым координатам методом поворота

венная ориентировка. Данный факт говорит о том, что характер деформации оливина и ромбического пироксена различается: первый реагирует на стресс пластической деформацией, образуя уплотненные и вытянутые вдоль оси наименьшего напряжения

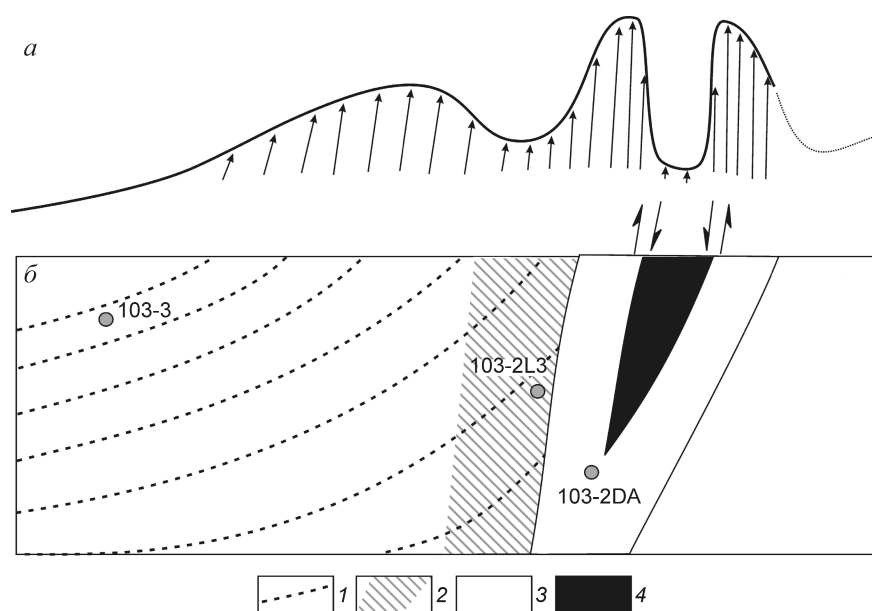


Рис. 4. Модель перидотит-дунит-хромититовой зоны месторождения № 33:

a — эпюра скоростей и направление пластического течения; *б* — схематический геологический разрез; 1 — шпинелевые перидотиты; 2 — шпинелевые перидотиты с повышенным содержанием ортопироксена; 3 — дуниты; 4 — хромититы

зерна, а второй деформируется с разрушением зерен и вытягиванием их в цепочки в том же направлении. Подобные соотношения между данными минералами в деформированных ультрамафитах отмечались и ранее [21].

В шпинелевых перидотитах на удалении от рудной зоны зафиксировано пластическое течение оливина, реализующееся преимущественно путем внутризернового скольжения по системе $(001)[100]$, подчиненная роль принадлежит синектонической рекристаллизации. С приближением к рудной зоне происходит смена системы скольжения в оливине на $\{0kl\}[100]$, в перидотитах повышается содержание ортопироксена (с 13–15 до 23–25%). Такая же система скольжения доминирует и в околорудных дунитах (обр. 103-2DA).

В перидотитах, примыкающих с запада к дунитовому телу, пластическое течение осевое, что отражается в совпадении линейности (направления течения) с осью $Ng=[100]$ в оливине. В непосредственной близости от хромититов, в дунитовом теле, фиксируется деформация простого сдвига. При этом в одном случае четко проявлена его правая кинематика, что выражено в смещении максимума оси Ng по часовой стрелке [17], в другом — наблюдается раздвоение максимумов выходов оси Ng относительно линейности.

Причину образования подобных петроструктурных узоров в одном образце можно понять, если рассмотреть особенности пластического течения в рудной зоне на основе реоморфической модели, предложенной в работах [8, 11]. В цитируемых публикациях показано, что относительная подвижность компонентов вязкопластического потока обуславливается величиной ρV , которая в большей степени зависит от объема частиц определенного сорта, участвующих в движении. Как правило, минимальными размерами обладают структурные элементы деформации оливина [11], что доказывается, например, фактами внедрения мелкозернистых оливиновых агрегатов в деформируемые зерна пироксенов.

Хромшпинелид ведет себя двояко. Пока он находится в породе в рассеянном состоянии, его частицы имеют наименьший размер и концентрируются в наиболее быстрых участках потока. Но с увеличением содержания рудных зерен увеличивается и их размер, что убедительно показано как на примере месторождений Полярного Урала [13], так и на южноуральском материале [10]. С ростом размера зерен хромита рудные агрегаты начинают образовывать препятствия, которые обтекает среда, состоящая из частиц (зерен) оливина. В этом случае на удалении от препятствия (рудной сегрегации) будут возникать петроструктуры, отвечающие осевому пластическому течению. В непосредственной близости от препятствия они будут иметь сдвиговый характер с различной кинематикой. В условиях восходящего вязкопластического потока (рис. 4; см. рис. 1) западнее рудного тела в оливине должны наблюдаться петроструктуры правого сдвига, а восточнее — левого. Под местом выклинивания рудного тела кинематика сдвигового течения может изменяться. Кроме того, изменению кинематики на петроструктурных диаграммах оливина может способствовать наличие даже небольших прожилков хромита.

В шлифе 103-2DA-2 отмечена петроструктура правого сдвига по той причине, что все изученные зерна оливина расположены западнее хромититового прожилка. В шлифе 103-2DA-4 благодаря присутствию многочисленных мелких сегрегаций хромита можно видеть различную кинематику сдвигового пластического течения. Кроме того, образец 103-2DA был отобран из дунитов вблизи выклинивания рудного тела.

Перейдем к обсуждению природы нодулярной текстуры хромититов. На рис. 5 показано строение участков рудного тела, сложенных нодулярными хромититами. На верхнем фото (см. рис. 5, а) зафиксировано образование в краевой части тела с массивной текстурой системы хрупких разрывов, постепенно переходящих в нодулярный хромитит, при этом нодулярные руды имеют резкие контакты с массивным хромититом (см. рис. 5, б). На отдельных участках наблюдается «внедрение» нодулярных руд в массивный хромитит, рассекающих его вдоль простирания (см. рис. 5, в). В последнем случае нодули формируют параллельные цепочки, что может говорить о сингенетичности нодулей и ослабленной зоны, вдоль которой происходило внедрение.

Таким образом, главные особенности нодулярных хромититов следующие. Нодули обычно имеют удлиненную и (или) уплощенную форму. В них не отмечается разрывов и смещений, т.е. они не претерпели постгенетической хрупкой деформации (за исключением низкотемпературной коровой деформации, выраженной в пересечении хромититов и дунитов тонкими прожилками хризотила). Нодули располагаются на периферии рудного тела симметрично относительно массивных хромититов. Реже они встречаются внутри массивных руд, где ассоциируют с так называемыми интравудными дунитами, весьма частым элементом строения рудных залежей [6]. Нодулярные хромититы имеют резкие контакты с околорудными дунитами и постепенные — с деформированными массивными рудами. В дунитовом матриксе они заполняют ослабленные зоны в массивных хромититах.

Выше показано, что в окружающих рудное тело дунитах развиты деформационные структуры, свидетельствующие о становлении дунитов в ходе высокотемпературного течения при ведущей роли внутризернового скольжения. Если полагать, что нодулярные текстуры сформировались на этапе кристаллизации «рудно-силикатного расплава» [4 и др.], то неясно, каким образом их не затронули проникающие деформации, проявившиеся в окружающих перидотитах и околорудных дунитах на большой площади. Хромититы, будучи наименее пластичными из всех пород рассматриваемой ассоциации, должны

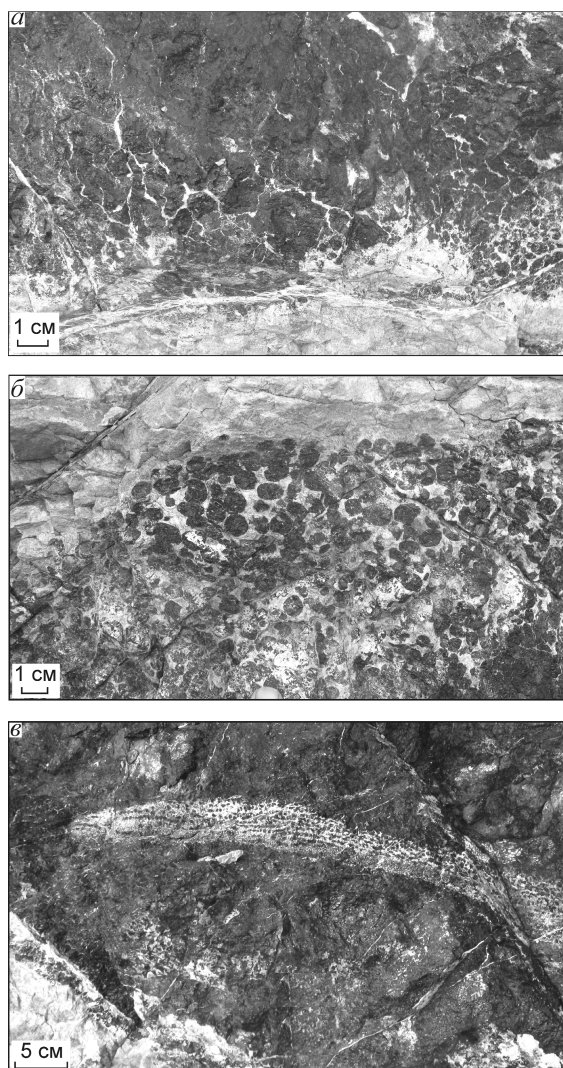


Рис. 5. Строение массивных и нодулярных хромитовых руд месторождения № 33 (массив Средний Крака):

а — постепенный переход хрупко деформированных массивных хромититов в нодулярные; б — резкий контакт нодулярных руд и вмещающих дунитов; в — «внедрение» дунитов и нодулярных руд в тело массивного хромитита вдоль простирания; темно-серое и черное — хромитит; светло-серое и белое — околорудные и интравудные дуниты

были непременно претерпеть хрупкую деформацию, как иллюстрирует рис. 5, а. Но, к удивлению, эта деформация никак не затронула нодули, полностью сложенные хромититовым материалом. Резкий контакт околорудных дунитов и нодулярного хромитита (см. рис. 5, б) также противоречит магматической природе последних и говорит в пользу их тектонического происхождения при сдвиговом тече-

нии за счет массивных хромититов. Внутри тела массивных хромититов нодулярные руды трассируют ослабленные зоны и ассоциируют с наиболее слабыми в реологическом отношении дунитами.

Округлая форма нодулей формируется по причине высоких общего давления и температуры, тогда как в приповерхностных условиях происходило бы образование брекчий. О тектонической природе оруденения в целом также свидетельствует близость ориентировки уплощенности и линейности, с одной стороны, хромититового тела, а с другой — оливина и хромшпинелидовых агрегатов в околорудных дунитах.

Еще один факт, требующий объяснения, — часто наблюдаемое увеличение содержания пироксенов в перидотитах вблизи дунитовых тел, вмещающих хромитовое оруденение, или безрудных. Подобные соотношения описаны в многочисленных публикациях [10, 15 и др.]. С позиций магматической и метасоматической гипотез данные закономерности строения необъяснимы, поскольку при просачивании сквозь исходный перидотит химически активных по отношению к пироксенам флюидов или расплавов не может одновременно увеличиваться содержание пироксенов. В ходе реакции «флюид (или расплав)+рестит» реагирующий компонент расходуется на «расторжение» пироксенов [20] и в дальнейшем, вероятнее всего, должна протекать реакция новой его порции с перидотитом на том участке, где выше концентрация пироксенов, а не там, откуда они в значительной степени уже удалены. Таким образом, перидотиты должны постепенно обедняться пироксенами, образуя дунит, а резкость перехода противоречит предложенному механизму.

Вместе с тем, наблюдаемые закономерности строения дунит-перидотитовых ассоциаций находят вполне логичное объяснение в рамках реоморфической модели [11]. Реоморфический механизм предполагает дифференциацию частиц (зерен минералов) в вязкопластическом потоке согласно их физическим свойствам. В простейшем случае разделение происходит в зависимости от величины параметра ρV . Если исходной породой является перидотит, состоящий из оливина (85%) и пироксенов (15%), то в осевой части потока (высокая скорость) накапливается оливин и образуются дуниты, а в периферических (низкая скорость) — повышается содержание пироксенов.

Изучение структуры хромитонесной зоны на востоке массива Средний Крака позволило заключить следующее:

тело хромититов «месторождения № 33» образовалось в результате высокотемпературного вязко-

пластического течения ультрамафитов в результате того же процесса, который сформировал структуру вмещающих пород;

нодулярные текстуры имеют тектоническое происхождение, на что указывают их постепенный переход к массивным деформированным хромититам и участие их в заполнении тектонически ослабленных зон в последних;

факты обогащения пироксенами прилегающих к дунитам участков шпинелевых перидотитов находятся в соответствии с реоморфической моделью генезиса хромититов и противоречат реакционно-магматической гипотезе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
2. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. — Л.: Наука, 1987.
3. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. — М.: Наука, 1965.
4. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей / Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. С. 5–78.
5. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. — М.: Геоинформмарк, 1995.
6. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т.А.Смирновой, В.И.Сегаловича. — М.: Недра, 1987.
7. Пуарье Ж.С.П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. — М.: Мир, 1988.
8. Савельев Д.Е. Реоморфическая модель формирования ультрамафитовых комплексов подвижных поясов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2013. Вып. 16. С. 81–88.
9. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестн. Московского университета. 2006. № 6. С. 3–8.
10. Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонесность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. — Уфа: Ди-зайнПолиграфСервис, 2008.
11. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.
12. Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). — Л.: Недра, 1985.

13. Селиванов Р.А. Условия локализации хромового оруденения в ультрамафитовых массивах Рай-Из и Войкаро-Сынынский: Дис... канд. геол.-минер. наук. – Екатеринбург, 2011.
14. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний. 1948. Вып. 97. № 12.
15. Структура каналов течения расплавов в мантии / Г.Н.Савельева, А.В.Соболев, В.Г.Батанова и др. // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
16. Чернышов А.И. Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С. 99–101.
17. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). – Томск: Чародей, 2001.
18. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. – М.: Наука, 1990.
19. Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // Nature. 1992. Vol. 358. P. 635–641.
20. Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.
21. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.61)

© В.Е.Кунгурова, Ю.П.Трухин, В.В.Кононов, 2013

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В.Е.Кунгурова, Ю.П.Трухин ((Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН), В.В.Кононов (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН)

Формирование аллохтонных прибрежно-морских россыпей пляжа и мелководного шельфа Западной Камчатки — результат сложной гидродинамической обстановки. Нижняя часть береговой зоны (подводный береговой склон) и верхняя (пляж и клиф) находятся в различных динамических условиях. Резкий скачок в активности гидродинамических процессов привел к обогащению морских осадков золотом на более высоком уровне содержания по сравнению с промежуточными коллекторами. Формирование ореолов Au происходит как за счет донной абразии отложений подводного берегового склона, так и береговой в результате сильного разрушения бенча и клифа.

Ключевые слова: шлифовые ореолы Au, пляжи неполного профиля, абразионно-аккумулятивные пляжи, гидродинамическое воздействие.

Кунгурова Валентина Егоровна, kunwe@rambler.ru, Трухин Юрий Петрович, ytrukhin@yandex.ru, Кононов Валерий Викторович, kunwe@rambler.ru

SOME FEATURES OF MECHANISM AND CONDITIONS OF COASTAL-MARINE GOLD-BEARING PLACERS FORMATION OF KAMCHATKA SOUTH-WEST

V.Ye.Kungurova, Yu.P.Trukhin, V.V.Kononov

The formation of allochthonous coastal-marine placers of beach and shallow marine shelf of the Westert Kamchatka is the result of complex hydrodynamic situation. The lower part of the littoral zone (submarine beach approach) and the upper one (beach and cliff) are in different dynamic conditions. Sudden activity change of the hydrodynamic processes provided marine sediments to be enriched by more gold in comparison with the intermediate headers. The formation of Au zones is due to both bottom abrasion of the submarine beach approach sediments and coastal abrasion as a result of great destroyed of bench and cliff. Placers are located in the zones of abraded clives which are formed due to neotectonic emergences.

Key words: Au placers, beaches of incomplete profile, beaches of the abrasion-accumulative type, hydrodynamic influence, longshore transport.

Исследования прибрежно-морских золотоносных россыпей Юго-Западной Камчатки и анализ данных предшествующих работ позволяют сделать вывод о высокой перспективности россыпей и возможности их реального использования. Необходима переоценка территории для выявления локальных обстановок, обеспечивающих условия формирования россыпей и их сохранность.

Изучаемый район относится к россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии Охотско-Камчатской россыпной провинции Камчатско-Курильской субпровинции Западно-Камчатской россыпной зоны со специализацией на россыпное золото, минералы титана, железа [7]. Западно-Камчатский прогиб, где находится район исследований, — это пологонаклонная (до 1°) равнина, продолжением которой служит подводная терраса. Основные морфоструктурные элементы рельефа обусловлены

общим структурным планом территории Западной Камчатки, заложенным в миоцене–плиоцене, и дальнейшим его тектоническим развитием в плейстоцене–голоцене [4].

Формирование в плиоцен-четвертичное время в пределах равнины абразионно-аккумулятивных уровней и коррелятных им отложений находится в генетическом единстве с образованием золотоносных титано-магнетитовых россыпей. В их пределах формировались промежуточные коллекторы золота с золотоносным материалом, выносимым морем, ледниками, реками, их притоками, которые дренировали вещественные комплексы Камчатского срединного массива и его обрамления (рис. 1).

Вдоль побережья Западной Камчатки расположен ореол рассеяния золота на пляже длиной 300 км и шириной до 40 м (И.В.Бондаренко, В.В.Хитров и др., 1979 г.). В мелководной зоне

шельфа в донных отложениях подводных террас также выделяются обогащенные золотом участки длиной от 2 до 20 км, шириной 40–700 м. Исследованы и опробованы участки повышенной золотоносности прибрежно-морских отложений в пределах перспективного Кольско-Утинского участка вдоль побережья от устья р. Большая до устья р. Кихчик.

Формирование современных прибрежно-морских пляжевых россыпей происходит вдоль прямолинейных береговых линий. Они образуются в результате приливов-отливов, штормов, волновых и вдольбереговых течений при переработке содержащего ценные компоненты обломочного материала, который поступает при размыве и обрушении береговых форм рельефа [3]. На Западной Камчатке исследователями выделены два типа берегов — абразионные и аккумулятивные, при преобладании абразионных [2]. Нередко берег представлен абразионно-аккумулятивным образованием, когда между абразионными участками, преобладающими в пределах береговой линии, зажаты аккумулятивные, тяготеющие к низменным участкам.

Береговая зона Западной Камчатки характеризуется благоприятными гидродинамическими условиями для проявления россыпеобразующих процессов [8]. По режиму волнения Охотское море относится к бурным [2], что создает высокий гидродинамический фон волнового поля и активное абразионное воздействие волновых процессов в пределах береговой зоны. Осадки переносятся волнами, которые при подходе к берегам деформируются, а также прибрежными течениями. Пологие волны умеренной высоты переносят осадочный материал в сторону берега, так как они движутся в придонном слое, а на промежуточной глубине обратный поток несет взвешенные частицы в сторону моря; крутые волны перемещают осадки в придонном слое от берега, размывая пляж.

Для района исследований характерно преобладание волнения западных румбов. Углы подхода волн 80–88° обеспечивают поперечное перемещение наносов к урезу. К поперечным перемещениям добавляется и вдольбереговой перенос материала в южном и северном направлениях [1, 6]. Установлены большая энергия волнового воздействия на берег и преобладание поперечного перемещения наносов над продольным. У западных берегов Камчатки течения со скоростью 20 см/с имеют направ-

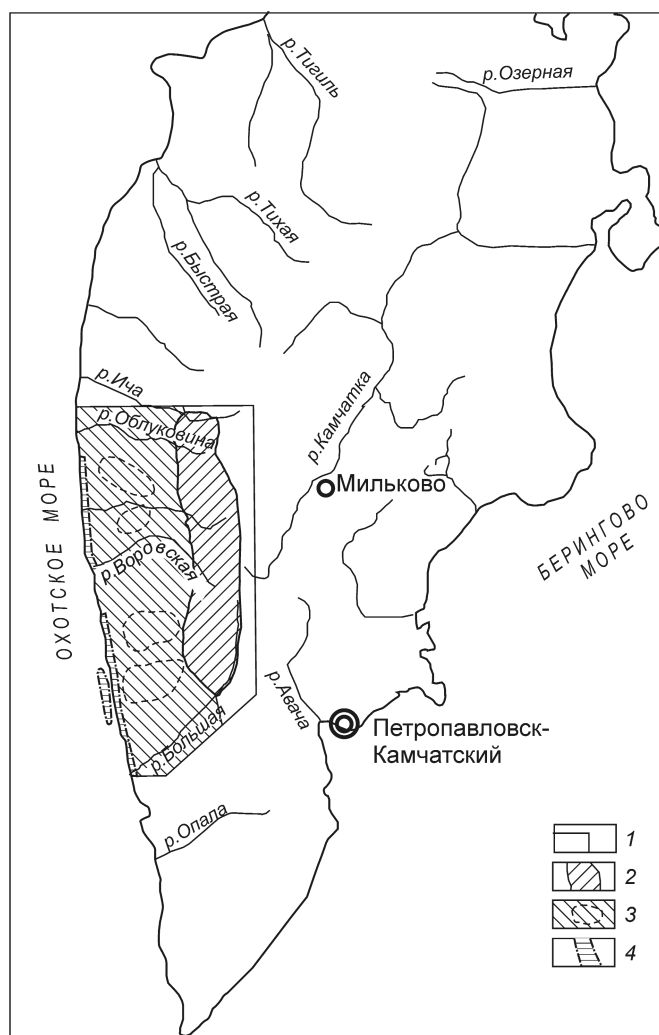


Рис. 1. Обзорная схема района исследований:

1 — площадь исследований; 2 — Камчатский срединный массив с коренными источниками золота; 3 — зона распространения промежуточных коллекторов в пределах Западно-Камчатской равнины с золотороссыпными участками; 4 — шлиховые ореолы золота на пляже и мелководном шельфе

ление с юга на север. Приливно-отливные течения достигают в сизигию 2,3–4,2 м, ширина осушки не превышает 40 м, в результате чего миграция береговой линии и концентрация волновой энергии происходят в пределах узкой части береговой зоны. При сильных штормах возникают ветровые нагоны, которые влияют на колебания уровня воды в приустьевых частях рек.

Береговая зона динамична в геоморфологическом плане и характеризуется сложными рельефообразующими процессами. К литодинамическим факторам россыпеобразования относятся процессы перемещения обломочного материала волновым

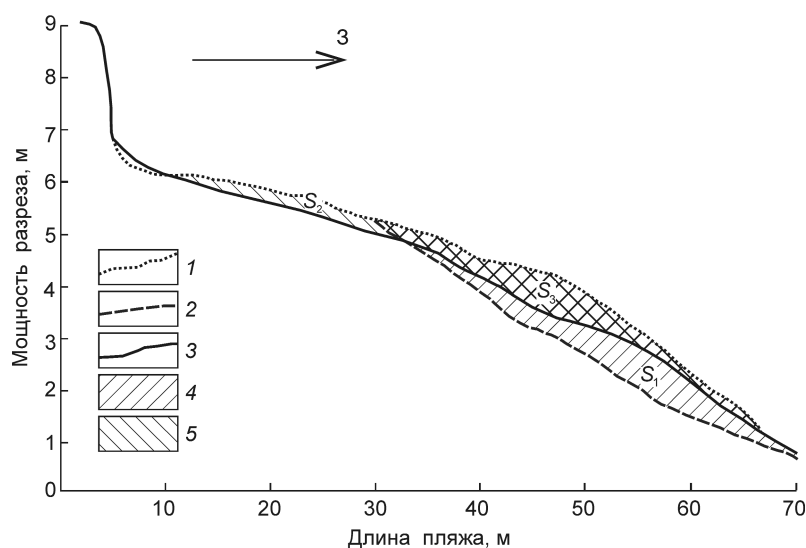


Рис. 2. Изменение поперечного профиля зоны пляжа:

линия профиля: 1 — до шторма, 2 — после шторма, 3 — через один год; площадь размыва пляжа, м²: 4 — за период шторма $S_1 + S_3 = 35,75$, 5 — за один год $S_2 + S_3 = 22,5$

потоком, его распределение на участках пляжа, подводного берегового склона, а также возникновение естественного концентрата на поверхности отложений. Резкий скачок в активности гидродинамических процессов, имеющих волновой характер, привел к обогащению золотом прибрежно-морских

осадков по сравнению с промежуточными коллекторами.

Подводный береговой склон (нижняя часть береговой зоны), пляж и клиф (верхняя ее часть) находятся в различных динамических условиях. Пляжи формируются в основном под действием волновых процессов и зависят от изменяющейся величины волн, приливных циклов, сезонных, многолетних вариаций волнения. Осадочный материал переносится в зоне между уровнем заплеска волн и глубиной до 15–20 м. При трансгрессии в голоцене фации пляжа мигрируют в сторону суши (рис. 2). Выделены пляжи неполного (причлененные, прислоненные, с маршевыми зонами) и полного профиля. В исследуемом районе преимущественно развиты пляжи неполного профиля на участ-

ках абразионного берега.

Пляжи, причлененные к клифу в районе мысов, представляют собой узкую (20–30 м) слабоогнутую пологонаклонную плоскость, часто с выработанным в подстилающих породах бенчем (рис. 3). Пляжи, прислоненные к клифу, более широкие

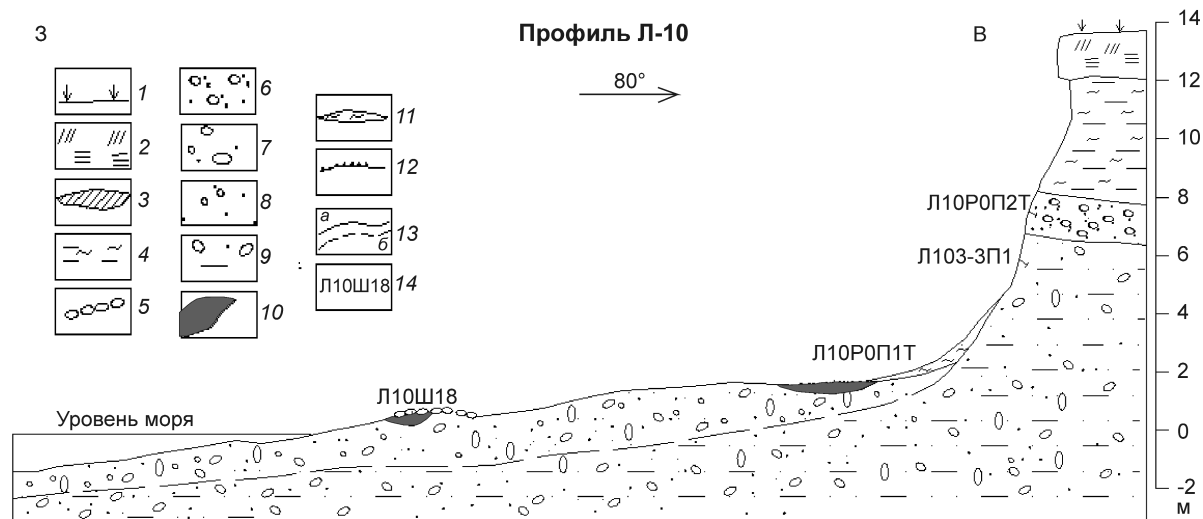


Рис. 3. Типичный схематический разрез верхней части береговой зоны участка пляжа, причлененного к клифу:

1 — поверхности пляжа и клифа, закрепленные растительностью; 2 — торф; 3 — ледовые несортированные наносы; 4 — водно-ледниковые мореноподобные суглинки; 5 — прослои и набросы гальки; 6 — палеоаллювиальные отложения — конгломераты, пески; 7 — песчано-гравийно-галечный материал; 8 — гравийно-песчаные образования; 9 — мореноподобные супеси с галькой, валунами; 10 — слои с повышенными содержаниями Au; 11 — прослои и линзы гальки; 12 — ореолы и прослои магнетита; 13 — границы литологических разностей (а — установленные, б — предполагаемые); 14 — местоположение и номер горной выработки по линиям опробования (ш — шурф, з — закопуша)

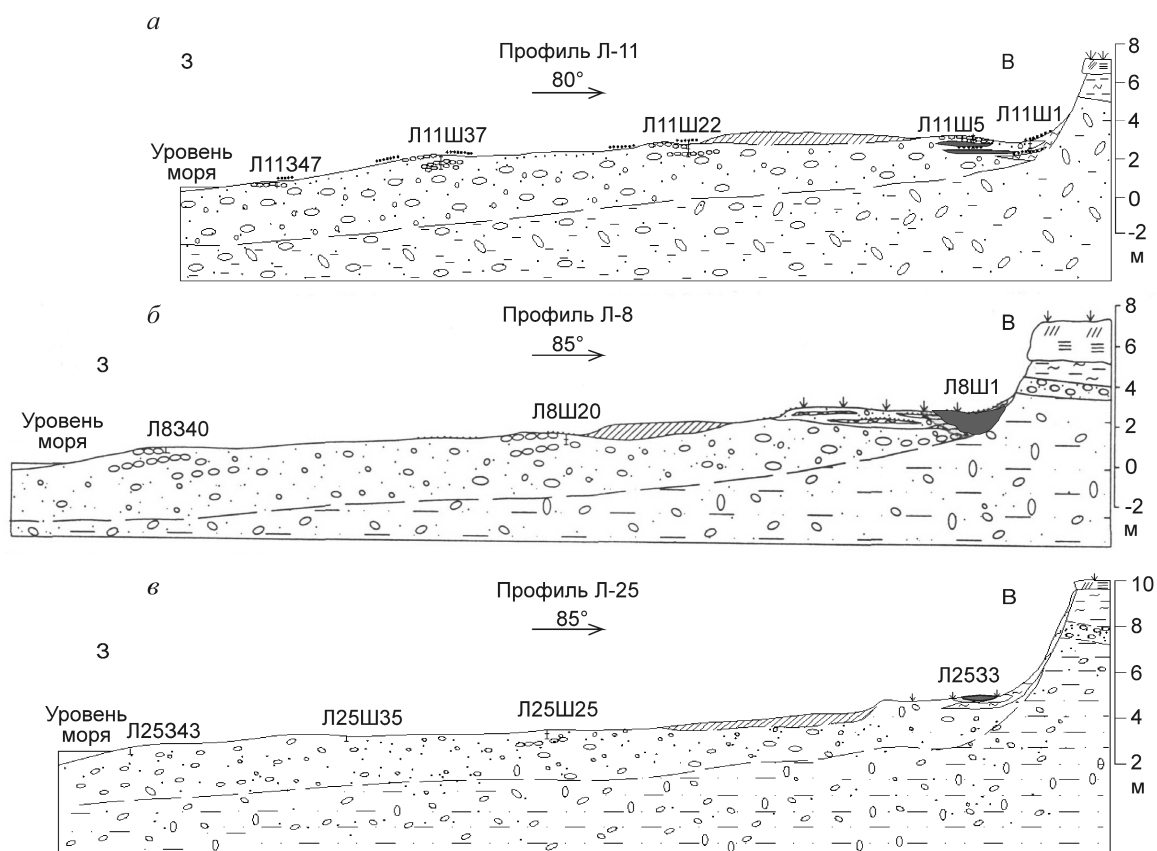


Рис. 4. Типичные схематические разрезы верхней части береговой зоны участка пляжа, прислоненного к клифу (а) и верхней части береговых зон с маршами (б, в):

усл. обозн. см. рис. 3

(30–50 м), подвергаются абразии только во время штормов, имеют слабовыпуклый профиль. Поверхности таких пляжей осложнены 1–3 штормовыми валами высотой 0,2–1,0 м (рис. 4, а). Клифы, испытывающие гидродинамическое воздействие лишь во время очень сильных штормов, соседствуют с широкими (50–70 м) пляжами слабовыпуклого профиля, также осложненного несколькими штормовыми валами и приподнятыми маршевыми зонами шириной 10–12 м в их тыловой зоне (см. рис. 4, б, в).

Пляж и клиф подвержены наиболее сильной волновой обработке, особенно на абразионных отрезках, у причлененных пляжей и клифов с узкой полоской пляжа до 30 м. Наблюдения, проведенные И.В.Бондаренко за разрушением такого типа пляжей западной части Камчатки в период 1973–1977 гг., показали, что отступление бровки клифа в районе исследований составляет 3,4–10,6 м, а берега — от 0,85 до 6,6 м за один год. Значительная скорость обратного потока и небольшая ширина пляжа способствуют выносу абрадированного материала на подводный береговой склон. Если в отложениях

клифа средний размер минералов магнитной фракции, по нашим данным, 0,077 мм, то в образованиях пляжа он достигает 0,14 мм, что свидетельствует о выносе части тяжелых минералов меньшей крупности на подводный береговой склон. Отложения гребня штормового вала в обогащенных шлихах характеризуются минимальными содержаниями золота, в средней части пляжа до 155 мг/м³, приклифовой зоне до 530 мг/м³.

Прислоненные пляжи шириной до 50 м несколько меньше подвержены волновой переработке. В составе размываемых образований клифа присутствуют галечники с песчано-гравийным заполнителем. В отличие от причлененных пляжей здесь нередко, согласно нашим исследованиям, происходит обогащение пляжевых осадков (более чем на 20% по сравнению с отложениями клифа) минералами тяжелой фракции, что может быть обусловлено их приносом с подводного склона в заключительную стадию шторма за счет донной абразии находящегося и обнажающегося под водой промежуточного коллек-

тора. Содержания золота колеблются здесь от 170 до 705 мг/м³.

Прислоненные пляжи абразионно-аккумулятивного типа с маршевой поверхностью в тыловой зоне шириной до 70 м, абрадируемые лишь при очень сильных штормах, характеризуются меньшей абразией. По нашим данным, в отложениях марша у основания клифа содержание золота колеблется от 50 до 250 мг/м³. Шлиховые ореолы на поверхности редки, так как обратный прибойный поток слабый. Большая ширина таких пляжей обусловлена низкой плотностью галечников, чаще всего слагающих пляж. Отложения тыловой зоны с маршем и прилегающей к ней активной зоной пляжа довольно редко подвергаются переработке волнами.

Таким образом, в пределах рассмотренных пляжей неполного профиля более золотоносны осадки на бенче у основания клифа. Собственно плотиковые россыпи золота формируются на участках абразионных берегов без маршей, в приклифовой зоне прилегающих пляжей и в основании разреза пляжа в слоях, сложенных валунно-галечным материалом. На прислоненных пляжах золотоносный пласт часто перекрыт слабозолотоносными наносами или сериями маломощных (1–10 см) прослоев естественного шлиха [5, 9].

На абразионно-аккумулятивных пляжах с маршевыми зонами имеются условия для сохранения пролювиальных россыпей в тыловой части маршей и создания собственно пляжевых надплотиковых россыпей в их фронтальной части. От величины среза промежуточного коллектора зависит содержание полезного компонента в отложениях пляжа, хотя при этом нельзя не учитывать крайне неравномерное распределение золота и в самих обнажаемых образованиях. Золотоносные россыпи участков абразионного берега состоят из зон, обогащенных тяжелыми минералами. В поверхностном слое пляжа к ним относятся зоны развития естественных шлихов гранат-магнетитового материала с золотом. Такие зоны нестабильны, эродируются во время штормов и возникают вновь при их затухании. При захоронении шлихов морскими осадками образуются многослойные пляжевые россыпи.

Поверхностные шлиховые ореолы в пределах описанных выше пляжей неполного профиля формируются следующим образом. При сильных штормах профиль пляжа стремится к динамическому равновесию, которое зависит от гранулометрического, минералогического составов материала пляжа, интенсивности шторма, углов прибойных и возвратных волн, их энергии и т.д. Происходят срезание и вынос в море некоторой части активного слоя пляжа, а во время очень сильного шторма берег практиче-

ски полностью лишается пляжа. Абразии подвергаются клиф, бенч, выходы отложений промежуточного коллектора на подводном береговом склоне. Высвобожденный золотоносный материал сортируется, при этом алевропелитовая фракция выносится на подводный склон. По мере изменения энергии волн на завершающей стадии шторма вынос пляжевого материала сменяется заброской на пляж обломков различного удельного веса. При этом тяжелые минералы, в том числе и золото, поступившее из промежуточного коллектора, отлагаются прибойным потоком в основании клифа в виде прослоев естественного шлиха. В дальнейшем с падением энергии волн валы, возведенные штормом, перебиваются. Возвратные волны вымывают легкую фракцию, формируют локальные ореолы естественного шлиха. Профиль пляжа начинает восстанавливаться с обратной подачей материала с подводного склона в прибойную зону. Большая часть минералов тяжелой фракции отлагается в подошве активного слоя, так как волны с малым энергетическим потенциалом не выносят в зону пляжа большое количество тяжелых минералов.

Данная классическая схема образования прибрежно-морских россыпей может быть дополнена некоторыми особенностями, характерными для Юго-Западной Камчатки. На многих участках исследуемого абразионного берега после шторма вынесенный в море материал не возвращается, пляж сохраняет вогнутый профиль и пониженный в результате шторма уровень. Поверхность сглаженного после шторма пляжа покрыта тонкопесчаными, хорошо отсортированными отложениями. Сглаженный профиль и плотная поверхность пляжа позволяют даже относительно слабым волнам далеко продвигаться в сторону суши. Через некоторое время на пляже возникают магнетитовые ореолы, продвигающиеся постепенно в сторону моря. Рассмотрим механизм их формирования. После шторма у подножия клифа образуются стратифицированные глинистые покровы или валы мощностью до 20 см, на поверхности которых развиваются конусы выноса тяжелого шлиха. Часто конусы и струи имеют зональное строение: от центра к периферии сменяются зоны, обогащенные магнетитом, гранатами и пироксенами. С течением времени происходят размыв прибойными волнами глинистой основы, перемещение естественных шлихов на плотную мелкопесчаную основу и постепенная миграция возникших, вытянутых параллельно линии моря, в сторону акватории. Эти данные указывают на пролювиальный генезис образований. Сходные процессы с развитием конусов выноса тяжелых минералов протекают и у подножия кли-

фов, отгороженных от волновой деятельности мощными валами ледовых наносов.

Среди частиц золота выделяются мелкое, тонкодисперсное, хорошо окатанное размером $<0,1$ мм; чешуйчатые, пластинчатые зерна размером $0,07\text{--}0,25$ мм, хорошо окатанные и высокопробные (до 920‰); низкопробные (659–750‰) крупные скрученные, стружковидные, покрытые бороздами, штриховыми поверхностями размером $0,1\text{--}5$ мм.

Рассматривая в качестве источников абрадируемые промежуточные коллекторы, можно предположить, что одним из источников тонкодисперсного золота служат реликтовые золотосодержащие россыпи, которые эродируются в пределах подводного берегового склона. Золото данного типа благодаря незначительному размеру может легко переноситься вдольбереговыми потоками, создавая золотосодержащий фон на пляжах юго-западного побережья Камчатки. Вблизи участков с размываемыми реликтовыми россыпями могут обнаруживаться аномальные содержания металла. Решить задачу выявления подобных подводных источников можно с помощью детальных морских исследований.

Другой источник — золотосодержащие отложения клифов и бенчей абразионных берегов. Их размыв способствует возникновению аномальных локальных концентраций золота в ореолах естественного шлиха, что указывает на скопления золота в клифе или бенче. Высвобожденное из промежуточных коллекторов золото данного типа не образует больших ореолов рассеяния, поскольку отклоняется вдольбереговыми течениями на север от источника. Так, в районе р. Митога размывается уступ, сложенный золотосодержащими водно-ледниковыми отложениями. В пляжевых отложениях южнее размываемого клифа содержание золота (мг/м^3) составляет 20 [5], напротив центральной части уступа — 70, у северного его окончания — 95, в 150 м севернее — 90 и в 550 м к северу снижается до 42. Следовательно, часть золотосодержащего материала из абрадируемых берегов не выносятся на окраины шельфа, а участвует в процессе россыпеобразования. Проллювиальные россыпи на участках абразионных берегов — образования временные, которые выносятся в море для последующего переотложения на участках аккумулятивных пляжей.

Подверженные действию прибойных волн валы ледовых наносов — еще один источник золота в пределах пляжей. В периоды отсутствия сильных штормов и ливней, размывающих берега, это основной источник материала для возникновения на пляже небольших поверхностных золотосодержащих гранат-магнетитовых ореолов.

На некоторых участках определенное значение имеет механизм вовлечения пластов торфа в обрушаемые при штормах отложения берега. В прибойной зоне торф разрушается труднее, чем полуконсолидированный осадочный материал, поэтому в зонах развития и обрушения больших объемов торфа абразия берега и, следовательно, количество золотосодержащего материала, участвующего в россыпеобразовании, сокращаются. Похожую роль играют валы ледовых наносов, защищающие клиф. В сезоны широкого развития ледовых наносов, которые экранируют питающие пляжную зону береговые уступы, процесс россыпеобразования приостанавливается.

Литодинамические условия россыпеобразования на аккумулятивных берегах иные. Здесь формируются менее динамичные пляжи полного профиля шириной $90\text{--}120$ м, отложения которых гораздо реже подвергаются воздействию волн. Наиболее интенсивно перерабатывается фронтальная часть пляжа. Полная переработка материала пляжа происходит один раз в несколько лет, в периоды наиболее сильных штормов. Материал на постройку пляжей поставляется при вдольбереговой миграции осадков и в процессе поперечного перемещения при абразии подводного берегового склона, а также смежных абразионных участков берега. Абразия золотосодержащих отложений в основном на подводном береговом склоне в местах их выхода обуславливает низкую золотосодержащность пляжей — в пределах $5\text{--}60 \text{ мг/м}^3$.

Подводный береговой склон представляет собой ряд поверхностей террас, сформированных в ходе голоценовой трансгрессии. Параллельно береговой линии на западном побережье Камчатки выделяются полосы гравийно-галечных образований, соответствующих регрессиям Охотского моря в четвертичное время, на глубинах $9\text{--}12$, $20\text{--}25$, $40\text{--}50$ м [6]. На подводном береговом склоне площади исследований выделено до семи геоморфологических уровней (террасовидных поверхностей), характеризующих кратковременные периоды стояния моря во время голоценовой трансгрессии. При резком повышении уровня моря клиф не успевает стать пологонаклонной поверхностью, он остается относительно крутым, а нижняя площадка превращается в морскую подводную террасу. В результате цикличности подобных процессов и была сформирована серия таких террас. На мелководном шельфе также выделяются контуры прадолин, которые в пределах изобаты 50 м изогнуты в северном направлении (И.В.Бондаренко, В.В.Хитров и др., 1979 г.). Сохранность прадолин связана, по-видимому, с быстрым затоплением древней гидросети, которая была сформирована в предыдущий этап низкого стояния моря.

мичности он неоднороден и приводится в движение по-разному, в зависимости от фазы шторма и силы волнения. Обогащенными оказываются участки, где выходят отложения промежуточного коллектора, подверженные постоянному воздействию волн, то есть максимальные зоны абразии.

Наибольший интерес представляют погребенные ореолы, которые уже сформированы и в настоящее время не обладают миграционной активностью. Формирующиеся ореолы залегают в основании активного слоя, наименее динамичны и становятся подвижными лишь при самых сильных штормах. Ореолы в верхней части активного слоя находятся в состоянии движения. Сочлененные с промежуточными коллекторами ореолы могут восстанавливаться после сильных волнений, а оторванные от них располагаются в верхней части активного слоя и легко мигрируют.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что аллотигенные прибрежно-морские россыпи Юго-Западной Камчатки приурочены к участкам развития абрадируемых клифов, возникающих в режиме неотектонических поднятий. Наличие ореола поверхностного естественного шлиха, формируемого прибойным потоком у основания клифа, говорит не только о потенциальной золотоносности пляжа, но и клифа с бенчем, а также подводного берегового склона. Абразионные участки берега — своеобразная «кладовая» золота, питающая смежные с ним пляжи неполного профиля и подводный береговой склон. Активный слой перемываемых золотоносных морских наносов зарождался на пляже, протягивается на мелководный шельф и служит природным транспортером, по которому золото из размываемого промежуточного коллектора переносится с верхней части береговой зоны в нижнюю. В результате происходящей в голоцене трансгрессии абразионные участки берега на юго-западе Камчатке разрушаются и в настоящее время продолжают процессы формирования прибрежно-морских россыпей.

В заключение отметим, что для разработки наиболее перспективных россыпи подводного берегового склона, собственно пляжевые, а также многочисленные поверхностные ореолы естественного гранат-магнетитового золотоносного шлиха на пляже.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев В.П., Гезин И.Ш., Мастеров Ю.Ф. О геолого-гидродинамической обстановке формирования золотоносных ореолов на шельфе Западной Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 11. С. 104–108.
2. Зенкович В.П. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки // Тр. океанографической комиссии. 1956. Т. 1.
3. Зенкович В.П., Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Лукьянова С.А. К геоморфологии Западного побережья Камчатки // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971. С. 117–126.
4. Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / И.В.Мелекесцев, О.А.Брайцева, Э.Н.Эрлих и др. — М.: Наука, 1974.
5. Кононов В.В., Кунгурова В.Е. К вопросу о механизме формирования пляжевых золотоносных россыпей на западном побережье Камчатки // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. М., 2000. С. 182–183.
6. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР / А.С.Ионин, П.А.Каплин, О.К.Леонтьев и др. — М.: Наука, 1971.
7. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. — М.: ИГЕМ РАН, 2008.
8. Сакс С.Е. Некоторые вопросы динамики морского россыпобразования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 11. С. 81–89.
9. Трухин Ю.П., Кунгурова В.Е., Кононов В.В. Тонкое и дисперсное золото в прибрежно-морских россыпях юго-западной Камчатки // Тр. симпозиума «Нано-геохимия золота», г. Владивосток, 17–18 апреля 2008. С. 134–140.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.767.725

© Коллектив авторов, 2013

МОДИФИЦИРОВАНИЕ СВОЙСТВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ АПРОБАЦИЯ ВОДОНЕФТЯНЫХ ЭМУЛЬСИЙ В КАЧЕСТВЕ РЕАГЕНТОВ-СОБИРАТЕЛЕЙ ДЛЯ ПРОЦЕССА ПЕННОЙ СЕПАРАЦИИ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩЕГО СЫРЬЯ

В.А.Чантурия (РАН), Г.П.Двойченкова (ИПКОН РАН, СВФУ), Г.Х.Островская (Институт «Якут-нипроалмаз»), А.Ф.Махрачев (УГОК АК «АЛРОСА»), О.Е.Ковальчук (НИГП АК «АЛРОСА»)

Промышленные испытания в схемах обогатительных фабрик № 3 МГОКа и № 12 УГОКа АК «АЛРОСА» установили эффективность разработанного реагентного режима пенной сепарации алмазосодержащего сырья с использованием реагента-собираателя на основе водонефтяных эмульсий (ВНЭ). При использовании ВНЭ с размером частиц водной фазы <50 мкм извлечение алмазов в концентрат составляет в среднем 99,9%, что в среднем на 7% выше, чем при использовании мазута флотского Ф-5.

Ключевые слова: нефтяные шламы, водонефтяные эмульсии, вибромагнитная обработка, извлечение, алмаз, пенная сепарация, реагенты-собираатели.

Чантурия Валентин Алексеевич, Двойченкова Галина Петровна, dvoigp@mail.ru, Островская Галлия Харисовна, Махрачев А.Ф., Ковальчук Олег Евгеньевич

MODIFYING THE PROPERTIES AND EXPERIMENTAL TESTING OF WATER-OIL EMULSIONS AS REAGENTS-COLLECTORS FOR THE PROCESS OF FROTH SEPARATION OF DIAMOND ORES

V.A.Chanturia, G.P.Dvoychenkova, G.Ch.Ostrovskaya, A.F.Makhrachev, O.E.Kovalchuk

Industrial tests in flowsheets of processing plants № 3 of MGOK and № 12 of UGOK AK «ALROSA» established the efficiency of the developed reagent regime of diamond-bearing raw material foam separation with application of reagent-collector on the basis of WOE. When applying WOE with water phase particle size less than 50 mcm extraction of diamonds to concentrate constitutes about 99,9%, which on average is 7% higher than when utilizing marine diesel oil F-5.

Key words: oil sludge, water-oil emulsions, vibrating magnetic treatment, extraction, diamond, foam separation, reagents-gatherers.

Производственная деятельность горнодобывающих предприятий неизбежно оказывает техногенное воздействие на объекты природной среды — поверхностные и подземные воды, почвенно-растительный покров, атмосферный воздух. Одним из наиболее опасных загрязнителей природной среды в условиях переработки алмазосодержащего сырья являются нефтяные шламы. Применяемые методы их утилизации различны по экономической и экологической эффективности. Переработка и утилизация нефтяных шламов включают, как правило, разделение нефтесодержащих отходов на легкую и тяжелую фракции, которые затем обезвреживаются и повторно используются в различных процессах. Новые технологии дают возможность провести многоступенчатое разделение нефтяных шламов с высокой степенью их очистки.

Одно из перспективных направлений утилизации нефтяных шламов рудников АК «АЛРОСА» — использование их в качестве реагента-собираателя для флотационного обогащения алмазосодержаще-

го сырья [1, 3]. В последние годы резко возрос спрос на мелкие алмазы крупностью <2 мм. Извлечение алмазных кристаллов такого класса на предприятиях АК «АЛРОСА» осуществляется в процессе пенной сепарации, основанной на флотационных (гидрофобных) свойствах кристаллов [1, 2].

Интенсификация процесса флотационного обогащения алмазосодержащего сырья возможна при повышении эффективности реагентного режима за счет применения более активных, дешевых и доступных реагентов. Нестабильность состава мазута флотского, используемого в настоящее время в качестве реагента-собираателя, приводит к нестабильности технологических показателей. Кроме того, экологически безопасная утилизация нефтяных шламов, попутно добываемых при разработке кимберлитовых месторождений, также требует замены этого реагента-собираателя. Таким образом, задача совершенствования метода пенной сепарации с использованием новых, более эффективных реагентов на основе активированных

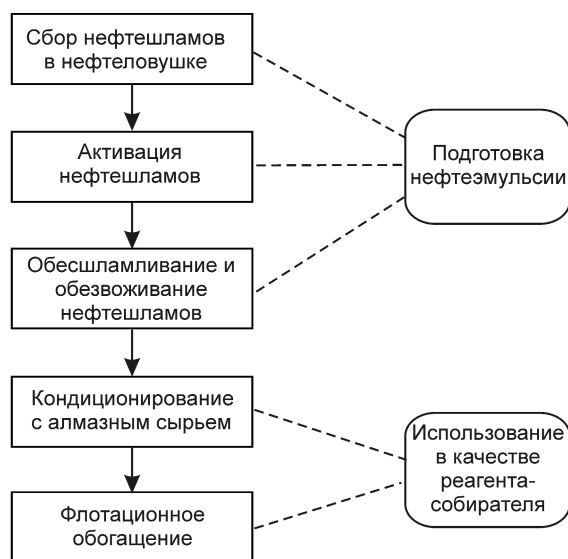


Рис. 1. Принципиальная схема подготовки нефтяных шламов к применению в качестве реагента-собираателя при флотационном обогащении алмазосодержащих руд

нефтяных эмульсий, обладающих высокими собирательными свойствами и более низкими удельными расходами (что особенно важно для районов Крайнего Севера), достаточно актуальна.

Переработка методом активации нефтяных шламов в водонефтяные эмульсии и последующее их использование в качестве реагента-собираателя в схемах пенной сепарации алмазосодержащего сырья позволяет полностью решить вышеуказанные проблемы. По данным отчета Томского института химии и нефти, нефтяные шламы представляют собой стойкую водонефтяную эмульсию. Органическая составляющая эмульсии — тяжелая, высоковязкая сернистая высокосмолистая малопарафинистая низкозастывающая нефть, небогатая легкими фракциями.

По данным исследований института «Якутнипроалмаз», для использования водонефтяной эмульсии в качестве реагента-собираателя не-

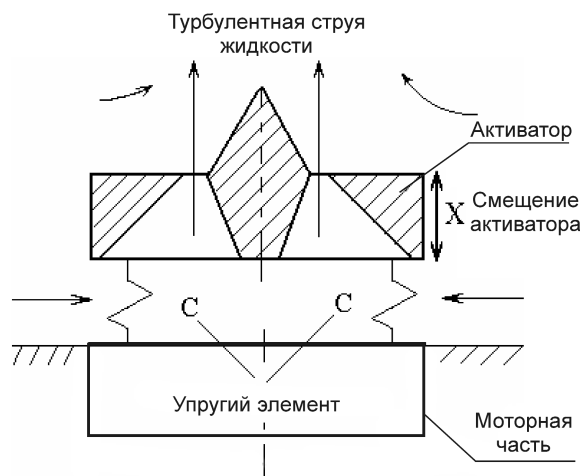


Рис. 2. Принципиальная схема действия электромагнитного активационного вибратора (ВЭМА-0,3)

обходимо выполнить следующие технологические операции ее обработки: выделение из общего объема эмульсии водной фазы и механических примесей; гомогенизация очищенной эмульсии. Полученный продукт может быть использован в качестве реагента-собираателя для процесса пенной сепарации на обогатительных фабриках АК «АЛРОСА» по схеме, указанной на рис. 1.

Основной операцией в приведенной схеме является процесс активации нефтяных шламов, после которого активированная гомогенная эмульсия может использоваться в качестве реагента-собира-

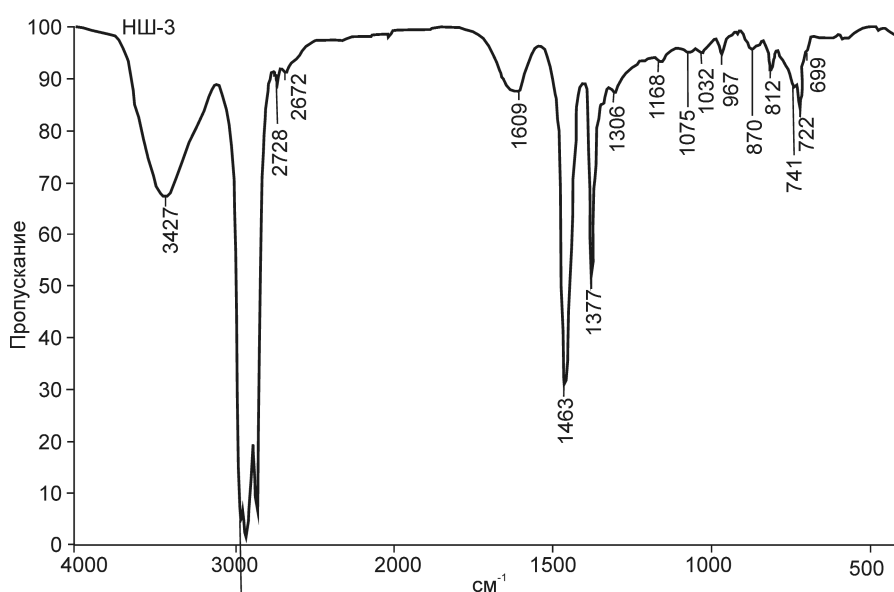


Рис. 3. ИК-спектр исходного образца нефтешламов

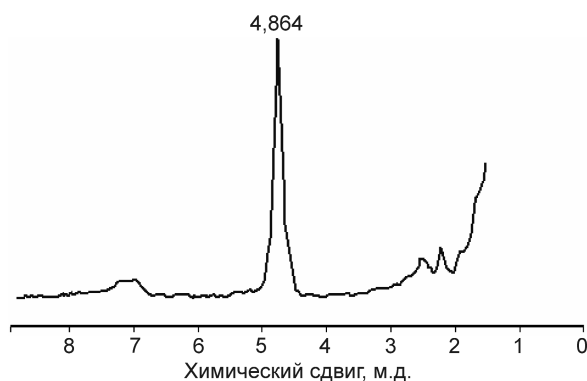


Рис. 4. ПМР-спектр исходного образца нефтешламов

теля в цикле кондиционирования алмазосодержащего сырья перед пенной сепарацией.

В последнее время в качестве физических методов активации нефтепродуктов широко используется виброструйная магнитная активация (ВСМА), создающая условия для достижения предельного уровня разрушения структуры молекулярных кристаллов парафиновых углеводородов и поддержания этого уровня в течение времени, необходимого для осуществления массообменных процессов. Виброструйная магнитная активация вследствие разрушения кристаллизационных структур приводит к достаточно сильному изменению структурно-вязкостных свойств нефти (рис. 2).

В качестве объекта исследований использованы нефтяные шламы, по фазовому составу относящиеся к нефтяной эмульсии обратного типа. Дисперсная фаза эмульсии представлена минерализованной водой в количестве 10,5–12%. Инфракрасный (ИК) спектр органической части исследуемого нефтесодержащего флюида, состоящего из сложной смеси нефтяных компонентов, приведен на рис. 3. На диаграмме ИК-спектра присутствуют полосы поглощения, характерные для метиленовых групп 3000–2800, 1460, 1380, 725 см^{-1} , а также полоса валентных колебаний C=C связей ароматического кольца при 1609–

1603 см^{-1} . Характеристика ИК-спектра позволяет сделать вывод о том, что органическая часть исследуемого вещества — сложная смесь окисленных нефтепродуктов, в состав которых входят углеводороды, азотистые и ароматические соединения. В спектре также фиксируются сильные полосы поглощения в областях 3600–3400 и 1640–1615 см^{-1} , характерные для колебательных и деформационных вариаций гидроксильной группы (вода). В спектре протонного магнитного резонанса (ПМР) исследуемого нефтесодержащего флюида в дейтерированном хлороформе отчетливо проявляется пик эмульгированной воды при 4,864 м.д. по шкале химических сдвигов (рис. 4). Таким образом, исходный образец нефтяных шламов является водонефтяной эмульсией, содержащей в качестве дисперсной фазы глобулы воды коллоидной степени дисперсности с оболочкой из смолисто-асфальтеновых веществ.

Как указывалось выше, применение исследуемых эмульсий в качестве реагентов-собирателей для цикла пенной сепарации алмазосодержащего сырья возможно после их предварительной обработки методом магнитной виброактивации. Для выбора наиболее эффективных параметров процесса виброактивации для модификации свойств нефтяных шламов изучены пробы водонефтяных эмульсий, полученных при различном времени их обработки.

Дисперсность частиц фазовых составляющих отобранных проб активированных нефтеэмульсий исследовалась путем фотографирования под микроскопом (рис. 5). На фотографиях видно, что исходная эмульсия — неоднородная трехфазная система. В ней присутствуют белые частички кристаллической соли, темно-коричневые частицы тяжелых фракций нефти, крупные водяные линзы и водяные гнезда, которые могут приводить к нестабильности ее свойств в качестве реагента-собирающего (см. рис. 5, фото 1). В результате воздействия прибором ВЭМА-0,3 размеры микрочастиц водной фазы исходной нефтяной эмульсии уменьшаются в десятки раз, незначительно отличаясь друг от друга и достигая значений <50 мкм (см. рис. 5, фото 2), что позволяет рекомендовать ее к использованию в качестве реагента-собирающего с достаточно стабильными свойствами. Заметим, что такие физико-химические показатели отобранных проб ВНЭ, как плотность и кинематическая вязкость, в результате виброструйной электромагнитной обработки уменьшаются с соответственным улучшением реологических свойств проб.

В лабораторных условиях были исследованы флотационные свойства полученных водонефтяных эмульсий. В лабораториях института «Якутнипроалмаз», ИПКОН РАН и НИГП АК

1. Результаты сравнительных лабораторных опытов по извлечению алмазов в концентрат (%) с применением различных реагентов

Наименование реагента	Расход реагента, г/т			
	190	570	760	950
Мазут флотский Ф-5	54,0	76,7	87,2	93,4
ВНЭ, пробы:				
1, исходная	34,1	55,5	88,9	88,9
2, время активации 1 мин	33,3	44,4	83,3	91,6
3, время активации 2 мин	33,3	47,8	78,3	88,9
4, время активации 3 мин	47,8	66,7	88,9	99,9

«АЛРОСА» собирательные свойства исследуемых проб ВНЭ оценивались в сравнении с собирательными свойствами мазута флотского Ф-5, который применяется в настоящее время на обогатительных фабриках АК «АЛРОСА». Опыты проводились по стандартной методике, позволяющей оценить извлечение алмазов в концентрат с воспроизводимостью 95%. На основании сравнительных флотационных опытов установлено, что при увеличении степени дисперсности частиц водонефтяной эмульсии флотационная активность ее повышается (табл. 1). При одинаковом расходе реагента использование ВНЭ с размером частиц водной фазы <50 мкм (проба 4) позволяет получить извлечение алмазов в концентрат 99,9%, что на 6,5% выше, чем при использовании стандартного мазута Ф-5 (93,4%). Таким образом, исследуемые нефтепродукты обладают близкими к мазуту Ф-5 собирательными свойствами и могут рекомендоваться в качестве реагентов-собирателей в цикле пенной сепарации алмазосодержащего сырья.

Если отобразить экспериментальные данные на графике (рис. 6), то волнообразный характер изменения кривых показывает нестабильность собирательных свойств водонефтяных эмульсий (пробы 1, 2, 3), что свидетельствует о недостаточно стабильном составе исследуемого реагента. График для пробы 4 (время активации 3 мин) в отличие от остальных имеет вид пропорциональной зависимости извлечения алмазов в концентрат, идентичный таковому для мазута Ф-5. При этом в опытах с максимальным расходом исследуемых реагентов, равным 950 г/т, извлечение алмазов в концентрат для пробы 4 составило 99,9%, что на 6,5% больше, чем при использовании мазута Ф-5.

Таким образом, результаты проведенного цикла экспериментальных исследований позволяют рекомендовать водонефтяные эмульсии, обработанные методом виброактивации, к использованию в качестве самостоятельных реагентов-собирателей для

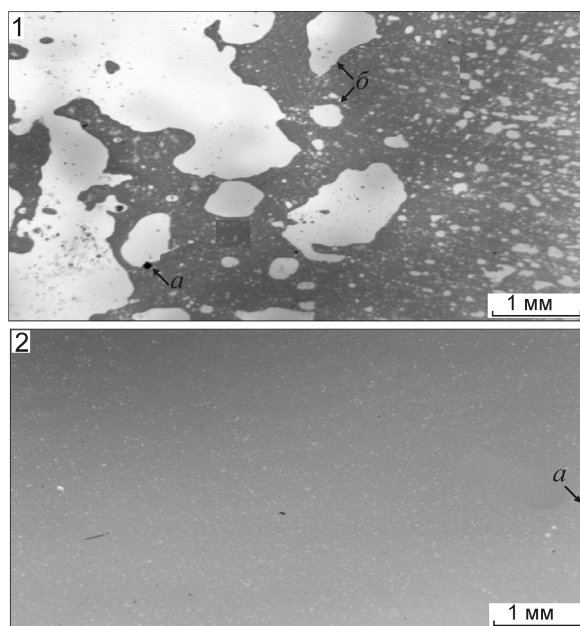


Рис. 5. Гомогенизация нефтяных эмульсий методом ВСМА:

фото 1 — нефтяная эмульсия до обработки технологией ВСМА; фото 2 — то же, после воздействия ВСМА; *a* — механические примеси; *b* — водная фаза

процесса пенной сепарации алмазосодержащего сырья.

Учитывая невозможность точного определения запасов исходных нефтяных шламов, являющихся продуктами попутной добычи при разработке кимберлитовых месторождений, и, соответственно, невозможность обеспечения постоянного количества необходимого исходного сырья для получения водонефтяных эмульсий, в процессе проведения настоящих исследований изучена возможность применения ВНЭ в качестве активирующей добавки к основному реагенту — мазуту флотскому — в целях повышения стабильности его технологических свойств и сокращения удельного расхода.

Для определения собирательных свойств смесей водонефтяной эмульсии с мазутом Ф-5 выполнены флотационные опыты с использованием в качестве реагента-собирателя вышеуказанных нефтепродуктов в различных соотношениях. При этом для установления универсальности метода

2. Результаты сравнительных опытов извлечения алмазов в концентрат (%) с использованием смесей мазута Ф-5 и ВНЭ на основе нефтяных шламов трубки Интернациональная в различных соотношениях

Исследуемый реагент	Извлечение алмазов в концентрат (%) при расходе реагентов, г/т				
	100–150	300–350	600–700	800–950	1000–1100
Мазут флотский Ф-5 (Ф-5)	61	80	85	93	95
Водонефтяная эмульсия	63	73	81	93	95
Смесь Ф-5:ВНЭ – 8:2	60	75	85	93	95
То же, 6:4	68	98	95	90	95
« 4:6	65	85	98	95	90
« 2:8	58	80	87	93	100

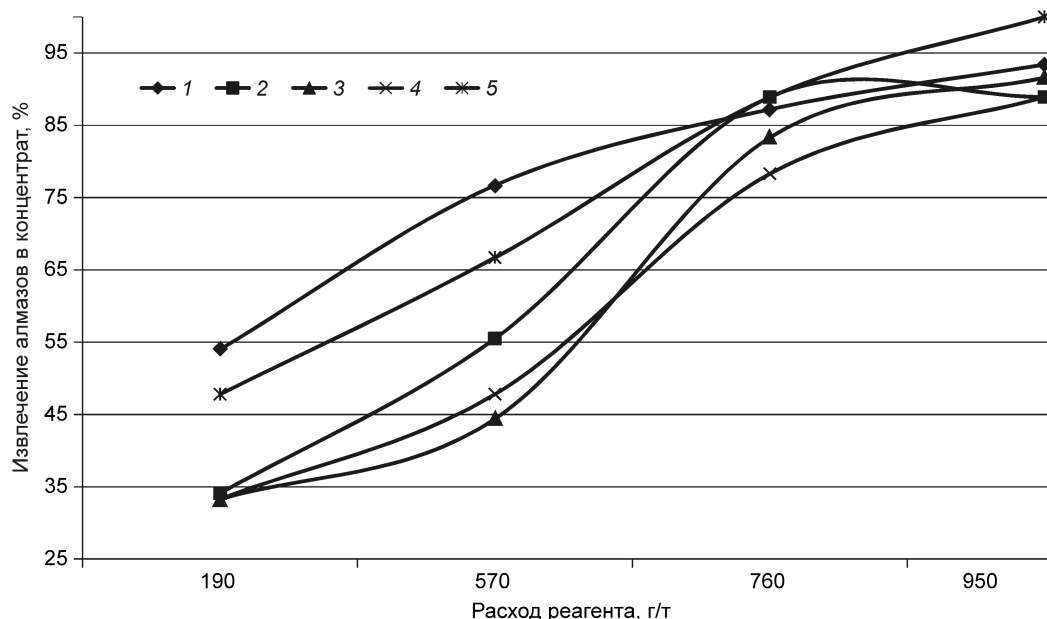


Рис. 6. Зависимость извлечения алмазов в концентрат от степени диспергации водонефтяных эмульсий при различном расходе исследуемых реагентов-собираетелей:

1 — мазут Ф-5; ВНЭ: 2 — проба 1, исходная, 3 — проба 2, время активации 1 мин, 4 — проба 3, время активации 2 мин, 5 — проба 4, время активации 3 мин

ВСМА исследованы собирательные свойства комбинированных реагентов на основе мазута и ВНЭ с использованием в качестве исходного материала нефтяных шламов кимберлитовых месторождений — трубок Интернациональная и Удачная.

На первом этапе экспериментов изучены смеси мазута флотского с водонефтяными эмульсиями, полученными на основе нефтяных шламов рудника

Интернациональный при соотношениях Ф-5:ВНЭ= 2:8, 4:6, 6:4 и 8:2. Каждая смесь нефтепродуктов исследовалась в качестве основного реагента-собираателя для флотационного обогащения алмазосодержащих материалов. Собирательные свойства исследуемых реагентов оценивались в сравнении с собирательными свойствами мазута Ф-5 и водонефтяной эмульсии (табл. 2). Из приведенных в таблице данных видно, что собирательные свойства смесей нефтепродуктов мазута Ф-5 и ВНЭ соответствуют собирательным свойствам каждого из них. При этом проявляется синергетический эффект смесей мазута Ф-5 и ВНЭ в области объемных соотношений от 4:6 до 6:4. Нефтепродукты дополняют друг друга составляющими компонентами настолько удачно, что максимальное извлечение алмазов в концентрат (98%) достигается при расходе полученных собирателей в два раза меньшем, чем при расходе мазута флотского Ф-5. Графики зависимости извлечения алмазов в концентрат от расхода испытываемых собирателей представлены на рис. 7.

Таким образом, как показали результаты сравнительных опытов, при использовании в качестве реагента-собираателя исследуемых смесей нефтепродуктов алмазы в концентрат извлекаются идентично использованию мазута Ф-5 и водонефтяной эмульсии, отдельно взятых. Наибольшая эффективность наблюдается при соотношении ВНЭ и мазута Ф-5 от 4:6 до 6:4, при котором извлечение алмазов

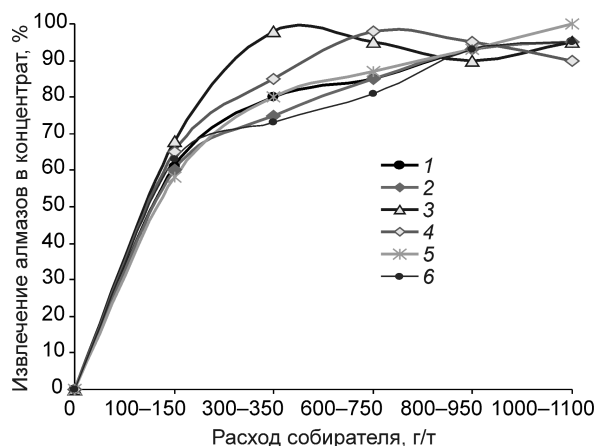


Рис. 7. Зависимость извлечения алмазов в концентрат (%) от расхода исследуемых собирателей:

1 — мазут Ф-5; Ф-5:ВНЭ: 2 — 8:2, 3 — 6:4, 4 — 4:6, 5 — 2:8; 6 — ВНЭ

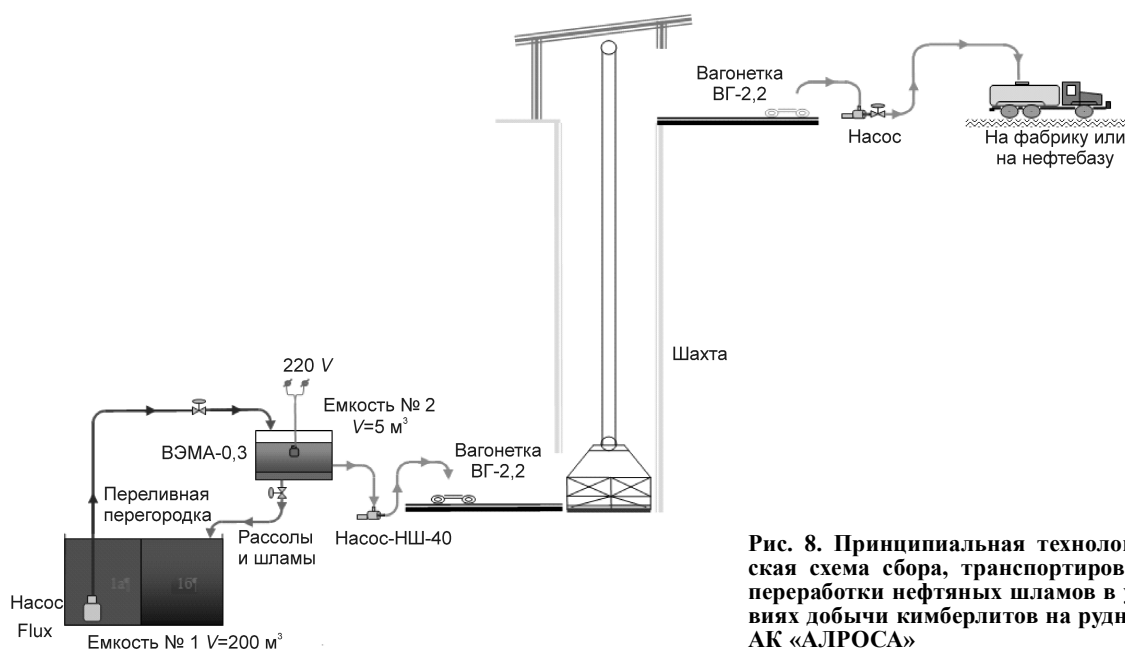


Рис. 8. Принципиальная технологическая схема сбора, транспортировки и переработки нефтяных шламов в условиях добычи кимберлитов на рудниках АК «АЛРОСА»

в концентрат достигает максимальных значений (98%), а расход собирателя в два и более раза меньше по сравнению с расходом мазута Ф-5.

На втором этапе экспериментов аналогичные исследования выполнены с использованием нефтяных шламов трубки Удачная в лаборатории института «Якутнипроалмаз». Изучены смеси мазута Ф-5 и ВНЭ в соотношениях компонентов Ф-5:ВНЭ, равных 95:5, 90:10, 85:15. При этом каждая композиция из нефтепродуктов применялась в опытах в качестве основного реагента-собирателя для флотационного обогащения алмазосодержащего материала. Собирательные свойства исследуемых реагентов оценивались в сравнении с таковыми мазута Ф-5. Показатели извлечения алмазов в концентрат для исследуемых условий приведены в табл. 3.

Результатами данной серии экспериментов подтверждены универсальность и эффективность предложенного метода модификации свойств реагентов-собирателей на основе нефтяных шламов (ВНЭ) в схемах пенной сепарации алмазосодержащего сырья. С применением исследуемых композиций получено более высокое по сравнению с исходным мазутом флотским извлечение алмазов. Так, при одинаковой концентрации нефтепродуктов, равной 570 г/т, извлечение для мазута Ф-5 составило 76,7%, для композиций 1, 2, 3 — 81,6, 99,9 и 85,1% соответственно. Полученные результаты комплекса лабораторных исследований по-

служили основанием для промышленной апробации разработанных композиций в условиях переработки алмазосодержащего сырья различного вещественного состава.

Промышленными испытаниями установлено, что использование ВНЭ в качестве реагента-собирателя в процессе пенной сепарации алмазосодержащего сырья позволяет повысить извлечение алмазов в концентрат при переработке руд трубок:

Интернациональная на 1,7% при сокращении расхода реагента-собирателя на 15–20% и ОПСБ в три раза;

Мир на 0,9% при сокращении расхода реагента-собирателя на 10–15% и ОПСБ в два раза;

Удачная в условиях стабильно высоких показателей извлечения (>98%) сокращается расход мазута Ф-5 до 10%.

Результаты лабораторных исследований и промышленных испытаний ВНЭ в качестве основного реагента-собирателя послужили основанием для

3. Результаты сравнительных флотационных испытаний композиций мазута Ф-5 и ВНЭ на основе нефтяных шламов трубки Удачная в различных соотношениях по извлечению алмазов в концентрат, %

Исследуемый расчет	Извлечение алмазов в концентрат (%) при расходе реагентов (г/т)				
	190	380	570	760	950
Мазут флотский	54,0	66,7	76,7	87,2	93,4
Композиция 1 (Ф-5:ВНЭ – 95:5)	57,6	78,3	81,6	88,4	98,3
Композиция 2 (Ф-5:ВНЭ – 10:90)	81,6	85,1	99,9	99,9	98,3
Композиция 3 (Ф-5:ВНЭ – 15:85)	63,0	80,0	85,1	87,2	88,4

разработки практических рекомендаций и технологического регламента на их применение в схемах флотационного обогащения алмазосодержащего сырья. На базе полученных экспериментальных данных разработаны и зарегистрированы в ФИПС технические условия ТУ 0258–001–00201709–2010.

На основании полученных экспериментальных данных и разработанных рекомендаций к промышленной реализации предложена принципиальная схема переработки нефтяных шламов методом виброструйной магнитной активации в водонефтяные эмульсии для последующего применения в качестве реагента-собирающего в схемах пенной сепарации действующих фабрик АК «АЛРОСА» (рис. 8).

В экономическом плане реализация комплексной системы сбора, переработки и утилизации нефтесодержащих отходов позволит существенно уменьшить отчисления природопользователей за размещение отходов, затраты на проведение работ по очистке и реабилитации загрязненных земель, расходы на транспортировку отходов.

При использовании водонефтяной эмульсии в качестве реагента-собирающего для обогащения алмазосодержащего сырья на переделах пенной сепарации обогатительных фабрик АК «АЛРОСА» экономический эффект возникает за счет повыше-

ния извлечения алмазов класса -2 мм и сокращения затрат на приобретение и доставку мазута Ф-5.

Результаты работы внедрены на Мирнинском и Удачинском горно-обогатительных комбинатах АК «АЛРОСА».

Данная работа выполнена в рамках проекта государственной поддержки Северо-Восточного федерального университета имени М.К.Аммосова «Создание комплексной инновационной экологически безопасной технологии добычи и переработки алмазосодержащих руд в условиях Крайнего Севера».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Инновационные технологии повышения эффективности обогащения алмазосодержащего сырья в современных условиях / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, Э.А.Трофимова и др. // Збагачення корисних копалин: Наук.-техн. зб. 2012. Вип. 49 (90). С. 26–37.*
2. *Современные методы интенсификации процессов обогащения и доводки алмазосодержащего сырья класса -5 мм / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, Э.А.Трофимова и др. // Горный журнал. 2011. № 1. С. 71–74.*
3. *Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Островская Г.Х., Коваленко Е.Г. Эффективность применения процесса пенной сепарации на фабриках АК «АЛРОСА» за счет активации реагентов-собирающих // Горный журнал. 2010. № 7. С. 72.*

УДК 550.8:553.04.94

© М.И.Гамов, А.В.Наставкин, А.В.Труфанов, С.В.Левченко, 2013

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УГЛЕЙ, ОТХОДОВ ИХ ОБОГАЩЕНИЯ И СЖИГАНИЯ

М.И.Гамов, А.В.Наставкин, А.В.Труфанов, С.В.Левченко (ЮФУ, г. Ростов-на Дону)

Потенциальная рудоносность углей обусловлена перераспределением и концентрацией элементов-примесей за счет эпигенетической флюидизации углепородных массивов. Повышенные концентрации попутных металлов в углях, связанные с геологическими процессами (седиментогенными и эпигенетическими), могут многократно возрастать в продуктах их переработки и сжигания. Автоклавные эксперименты в условиях дросселирования активированного при «антивзрыве» флюида через уголь или продукты его обогащения выявили сложные эффекты трансформации угольного вещества и синтеза новых материалов. Особый интерес представляют эффекты скоростного (доли секунды) синтеза хорошо ограниченных ромбических и октаэдрических кристаллов, которые по данным электронной микроскопии состоят из титана и кислорода, т.е. представляют собой новые модификации рутила.

Ключевые слова: флюидизация углей, элементы-примеси, автоклавный синтез, эффекты «антивзрыва».

Гамов Михаил Иванович, gamov@sfedu.ru, Наставкин Алексей Валерьевич, kpirgu@mail.ru, Труфанов Алексей Вячеславович, kpirgu@mail.ru, Левченко Сергей Васильевич, levchenko@sfedu.ru

RARE METAL POTENTIAL OF CARBONS, THEIR WASHERY AND COMBUSTION REFUSE

M.I.Gamov, A.V.Nastavkin, A.V.Trufanov, S.V.Levchenko

Potential ore content is based on the redistribution and concentration of the adulteration elements at the expense of the epigenetic fluidization of the coal solid masses. The excessive concentrations of the concurrent metals in coals connected with geological processes (sedimentogenous and epigenetic) can increase repeatedly in the products of the coal conversion and combustion. Autoclave experiments by the aftercooling of activated (during the antiexplosion) fluid through the coal or the products of its concentrating revealed some complicated effects of the transformation of coal elements and the synthesis of new materials. Of particular interest are the effects of the short-term synthesis of well faceted rhombic and octahedral crystals which according to the datum of the electron microscopy consist of titanium and oxygen, i.e. represent new modifications of rutile.

Key words: coal fluidization, adulteration elements, autoclave synthesis, effects of «antiexplosion»

Угольные месторождения нередко обладают значительным рудным потенциалом на широкий спектр редких и рассеянных элементов, в частности, угли — основной источник добычи германия. Содержания многих ценных элементов-примесей, выявленных, например, в дальневосточных угольных месторождениях, часто сопоставимы с их концентрациями в коренных благородно- и редко-металльных месторождениях [2].

Процессы миграции и концентрации элементов-примесей в угленосных толщах происходят с момента их захоронения, продолжают на всех стадиях литификации, метаморфизма, при тепловом и флюидогенном воздействии эндогенных и экзогенных факторов. Потенциальная рудоносность углей часто обусловлена перераспределением и концентрацией элементов-примесей за счет эпигенетической флюидизации углепородных массивов в поперечных поднятиях, осложненных флексурами и разрывной мелкоамплитудной тектоникой. В зонах флюидизации угленосных отложений фиксируются геохимические аномалии протяженностью первые десятки метров по отношению к

фону «спокойного» угольного пласта. Именно такие участки могут быть объектами оценки металлоносности углепородных массивов Восточного Донбасса [4].

Тектонически нарушенные зоны углепородных массивов часто сопровождаются окварцеванием, пиритизацией. Непосредственно в самих углях фиксируются минеральные фазы пирита, галенита, халькопирита, самородного висмута, ильменита, монацита (рис. 1).

Повышенные концентрации попутных металлов в углях, связанные с геологическими процессами (седиментогенными и эпигенетическими), могут многократно возрастать в продуктах переработки и сжигания углей. Закономерности распределения редких элементов в углях Приморского угольного бассейна и продуктах их сжигания прослежены по товарным углям Бикинского, Шкотовского, Павловского (участок «Спецугли») месторождений и продуктам сжигания на Приморской ГРЭС, котельной ДВО РАН, ТЭЦ-2 г. Владивостока, ТЭЦ пос. Новошахтинский в сырье для производства Ge (табл. 1). Эти данные показывают, что в атмосферу

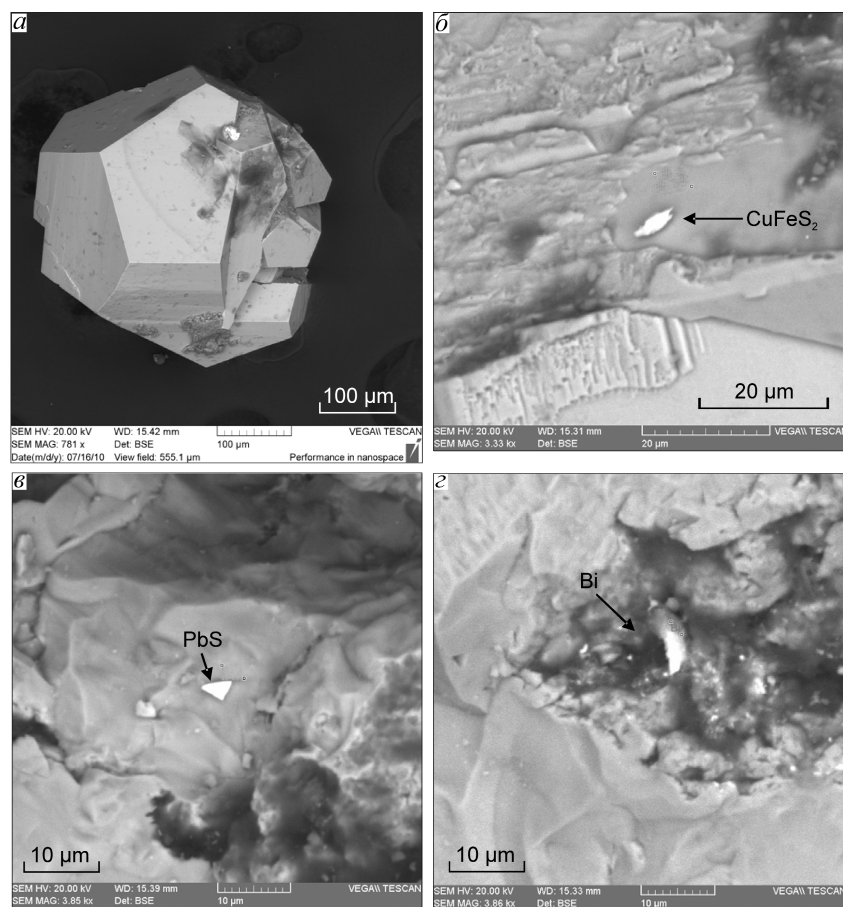


Рис. 1. Минеральные фазы в мацералах углей Восточного Донбасса из зон эпигенетической флюидизации:

снимки на электронном микроскопе: *a* — пирит, *b* — халькопирит, *v* — галенит, *z* — самородный висмут

в среднем выбрасывается до 54% редких элементов, содержащихся в товарном угле.

На местных тепловых электростанциях сжигание редкометалльных углей продолжается в стандартном режиме, при котором ценные металлы рассеиваются в окружающей среде, что приводит к потере значительных объемов потенциальных минеральных и финансовых ресурсов, а также ухудшению экологической обстановки территорий. Преодоление такой ситуации настоятельно требует теоретического и экспериментального изучения особенностей поведения элементов-примесей в процессах и технологических схемах обогащения и сжигания углей. Назрела необходимость разработки научного обоснования способов направленного изменения технологических свойств углей, содержащих повышенные концентрации ценных элементов-примесей, для селективной их экстракции в промышленных масштабах.

Разрабатываемое авторами новое научное направление в системе наук о Земле — «Молекулярная термобарогеохимия и экспериментальная геотехнология» — ставит целью теоретическое и экспериментальное моделирование природных процессов минералообразования и рудогенеза при высоких термодинамических параметрах с последующим использованием полученных данных для создания эффективных наукоемких технологий извлечения и переработки различных видов минерального сырья [4].

Проведенный авторами анализ геолого-структурных, минералого-петрографических и термобарогеохимических особенностей формирования ископаемых углей Донбасса и других угольных бассейнов показывает, что процессы регионального метаморфизма угольных пластов и угле-вмещающих пород неоднократно сопровождалась углеводородной флюидизацией. Последняя обусловлена фильтрацией сложных

по составу паро-водно-газовых растворов по зонам тектонических нарушений при высоких перепадах термодинамических параметров. При определенных геодинамических условиях (в так называемых структурных ловушках) угольное вещество и угле-вмещающие породы интенсивно преобразовывались по типу гидротермально-метасоматических изменений, что вызывало существенную трансформацию практически всех свойств углей и приводило в конечном итоге к формированию аномально метанообильных зон (очагов) в угольных пластах. С этим связано зональное распределение внезапных выбросов угля, пород и газа, происходящих при отработке угольных месторождений практически во всех угольных бассейнах России и в других регионах. В общем случае эти процессы играли значительную роль в формировании геохимической специализации угольных пластов, неоднородной карбонизации органического вещества углей, пере-

1. Элементы-примеси в бурых углях месторождения «Спецугли» и их выход в газовую фазу при сжигании углей в котельной пос. Новошахтинский (Приморье), г/т

Шифр пробы	Пласт	Зольность, A ^d , %	Be	Ga	Ge	Nb	Zr	Mo	W	Th	Σ PЗЭ	Y	Σ PЗЭ+Y
СУ-07/1	II нижний	25,5	110,4	18,4	836,4	16	55,6	4,3	306,9	16,7	80,0	49,2	129,2
СУ-07/2	II	8,3	58,9	3,3	284,3	2,2	15,7	5,1	614,2	2,6	69,2	50,2	119,4
СУ-07/3	верхний	11,0	20,1	4,3	7,8	5,3	32,9	3,5	250,8	3,4	50,6	27,6	78,2
СУ-07/5	III верхний	5,6	28,1	4,7	303,6	2,0	9,0	4,5	340,8	3,6	60,0	39,4	99,4
СУ-07/7	II нижний	23,7	88,9	18,7	1687,4	9,9	68,5	23,7	334,2	10,2	97,0	65,4	162,4
СУ-07/8	II верхний	39,9	63,5	13,6	614,5	13	123,3	5,6	207,9	9,4	185,5	93,0	278,5
Среднее в угле			61,6	10,5	622,3	8,2	50,8	7,8	342,3	7,6	90,4	54,1	144,5
Среднее в золе угля			391,8	58,1	3472	41	243,5	50,4	3134	41,4	591,1	375,7	966,8
Угольный кларк			2,4	7,1	1,5	1,0	30,0	2,4	5,0	6,3		7,0	
Зольный кларк			11,0	36,4	9,0	5,0	160,0	13,0	50,0	22,0		37,0	
КК для угля			26	1,5	415	8	1,7	3,3	68,5	1,2		8	
КК для золы			36	1,6	386	8	1,5	3,9	62,7	1,9		10	
Шлак			114	26,7	402	31	237	15,4	518	20,3	284,3	116	400,3
Зола-унос			117	39,3	1250	28	229	9,5	493	21,3	380,7	161	541,7
Выход в газовую фазу, %			70	43	64	25	5	70	83	49	36	57	44

Примечание. КК — коэффициент концентрации, рассчитанный по отношению среднего содержания элемента в пробах к его кларку в золе или угле. A^d — зольность.

кристаллизации вмещающих пород, развитию зон минерализации и участков, обогащенных рудными компонентами.

Сотрудниками геолого-географического факультета Ростовского государственного университета (сейчас Южного федерального) в начале 70-х годов прошлого века выполнены теоретические и экспериментальные исследования эффекта «антивзрыва», или «обратного взрыва» [1, 3]. В отличие от обычного взрыва, характеризующегося многократным возрастанием термодинамических параметров, в условиях «обратного взрыва» запускающим механизмом разрушения является резкий, практически мгновенный спад этих параметров, приводящий к деструкции вещества на макро-, микро- и молекулярном уровнях.

Для проведения экспериментов использовалась не имеющая аналогов установка БАР-1. Она представляет собой автоклавное устройство проточного типа, включающее цилиндрический автоклав, соединяющийся через переходник с реакционной камерой, бароградиентным делителем и ресивером. Для создания перепадов давления переходник и бароградиентный делитель снабжены соплами Лаваля и разделительными мембранами между автоклавом, переходником и реакционной камерой, обеспечивающими проведение экспериментов в разных режимах.

Методика экспериментов по исследованию процессов углеводородной флюидизации ископаемых углей и продуктов их обогащения в автоклавной установке БАР-1 была направлена на моделирование трех вероятных геодинамических ситуаций, предопределяющих формирование участков флюидогенной переработки углей и возникновение метанообильных, потенциально выбросоопасных очагов и зон обогащения рудными компонентами в углепородных массивах:

постепенное нарастание давления и температуры в замкнутой системе «уголь–флюид» с последующим медленным снижением *PT*-параметров;

скоростное истечение (фильтрация) углеводородно-водной смеси газов и паров через трещиноватый (дробленый) уголь с флуктуационным нарастанием и скоротечным снижением *PT*-параметров (в режиме «антивзрыва»);

взрывообразное (ударное) воздействие на уголь струи флюида с последующим его дросселированием через дырчатую мембрану и неравномерным спадом *PT*-параметров.

Анализ полученных экспериментальных данных показывает, что при взаимодействии углеводородно-водных флюидов с различными по составу и свойствам углями наиболее общими закономерностями являются дезинтеграция и разбухание угольных фрагментов; их науглероживание и перекры-

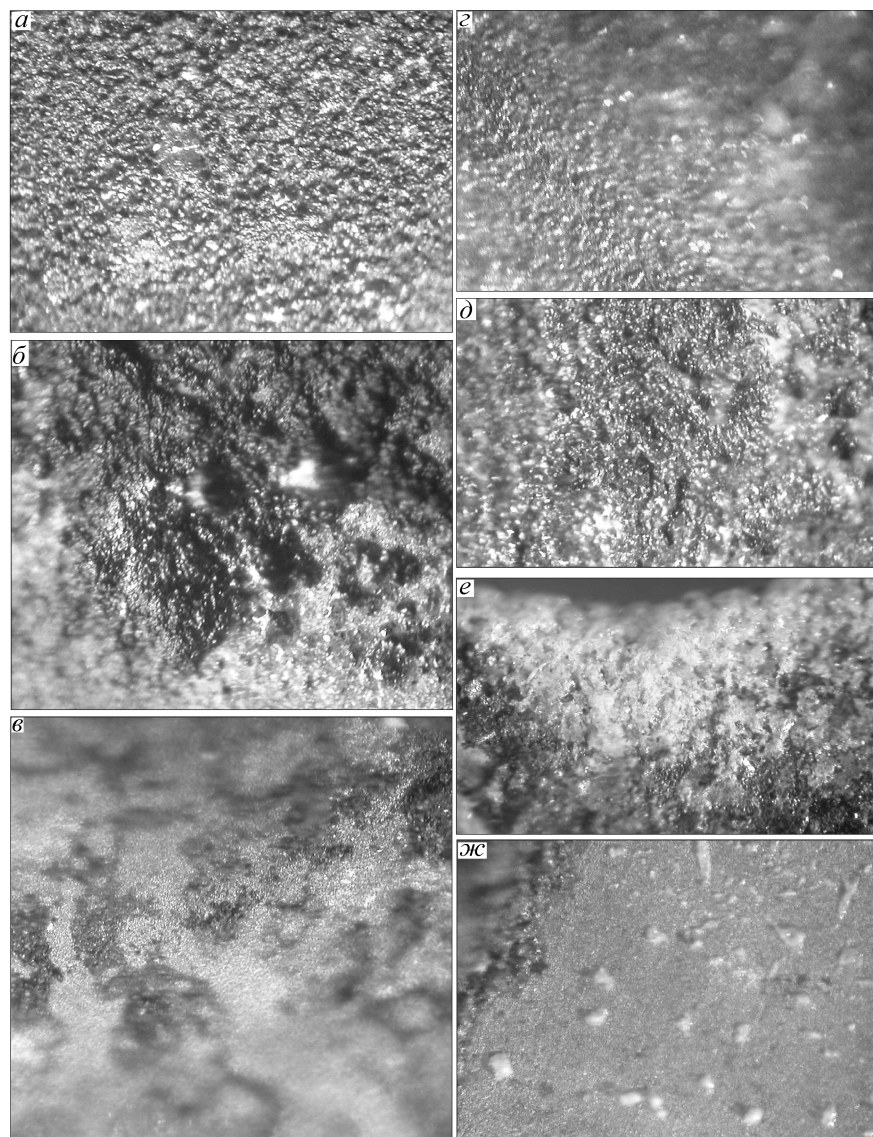


Рис. 2. Пленочные образования на медных мембранах 2 и 3:

а — спекшаяся углеродная масса с внешней стороны по периферии рваного отверстия; *б* — темно-серая пленочка на мишени; *в, г* — радужная побежалость на поверхности мембраны; *д* — буровато-серые образования псевдокристаллической структуры на поверхности мембраны; *е* — голубовато-зеленый налет вдоль рваной кромки мембраны; *ж* — отдельные крупные кристаллы на поверхности мембраны

сталлизация; флюидно-термическое растворение и гидрогенизация; изменение динамики газовыделения, количества и состава летучих компонентов; мобилизация и вынос из угольного вещества элементов-примесей. В настоящее время эти исследования интенсивно развиваются на кафедре месторождений полезных ископаемых ЮФУ.

В ходе проведенных испытаний проб бурого угля Павловского месторождения (участок «Спецугли»), относящихся к категории углей с повышенным содержанием элементов-примесей, были получены

следующие результаты. Подготовленная проба углей, обработанная 10%-ным раствором щавелекислого аммония в H_2O , в которой определен исходный вещественно-фазовый состав, была загружена в автоклав. После трехчасового прогрева пробы при температуре 180–200°C в камере автоклава и последующего его вскрытия по механизму дросселирования зафиксированы следующие параметры. Запирающая медная мембрана была вскрыта при температуре 518°C с образованием узкой щели длиной 3,5 мм, «залеченной» спекшейся углеродной массой темно-серого цвета землистой текстуры с матовой поверхностью весьма хрупкой, легко растираемой пальцами, с характерным запахом формалина. В выброшенной преобразованной массе угля повсеместно отмечаются светло-серые минеральные вкрапления, а также редкие зерна с металлическим (иногда алмазным) блеском. Остальная часть мембраны покрыта буровато-серыми образованиями зернистого и башенковидного облика, местами псевдокристаллической структуры. Вдоль рваной кромки мембраны фиксируется голубовато-зеленый налет очень мелких кристаллов неясного габитуса, а на медной поверхности мембраны (мишень) — единичные более крупные кристаллы (рис. 2). С медных мембран, мишеней и переходников отбирались образцы образовавшейся углеродной массы. Рентгенофазовый анализ показал наличие в ней кристаллических образований (фаз) состава $MgCO_3$, $Mg-SiO_2-OH-H_2O$, $MgSn(OH)_6$, $C_{21}H_{27}CoC_{12}NO_4$, $C_{42}H_{42}C_{14}GeN_6O_2$, $C_{15}H_{18}Fe_2N_3$, $C_{16}H_{18}MnO_6S_2$,

тяжелых углеводородов (горный воск) — $(C_{33}H_{36}N_2O_6)_n$, которые не обнаружены в исходном угле.

Эти результаты с учетом данных эмиссионного спектрального анализа показывают, что в процессе автоклавной флюидизации углей происходят интенсивный вынос и перераспределение ряда элементов-примесей. Так, содержание Ba, Ti, Zn, Pb в зоне I переходника уменьшается в 5–6 раз, в зоне II — в 3–5 раз, а в зоне III увеличивается более чем на порядок по сравнению с исходными углями (табл. 2).

Наиболее показательны результаты экспериментов автоклавной переработки отходов углеобогащения Гуковской обогатительной фабрики (Восточный Донбасс) в условиях дросселирования. Исходная проба (фракция 0,2–0,5 мм) массой 175 г помещалась с утробкой в камеру переходника. Автоклав ($V=61 \text{ см}^3$), заполненный на 85% дистиллированной водой и отделенный от камеры переходника медной мембраной (М-1) с тефлоновой прокладкой, 45 мин нагревался при T от 25 до 525°C. Камера переходника была отделена от реакционной камеры установки медной мембраной (М-2) с диффузионным отверстием 1 мм. В реакционной камере помещена мишень (М-3) в виде вертикально закрепленной медной пластины. Вскрытие мембраны (М-1) зафиксировано при T 524°C.

В результате эксперимента выявлено следующее.

Камера автоклава абсолютно сухая, содержит тонкодисперсную ($<0,1 \text{ мм}$) углеобразную массу черного цвета преимущественно с матовым блеском. Единичные частицы размером от 0,1 до 0,3 мм в составе однородной массы имеют металлический, а местами алмазный блеск. Они представлены отдельными плоскими чешуйками тефлона, которые попали в исследуемый материал при терморазрушении тефлоновой прокладки. По-видимому, они были заброшены кавитационными потоками из камеры переходника при вскрытии мембраны М-1.

Мембрана 1 (автоклав-переходник) имеет выпуклую форму и рав-

ное S-образное щелевидное отверстие длиной ~10 мм, шириной $<1 \text{ мм}$, не достигающее до краев мембраны, «залеченное» многочисленными кристаллами серебристо-серого цвета. На мембране также имеется второе (боковое) отверстие размером $4 \times 8 \text{ мм}$ с отогнутой в сторону камеры автоклава частью. Внутренняя поверхность мембраны М-1 имеет матово-серый налет из однородного тонкодисперсного материала. Вдоль щели отмечается узкая зона светло-серого, местами желтоватого материала с характерным металлическим блеском. Поверхность периферийной части мембраны гладкая темно-серая с матовым или жирным блеском, что позволяет говорить о наличии определенной зональности в пределах исследуемого объекта.

Вдоль трещины вскрытия отмечаются серебристо-серые шестоватые и таблитчатые кристаллы, заполняющие практически все пространство трещины (рис. 3). Здесь же обнаружены многочисленные кристаллы правильной ромбической и тетрагональной форм со стекляннным до алмазного блеском и четко выраженными гранями. Полупрозрачные кристаллы от темно-вишневого до черного цветов размером ~0,05 мм расположены в виде россыпи. На периферийной части мембраны наблюдаются единичные светло-серые с металлическим блеском кристаллические образования размером ~0,1 мм неправильной формы. По химическому составу кристаллическая фаза соответствует рутилу (рутил, анатаз).

Материал из камеры переходника, подвергшийся «пропариванию», представлен темно-серой

2. Содержание элементов-примесей в исходных углях шахт Ждановская и № 17 (Донбасс) и продуктах их автоклавной флюидизации по данным эмиссионного спектрального анализа, г/т

Номер пробы и место ее отбора	Fe	Cu	Pb	Ti	Mn	Ni	V	Mo	Co	Zn	Ba
Шахта Ждановская № 5, пласт m_3											
17-Ж Исходная проба	308	118,6	26	133	65	50	25	1,8	22	36	350
17-Ж-1 Зона I переходника	50	6,2	12	44	30	46	24	0,8	8	16	101
17-Ж-2 Зона II переходника	120	6,8	8	40	10	44	20	0,6	6	8	55
17-Ж-3 Зона III переходника	1520	136	85	1400	130	80	30	2,8	28	280	1500
Шахта № 17, пласт m_8^1											
34-С Исходная проба	450	30	5	22	36	8	28	2	4	59	450
34-С-1 Зона I переходника	90	6	1	8	7	7	27	3	3	50	90
34-С-2 Зона II переходника	120	10	2	10	10	8	30	8,6	4	15	250
34-С-3 Зона III переходника	1250	150	68	350	130	80	50	18	28	650	1800

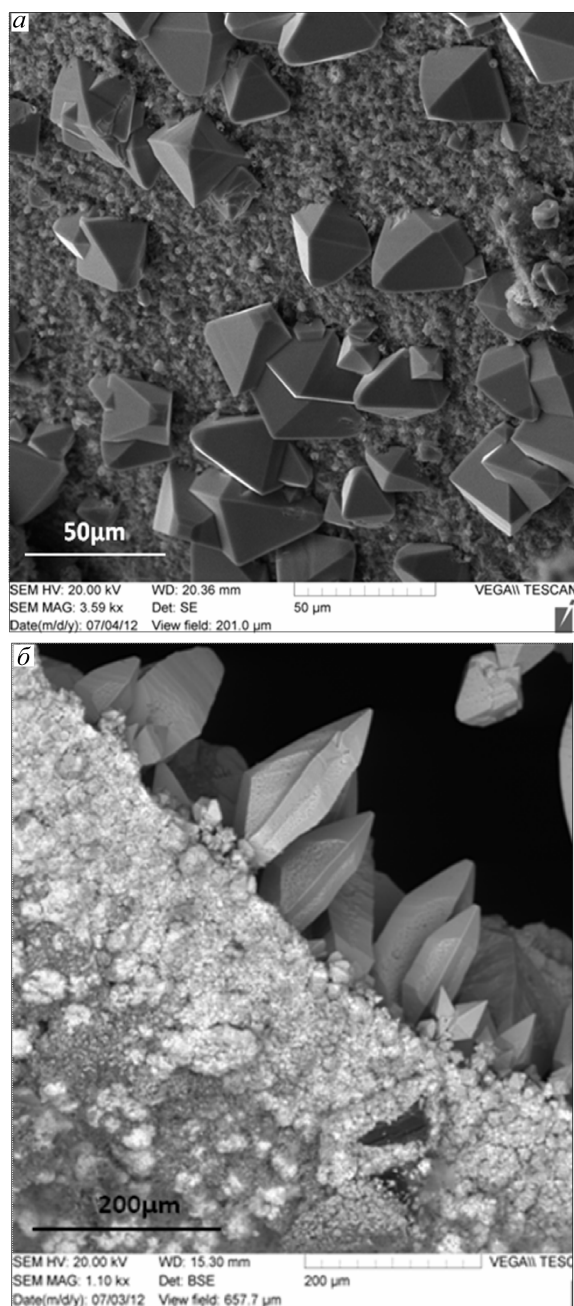


Рис. 3. Электронные снимки синтезированных в автоклаве кристаллов:

a — двойниковые сростки рутила на внутренней поверхности мембраны; *б* — рутил (анатаз) шестоватой и копьевидной форм, заполняющий пространство трещины в мембране; состав, вес. %: Ti 56,99, Cu 2,88, S 0,25, O (расчетное содержание) 39,87

рыхлой земистой массой с матовым или жирным блеском, состоящей из отдельных кусков неправильной формы размером до 1 мм. Куски, в свою очередь, сложены многочисленными слипшимися или спекшимися частицами. Материал весьма не-

однороден по размеру, но идентичен по составу. Иногда встречаются практически не преобразованные зерна угля с матово-жирным блеском и блестящей поверхностью.

Мембрана 2 (переходник — реакционная камера) с диффузионным отверстием 1 мм. В результате взрыва отверстие расширилось до 7 мм и приобрело форму треугольника с рваными краями. На внутренней (вогнутой) части мембраны образовался налет землистых темно-серых корочек из слипшегося тонкодисперсного углеродистого вещества. Поверхность корочек матовая, местами отмечаются участки с жирным или стеклянным блеском. Внешняя (выпуклая) часть мембраны покрыта тонкой корочкой скрытокристаллического вещества темно-серого до черного цвета с многочисленными вкраплениями кристаллов неправильной формы со стеклянным и полужирным блеском, аналогичных таковым на мембране 1.

Мишень (М-3) расположена в реакционной камере. На ее поверхности наблюдается плотный, ноздреватый налет светло-серого цвета толщиной до 2 мм из спекшихся, скрытокристаллических агрегатов с псевдоаморфной структурой (рис. 4).

Эксперименты в условиях дросселирования через издробленный уголь или продукты его обогащения активированного при антивзрыве флюида выявили наиболее сложные эффекты трансформации угольного вещества и синтеза новых материалов. В первой «горячей» зоне переходника уголь интенсивно корродирован и диспергирован до фракции <0,1 мм, практически лишен алифатической части. В средней зоне переходника на угольных частицах наблюдаются отложения сажистого углерода в виде пленок и вискероов, коллоидных агрегатов (см. рис. 2). На выходе из переходника уголь превращен в «дресву», пропитанную битумами сложного состава, которые являются типичными продуктами термодеструкции и гидрогенизации угля.

Особый интерес представляют эффекты скоростного (доли секунды) синтеза хорошо ограненных ромбических и октаэдрических кристаллов с сильным алмазным блеском на входной мембране переходника, которые по данным электронной микроскопии состоят из титана и кислорода, т.е. представляют собой новые модификации TiO_2 . Здесь же наблюдаются скелетные кристаллы графитизированного углерода. На мишени, как и в предыдущих экспериментах, происходит образование вторичных сульфидов, серебристого углерода и металлизированных пленок (см. рис. 4).

Приведенные результаты исследований процессов автоклавной флюидизации углей дают воз-

возможность наметить некоторые способы направленного изменения их технологических свойств:

при достаточно длительном воздействии углеводородными флюидами на угли марок «ОС» и «Т» в результате процессов частичной гидрогенизации и увеличения содержания поровых флюидов можно повысить значения RI и улучшить спекаемость угольного вещества, обеспечив тем самым улучшение коксующести угля;

интенсивное науглероживание углей высоких степеней метаморфизма под воздействием флюидов обеспечивает возможность получения высокоуглеродистых продуктов при относительно низких PT -параметрах по сравнению с известными способами;

в углях, содержащих повышенные количества ценных элементов-примесей, методом автоклавной флюидизации можно проводить селективную их экстракцию в промышленных масштабах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (Соглашение № 14.А18.21.1256).

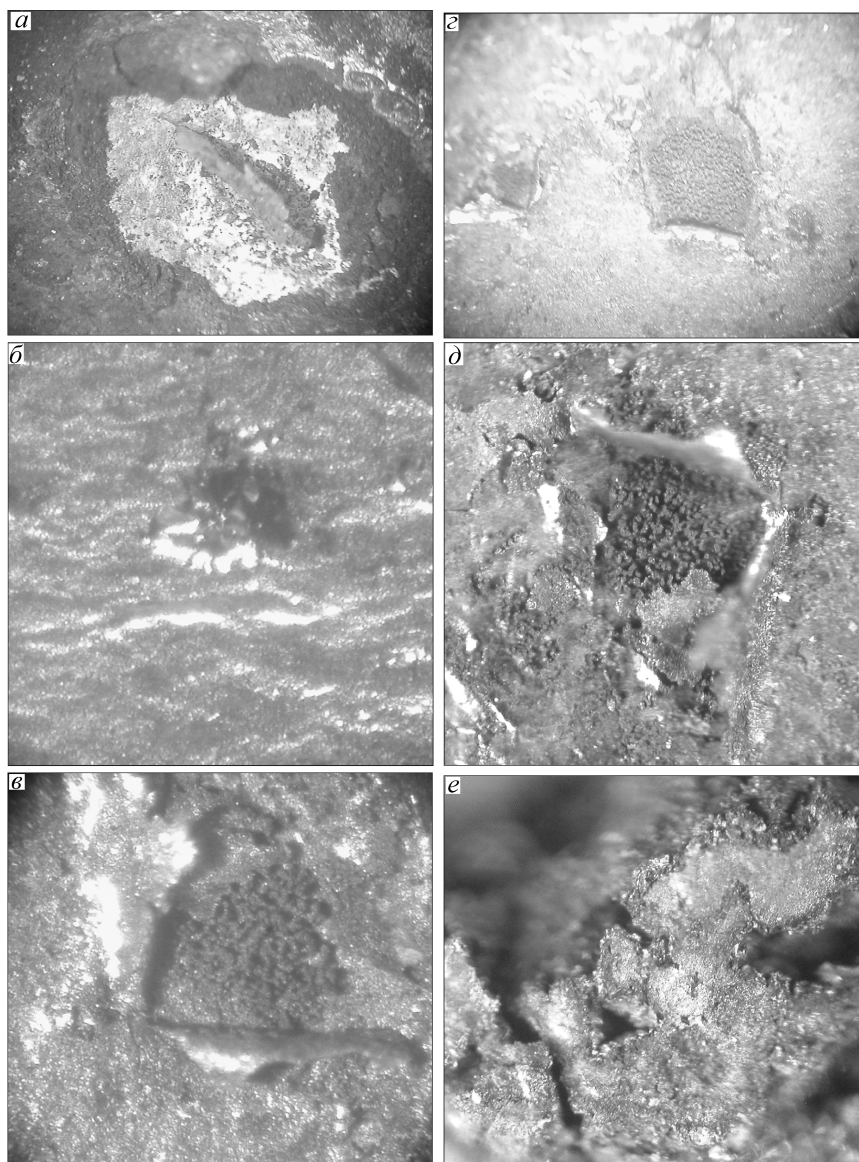


Рис. 4. Пленочные образования на медной мембране 3:

a — центральная область; *б* — металлический блеск поверхности пластинки; *в* — рваная поверхность пленки; *г* — изометричные гексагональные агрегаты на поверхности медной пластинки; *д* — «маты» на поверхности пластинки; *е* — концентрически-зональные образования

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. № 926046 от 7.01.1982 г. (21), (22). Автоклавная установка для переработки минерального сырья / В.Н.Труфанов, Н.А.Тимченко, Н.С.Прокопов и др. Заявка: 2937323, 06.06.1980. (45); Оpubл. в БИ, 07.05.1982.
2. Редкие металлы в буроугольных месторождениях Приморья и их ресурсный потенциал / В.И.Вялов, А.И.Ларичев, Е.В.Кузеванова и др. // Региональная геология и металлогения. 2012. № 51. С. 96–105.
3. Труфанов В.Н., Майский Ю.Г., Чихиркин В.К., Прокопов Н.С. Моделирование депрессионно-вакуумного механизма кристаллизации минералов // Изв. СКНЦ ВШ. Естественные науки. 1974. № 1. С. 50–62.
4. Углеводородная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса / В.Н.Труфанов, М.И.Гамов, В.Г.Рылов и др. — Ростов на-Дону: РГУ, 2004.

ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ

УДК 553.04 (64)

© В.Н.Крутилин, В.И.Титов, Л.Мааша, М.Зухер, 2013

ПРОЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТА В ЦЕНТРАЛЬНОМ ДЖЕБИЛЕТЕ, МАРОККО

В.Н.Крутилин, В.И.Титов (ОАО «Зарубежгеология»), Л.Мааша, М.Зухер (А.О.Манажем, Марокко)

Отмечены характерные особенности формирования золоторудных и золотосодержащих месторождений Марокко (Акка и Бу-Азер). Рассмотрены геологическое строение Центрального Джебилета (Марокканская глыба) и основные результаты геохимических поисков м-ба 1:50 000 на его площади. Выявлены геолого-структурные обстановки, в пределах которых проявлена промышленная минерализация золота.

Ключевые слова: мышьяк, золото, серебро, геохимические аномалии, надвиг, терригенная формация кембрия.

Крутилин Владимир Николаевич, v-krutilin@yandex.ru, Титов Валентин Иванович, info@ozgeo.ru, Мааша Лъху, i.maacha@managemgroup.com, Зухер Моххамед, m.zouhair@managemgroup.com

THE GOLD MINERALIZATION IN CENTRAL JEBILLET, MOROCCO

V.N.Krutilin, V.I.Titov, L.Maacha, M.Zouhair

Specific features of formation of gold ore and gold-bearing deposits in Morocco (Akka and Bu-Azer) are considered. Geological structure of Central Jebillet (Moroccan boulder) and main results of geological survey (1:50 000 scale) at its area are reviewed. Geological and structural environment, where the industrial-scale gold mineralization had been manifested are revealed.

Key words: arsenic, gold, silver, geochemical anomalies, thrust, Cambrian terrigene formation.

На территории Марокко известны золоторудные (Акка) и золотосодержащие (Бу-Азер и Тиунт) месторождения, локализованные в протерозойских отложениях Анти-Атласа (рис. 1).

Рудная минерализация месторождения Бу-Азер связана с продуктами рифейского магматизма — вулканитами андезит-дацитового состава и интрузивными телами габбро-диорит-гранодиоритов формации Варзат, возраст которой оценивается в 600 млн. лет (U/Pb метод) [2]. Тела массивных и вкрапленных руд столбообразной и линзовидной морфологии сложены арсенидами кобальта и приурочены к субвертикальному тектоническому контакту серпентинитовых массивов с кварцевыми диоритами, риолитами и дацитовыми фельзитами. Массивы серпентинитов относят к фрагментам океанической коры раннепротерозойского возраста (780 млн. лет), а образование формации Варзат связывают с магматизмом островодужного характера [5]. В зоне контакта серпентиниты карбонатизированы и лиственитизированы, а вулканиты кислого состава березитизированы, содержат вкрапленную и прожилковую сульфидную минерализа-

цию (пирит, халькопирит, борнит, халькозин). Содержание Au в рудных телах достигает 5–15 г/т.

На золоторудном месторождении Акка выделяют два этапа тектонического развития — ранне- и позднепротерозойский, разделенные значительным перерывом. В раннепротерозойский этап накапливалась мощная (>1000 м) алевропесчано-сланцевая толща с пачками вулканомиктовых пород. Последующее образование в ней складчатости субширотного направления, зон рассланцевания, а также проявление метаморфизма зелено-сланцевой фации и внедрение гранитоидов (2043±12 млн. лет), в образовании которых выделяют две фазы, также относят к раннепротерозойскому этапу. Первая фаза интрузивного комплекса сложена биотитовыми гранитами и гранодиоритами, вторая — лейкократовыми гранитами. Дайковый комплекс представлен пегматитами, аплитами, микрогранитами и гранит-порфирами.

С позднепротерозойским этапом (600–800 млн. лет) связаны образование региональных сдвиговых зон, внедрение комплекса кварцевых долеритовых даек и формирование золотой мине-

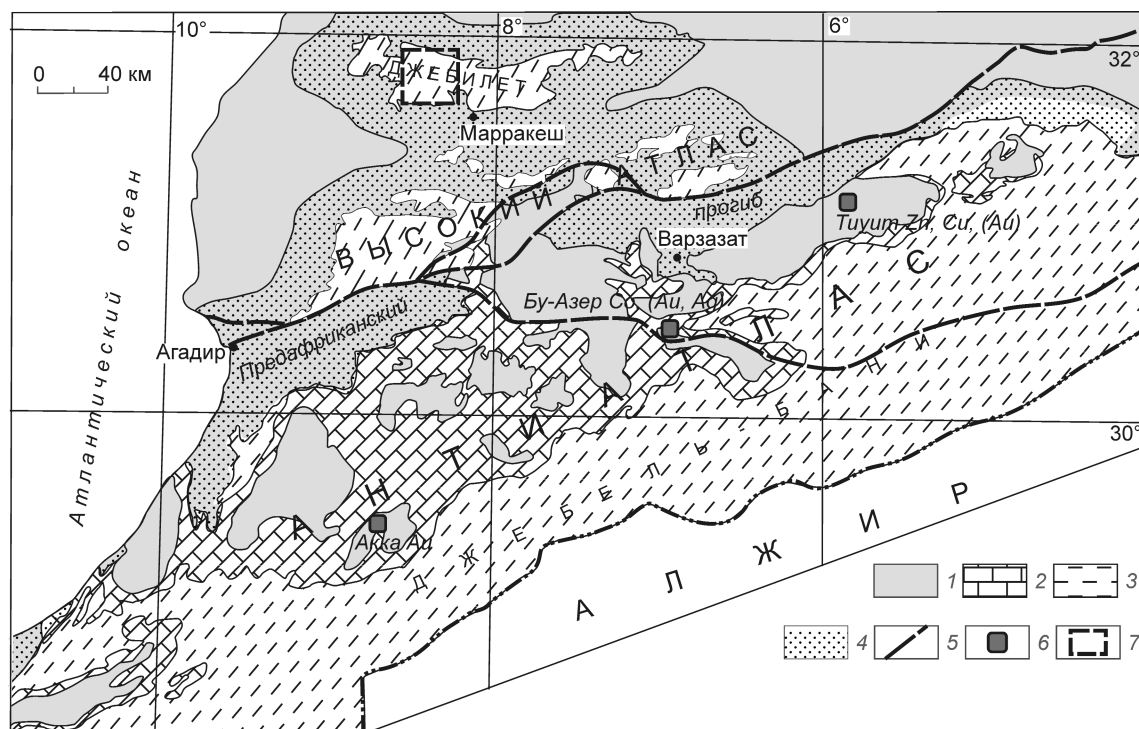


Рис. 1. Схема размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений Марокко, составлена по литературным данным:

1 — докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, мусковитовые и серицитовые сланцы; 2 — нижнепалеозойские известняки, доломиты, мергели, гравелиты, конгломераты; 3 — средне-верхнепалеозойские песчаники, гравелиты, хлорит-серицитовые сланцы с горизонтами известняков, песчаников, туфы и лавы кислого состава; 4 — мезокайнозойские известняки, доломиты, ангидриты, мергели, глины, песчаники, пески, галечники; 5 — основные разломы; 6 — золоторудные и золотосодержащие месторождения, их названия; 7 — площадь поисковых геохимических работ м-ба 1:50 000

реализации. Рудные тела представлены золото-арсенопирит-кварцевыми и золото-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами протяженностью сотни метров и мощностью 1–5 м с содержаниями в них Au 5–30 г/т. Пространственной связи золоторудных тел с интрузивными образованиями не отмечается, однако отчетливо проявлен структурный контроль золоторудных зон дайками долеритов.

Абсолютный возраст золотоносных кварцевых жил по мусковиту (K/Ag метод) из гидротермально измененных пород 276 ± 4 млн. лет, что соответствует позднепалеозойскому времени [3]. Этот возраст более поздний по сравнению с датировкой метасоматитов Rb-Sr методом [1] — 580 млн. лет. Тем не менее, проявление более поздних гидротермальных процессов позволяет предположить, что некоторые золотоносные кварцевые жилы сформировались в позднепалеозойское время.

В последние годы детально изучалась металлогенность палеозойских отложений Марокко в центральной части горного массива Джебилет (севернее г. Марракеш) на территории с известными

проявлениями свинца, цинка, меди и серебра. Здесь были проведены геохимические поиски м-ба 1:50 000, в результате которых выявлены контрастные вторичные геохимические аномалии Cu 66–200, Pb 100–2100, Zn 200–2800, Ag 3–22, As 78–1500 г/т (данные «Реминекс», 2006). Полевая проверка аномалий As показала наличие промышленных содержаний Au в штучных пробах.

Геологическое строение. Горный массив Джебилет располагается в пределах Марокканской глыбы и представляет собой складчатую структуру широтного простирания, сложенную палеозойскими стратифицированными и интрузивными породами. Его образование связано с альпийским орогенезом, когда закладывались основные региональные структуры территории — Преафриканский прогиб, Высокий Атлас, Анти-Атлас (см. рис. 1).

В результате геологической съемки территории Джебилета была составлена геологическая карта м-ба 1:100 000 (П.Хьювелен, 1977 г.). В дальнейшем целенаправленно был изучен палеозойский магматический комплекс (М.Бордонаро, 1983 г.).

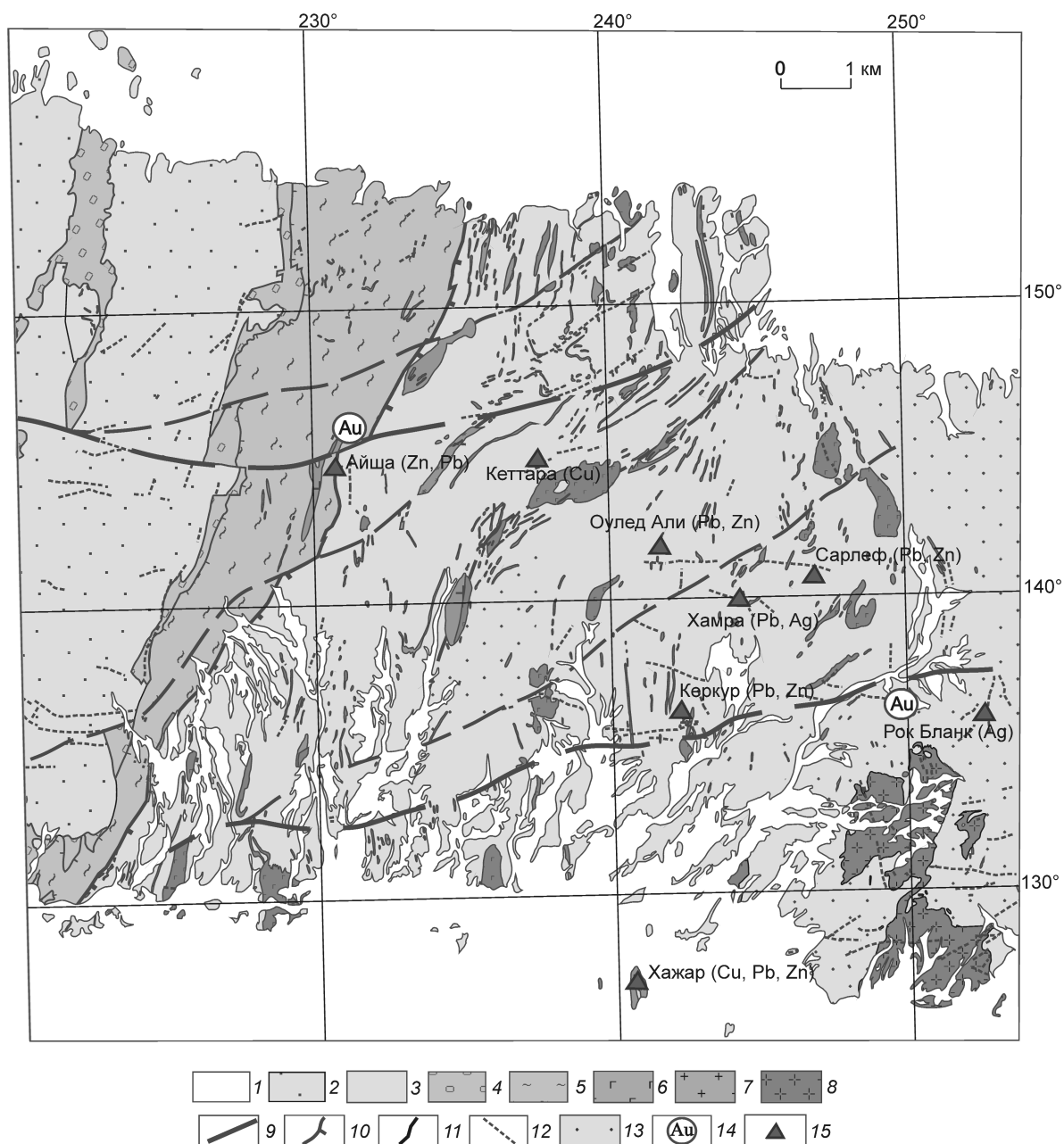


Рис. 2. Схематическая структурно-формационная карта Центрального Джебилета, Марокко, составлена с использованием материалов П.Хьювелена и ОАО «Зарубежгеология»:

1 — неоген-четвертичные отложения; формации: 2 — карбонатно-терригенная, 3 — вулканогенно-терригенная, 4 — молассовая, 5 — терригенная; 6 — габбро-диориты; 7 — плагиограниты; 8 — монцограниты; 9 — региональные разломы; 10 — надвиги; 11 — разломы; 12 — кварцевые и кварц-карбонатные жилы; 13 — грейзены; 14 — проявления золота; 15 — рудники

Геологоразведочными работами, проведенными организациями BRGM, BRPM и др. в период 1960–1970 гг., обнаружены месторождения и рудопроявления меди, свинца, цинка, серебра, а также субпластовые залежи пирротиновых руд.

Палеозойские отложения, слагающие Джебилет (рис. 2), представлены преимущественно сланцами

и песчаниками с флишевыми и карбонатными фациями.

При видимой непрерывности палеозойского разреза отмечаются местные перерывы в осадконакоплении, которые отражают различные фазы орогенеза. Структурный план Джебилета ориентирован субмеридионально. Стратифицированный палео-

зойский комплекс сложен четырьмя формациями, залегающими с угловыми несогласиями друг на друге (снизу вверх) (рис. 3, 4):

кембрийская терригенная — алевросланцы, мусковитовые сланцы и песчаники;

ордовик-девонская молассовая — конгломераты, гравелиты и кварциты с прослоями фтанитов и линзами ожелезненных мраморов;

нижнекаменноугольная вулканогенно-терригенная — сланцы с прослоями углеродистых сланцев, известняков и песчаников, лавы и туфы кислого и среднего составов, вмещает пластовые линзовидные пирротин-пирит-халькопиритовые тела;

среднекаменноугольная карбонатно-терригенная — сланцы с линзами аркозовых песчаников и пластами известняков.

Интрузивный комплекс Джебилета представлен габбро-диорит-плагиогранитной и монцогранитной формациями, возраст которых определен в диапазоне 279–367 млн. лет, что соответствует каменноугольному периоду.

Габбро-диорит-плагиогранитная формация сложена телами габброидов, плагиогранитов и диоритов пластовой формы, деформированными в складки вместе с вмещающими сланцами. Основные массивы имеют сложный петрографический состав — верлиты и троктолиты, лейкократовое габбро, плагиограниты, липаритовые порфиры (табл. 1). Тела основного состава альбитизированы и хлоритизированы, кислые интрузии альбитизированы и калишпатизированы, в приконтактных зонах развиваются роговики. В эндоконтактах гранитоидов карбонатные породы обогащены углеродистым веществом.

Монцогранитная формация представлена изометричными интрузивными массивами порфировидных монцонитовых гранитов, а в апикальных и приконтактных частях лейкократовыми щелочными микроклиновыми гранитами (табл. 2). Большая часть интрузивных тел не вскрыта. Об их существовании можно судить по обширным зонам кордиерит-андалузитовых роговики на поверхности. С массивами монцогранитов генетически связывают дайковый комплекс, сложенный микродиоритами, гранодиоритами, габбро и гранитами. Мощность даек от 1 до 20 м, простираение субмеридиональное, северо-восточное и северо-западное. Дайки выдержаны по простираению, длина их достигает 13 км. Металлогеническая роль даек не вполне ясна, хотя они трассируют проницаемые зоны, по которым могли двигаться рудоносные гидротермальные растворы.

Заметим, что поле даек основного и кислого составов среди мусковитовых сланцев на северо-

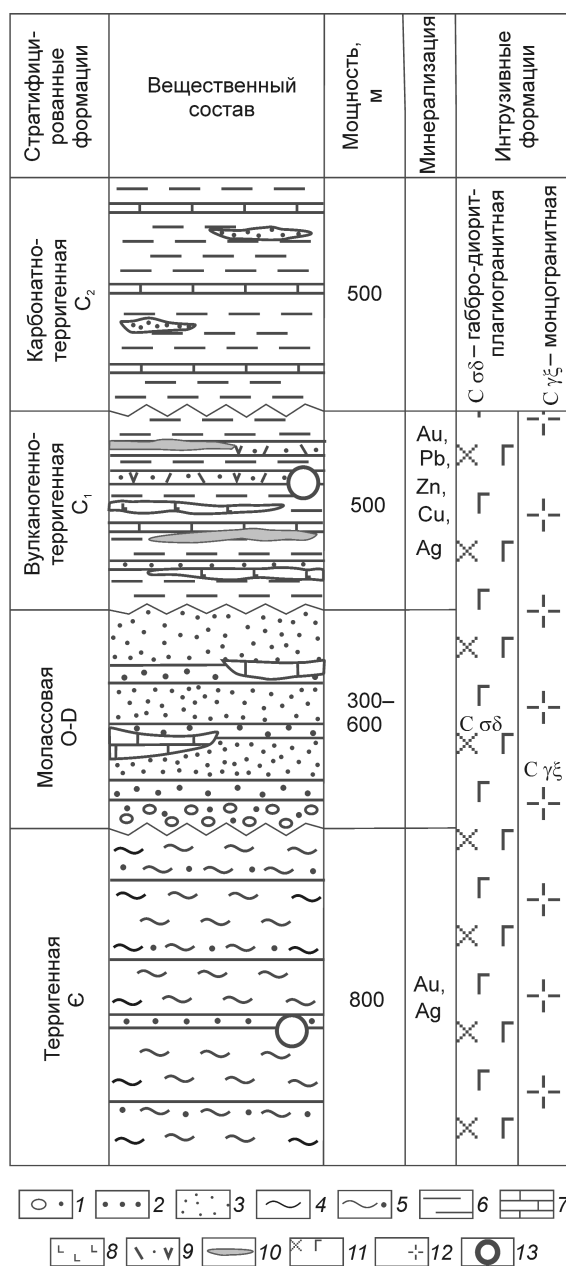


Рис. 3. Проявления золотой минерализации в Центральном Джебилете:

1 — конгломераты; 2 — песчаники крупнозернистые; 3 — песчаники среднезернистые; 4 — сланцы мусковитовые; 5 — алевросланцы; 6 — сланцы серицитовые; 7 — известняки; 8 — лавы основного состава; 9 — туфы среднего состава; 10 — сульфидные тела (пирротин-пирит-халькопиритовые); 11 — габбро-диорит-плагиограниты; 12 — монцограниты; 13 — уровни проявления минерализации золота

западном фланге площади пространственно обусловлено от магматических интрузий и приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с запада и востока зонами надвигов. Такая позиция характер-

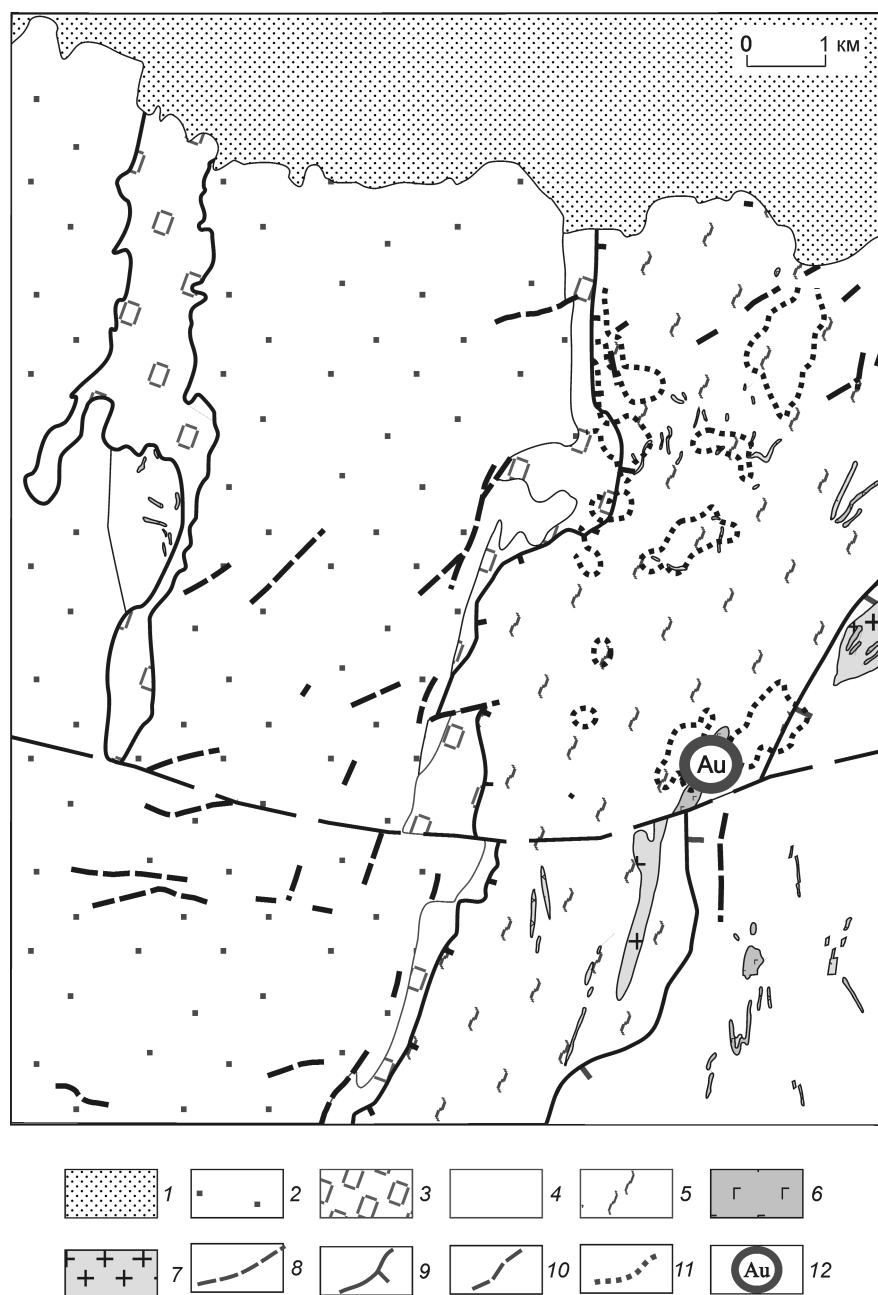


Рис. 4. Геохимические аномалии As и проявление золота в палеозойских отложениях Центрального Джебилета:

1 — неоген-четвертичные отложения; формации: 2 — карбонатно-терригенная, 3 — молассовая, 4 — вулканогенно-терригенная, 5 — терригенная; 6 — габбро-диориты; 7 — плагиограниты; 8 — кварцевые жилы; 9 — надвиги; 10 — разломы; 11 — вторичные геохимические аномалии As интенсивностью >70 г/т; 12 — проявления золота

на для комплекса малых интрузий и даек пестрого состава.

Жильные образования на площади поисков представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жильными и жильно-прожилковыми зонами, кото-

рые пространственно приурочены к кровельным частям гранитоидных массивов и несут сульфидную (пирит, галенит, халькопирит, пирротин) минерализацию.

Тектоническими нарушениями субширотного и северо-восточного направления Центральный Джебилет разбит на три тектонических блока, из которых центральный относительно приподнят. В его пределах сосредоточены все известные полиметаллические проявления. Разломы представлены зонами расланцевания мощностью 50–100 м, в пределах которых проявлены хлоритизация, карбонатизация и окварцевание. К разломным зонам и опоярющим трещинам приурочены кварцевые и кварц-карбонатные жилы мощностью 0,5–2 м. В западной части Центрального Джебилета прослеживаются надвиговые зоны, по которым молассовые отложения надвинуты на терригенные, а те, в свою очередь, — на вулканогенно-осадочную толщу (см. рис. 2).

Проявления золота.

В результате заверки геохимических аномалий As (см. рис. 3) штурфными пробами (масса 0,5–1 кг) выявлен ряд точек с минерализацией золота (пробы анализировались атомно-абсорбционным методом в лаборатории «Реминекс»).

На юго-восточном фланге площади в кровельной части гранитного массива среди хлоритовых сланцев развиты субмеридиональные зоны ожелезнения и окварцевания мощностью 0,4–2 м, протяженностью 30–100 м с содержаниями Au 0,5–

2,9 г/т, Ag 8–38 г/т, Cu 2,16–3,9%, Pb 0,04–0,08%, Zn 0,05–0,09% (см. рис. 2, 3).

На северо-западном фланге площади поисков в зоне надвига пород терригенной формации на вулканогенно-осадочную толщу прослеживается линейное интрузивное тело основного состава, висячем боку которого локализована кварцевая жила, а в лежащем — зона окварцевания. В кварцевой жиле мощностью 1 м содержания Au 8,38 г/т, Ag 7 г/т, As 0,86%, а в линейной зоне окварцевания мощностью 5–7 м содержания Au 2,66 г/т, Ag 6 г/т, As 0,34%. В зонах кварц-гематит-сидеритового состава среди вмещающих сланцев (см. рис. 4) содержания Au 0,14–1,19 г/т, Ag 4–10 г/т, As 0,47–1,02%. Параметры минерализованной зоны не определены, так как она не прослежена геологическими маршрутами.

Таким образом, установлены косвенные и прямые признаки потенциальной золотоносности — развитие дайковых тел основного и кислого составов, пространственно связанные с ними кварцево-жильные образования и геохимические аномалии As, а также точки минерализации с промышленными содержаниями Au 1,2–8,4 г/т в пределах мышьяковых аномалий. Ранее территория Центрального Джебилета не рассматривалась как перспективная на золотую минерализацию. Геохимические пробы на золото не анализировались и данные по распространению и параметрам геохимических аномалий Au отсутствуют. Полученные авторами данные свидетельствуют о возможном существовании минерализованных зон с промышленными содержаниями Au в двух геолого-структурных обстановках:

на северо-западном фланге территории в ареале развития комплекса малых интрузий и даек основного и кислого составов, в пределах которого выявлены контрастные рудные геохимические аномалии As 78–1500 г/т и Ag 3–22 г/т, фиксирующие кварцево-жильные образования с содержаниями Au 1,19–8,38 г/т, Ag 7–10 г/т, As 0,34–1,02%;

на юго-востоке территории в хлоритизированных сланцах кровельной части массива монцогранитов, где проявлены контрастные геохимические аномалии Cu 40–80 г/т, Ag 1,5–2,3 г/т и развиты кварцево-жильные образования с содержаниями Au 2–2,9 г/т, Ag 8–15 г/т, Cu 3,0–3,9%, Pb 0,04–0,08%, Zn 0,05–0,09%.

1. Химический состав магматических пород малых интрузий, %*

Компоненты	Габбро	Ферро-габбро	Кварцевое габбро	Плагิโอ-гранит	Липаритовый порфир
SiO ₂	45,3–51,4	43,1–45,8	51,3–53,4	73,5–79,5	74,04
Al ₂ O ₃	13,1–16,6	9,9–13,1	14,7–15,2	10,8–12,4	12,18
TiO ₂	0,9–1,6	3,2–6,3	1,4–1,9	0,2–0,3	0,25
FeO	5,7–8,3	11,5–16,1	6,6–7,4	0,1–0,9	2,66
Fe ₂ O ₃	1,5	1,5	1,5	0,03–0,5	0,67
MnO	0,13–0,28	0,21–0,34	0,16–0,18	0,02–0,05	0,04
MgO	6,7–12,5	4,3–5,0	6–7	0,7–0,8	0,22
CaO	9–11,7	7,2–9,0	7,7–10,4	0,8–1,6	0,59
Na ₂ O	1–2,6	2,6–3,3	2,8–4	5–6,7	2,9
K ₂ O	0,2–1,8	0,2–0,5	0,2–1		5,03
P ₂ O ₅	0,17–0,25	0,23–0,43	0,2–0,34	0,1–0,15	
ППП	2,2–6,6	2–6,5	1,4–2,2	1,1–1,6	0,52
Σ	98,2–99,3	99,3–99,7	99,3–100	97,2–100	99,11

*По данным П.Хьюелена, 1977; А.Фаузи, 1993.

2. Химический состав магматических пород монцогранитной формации, %*

Компоненты	Монцонитовый гранит	Щелочной гранит	Микроклиновый гранит
SiO ₂	62,8–66,6	71,74	72,5
Al ₂ O ₃	14,6–16,5	14,37	13,4
Fe ₂ O ₃	0–1,17	0,4	0,9
FeO	3,7–4,9	0,88	1,2
MnO	0,06–0,1	0,02	0,03
TiO ₂	0,05–0,9	0,75	0,35
CaO	2,1–3,4	3,44	0,8
MgO	1,6–2,3	1,28	0,55
Na ₂ O	1,8–3,1	4,15	2,53
K ₂ O	3,8–5,2	1,07	6,06
P ₂ O ₅	0,2–0,4		0,1
CO ₂	0–0,6		0,6
S	0–0,13		
H ₂ O	1,3–1,6	1,59	
Σ	99,95	99,69	99,0

*По данным П.Хьюелена, 1977.

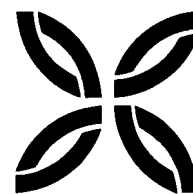
На территории Марокко в палеозойских структурно-вещественных комплексах авторами выделен верхний уровень развития минерализации золота. При положительной оценке промышленной значимости обнаруженных проявлений золота в Центральном Джебилете будут существенно расширены перспективы золотоносности в его пределах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. — М.: Наука, 1964.

2. Шубер Ю.А., Фор-Мюре А.М. Интерпретация геохронологических данных в мобильных зонах на примере Анти-Атласа (Марокко) // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1973. С. 33–43.
3. *Carte geologique du Maroc au 1:50 000; Feuille de Tamazrar; Memoire explicatif*; Edition du service geologique du Maroc, Rabat, 2001.
4. *Carte geologique et des minéralisations des Jebilet centrals. Échelle 1:50 000. Levée et dressée par P. Huvelin et complétée par V/O «Zarubezhgeologia», 2007.*
5. *Lancelot J.R. Difficultés géochronologiques dans le Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc) [Commentaires] // Soc. geol. France Bul. 1977. Vol. 5. P. 245–255.*

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



29 сентября 2013 г. исполнилось 75 лет кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела цветных металлов **Нелли Георгиевне Кудрявцевой**.

Н.Г.Кудрявцева работает в ЦНИГРИ с 1968 г., является высококвалифицированным специалистом в области геологии и прогнозирования свинцово-цинковых месторождений. Многие годы на Рудном Алтае занималась изучением геологии и околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянского, Змеиногорского, Рубцовского и Прииртышского районов, участвовала в работах по составлению прогнозных карт м-бов 1:25 000 и 1:200 000. По Зырянскому району при ее участии расширены запасы известных месторождений и выявлены новые.



В настоящее время Н.Г.Кудрявцева участвует в обосновании переоценки полиметаллического оруденения Рудного Алтая, разработке поисковых критериев колчеданно-полиметаллического оруденения рудноалтайского типа. Она — участник международных и всероссийских конференций, эксперт по геологоразведочным работам на Рудном Алтае, соавтор многих базовых и договорных проектов и отчетов НИР МПР России и Роснедра, автор более чем 80 научных публикаций. За успешную работу награждалась грамотами института, Мингео СССР, знаком «Отличник разведки недр», бронзовой медалью ВДНХ, медалью «Ветеран труда».

Сердечно поздравляем Нелли Георгиевну с юбилеем, желаем крепкого здоровья, отличного настроения, новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Журнал «Руды и металлы»

Публикует материалы по:

- прогнозу, поискам, оценке и разведке месторождений;
- прогрессивным технологиям геологоразведочных работ, переработке и анализу руд алмазов, золота, серебра, платиноидов, меди, свинца, цинка, никеля, кобальта и других полезных ископаемых;
- мониторингу минерально-сырьевых ресурсов; геолого-экономической оценке месторождений, конъюнктуре минерального сырья;
- инвестиционной привлекательности геологических объектов;
- юридическим вопросам в сфере недропользования.

Размещает рекламу по вышеуказанным проблемам.

Расценки в дол. США с учетом НДС и оплатой в рублях по курсу ЦБ РФ на дату платежа:

Объем (полоса формата А-4)	Цветная	Черно-белая
1/1	200	50
1/2	100	25
1/4	50	10
Разворот на четыре полосы формата А-4	600	150

При повторных публикациях — скидки от 5 до 20%. На рекламу по заказам геологических организаций и высших учебных заведений устанавливаются *льготные расценки*.

Может оперативно издать целевой номер, посвященный вашему предприятию, фирме или ее продукции и услугам, а также малым тиражом брошюры, книги, программы семинаров, конференций, совещаний.

По всем вопросам обращаться по адресу: 117545, Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, редакция журнала «Руды и металлы»

Телефон (495) 315 28 47

Факс (495) 315 43 47

E-mail: rudandmet@yandex.ru

Подписка принимается во всех почтовых отделениях связи по каталогу агентства «Роспечать». Периодичность — шесть номеров в год. Цена подписки на год 660 руб. без НДС (индекс 47 218).