

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти
П.Н. Чирвинского**

Выпуск 6

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОУ ВПО "Пермский государственный университет"
Кафедра минералогии и петрографии
*Пермское отделение
Всероссийского минералогического общества РАН*



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Выпуск 6

Сборник научных статей

Пермь 2004

ББК 26.3
П 78
УДК 550.8

П 78 **Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей // Перм. ун-т. – Пермь, 2004. – Вып. 6. – 336 с.**

ISBN 5 – 7944 – 0196 -6

Сборник подготовлен по материалам докладов на пятой научной конференции, состоявшейся 5-6 февраля 2004 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии и геологии месторождений и других наук, которые входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению Ученого совета геологического факультета Пермского университета

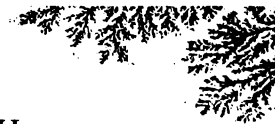
Редколлегия: Б.М. Осовецкий (гл. редактор), Р.Г. Ибламинов, Ф.А. Курбацкая, А.М. Кропачев, И.И. Чайковский

Ответственный редактор И.И. Чайковский

Спонсор издания: Администрация Пермской области

ISBN 5 – 7944 – 0410–8

© Пермский университет, 2004



ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

М.А. Королев
ЦНИИГеолнеруд, г. Казань

К 70-ЛЕТИЮ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИИ

Термин «палеогидрогеология» принадлежит Петру Николаевичу Чирвинскому. В 1922 г. в «Учебнике гидрогеологии» [2], предваряя выводы В.И. Вернадского о единстве природных вод Земли, он относил к подземным не только капельно-жидкую, но и связанную воду в составе минералов, называя её «окаменевшей консти-туционной водой». Он отмечал, что «в понятие «гидрогеология» редко вводится хотя бы основы учения о рудных скоплениях, возникающих очень часто путем отложения из горячих вод в минувшие геологические периоды».

В 1929 г. Петр Николаевич публикует работу «Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терека и Кумы» [3], одна из глав которого называлась «Общие представления об ископаемой гидрогеологии Северного Кавказа». Он пишет: «Те вопросы, которых мы намерены коснуться в настоящей главе, обычно совершенно не затрагиваются в гидрогеологических работах: гидрогеологические работы касаются лишь подземных вод и родников настоящего времени. Несомненно, с научной точки зрения это не совсем правильно и суживает горизонты: вода, в том числе подземная, играет и играла в геологическом прошлом большую роль и оставила по себе неизгладимые следы». В 1933 г. Петр Николаевич публикует статью «Палеогидрогеология» [4], благодаря его усилиям эта наука постепенно становится одним из важнейших разделов отечественной гидрогеологии. Так от «окаменевших источников» через «ископаемую гидрогеологию» Петр Николаевич подошел к наиболее удачному термину «палеогидрогеология». В последней работе он сформулировал понятие этой новой отрасли знаний о Земле, обозначил её задачи. В качестве «одной из важных ветвей палеогидрогеологии» он рассматривал палеогидрохимию земной коры.

Палеогидрогеология как составная часть гидрогеологии начала усиленно развиваться в 50–70-е гг. XX в. [1]. В эти и более поздние годы появился ряд крупных работ по палеогидрогеологическому анализу различных территорий бывшего Советского Союза: Восточной Сибири (Е.А. Басков), Прибайкалья (Е.В. Пиннекер), Колывань-Томской зоны (П.А. Удолов,

П.Н. Паршин, А.А. Лукин), Западной Сибири (Г.А. Толстиков), Урала (В.Ф. Ковалев, В.С. Кулаков), Прикаспия (М.П. Распопов), Предкавказья (А.А. Карцев, С.Б. Вагин), Волго-Уральской области (М.И. Зайдельсон, В.Г. Глезер, Л.С. Табаксблат, Е.Ф. Станкевич, С.Г. Каштанов, М.С. Кавеев, В.Г. Герасимов).

Идеи П.Н. Чирвинского явились определенным толчком в развитии не только регионального палеогидрогеологического анализа. В рамках этого направления развивалась методика проведения исследований (И.К. Гавич, И.К. Зайцев, Ф.П. Самсонов, Ю.В. Мухин, Н.М. Кругликов, И.Г. Киссин, В.А. Кудряков, Г.П. Волобуев, А.В. Кудельский, В.В. Колодий и др.). Разрабатывались методы палеогидротермики (Г.В. Черменский, А.Д. Дучков, Л.С. Соколов и др.).

Несколько позже начали создаваться основы палеогидрохимического анализа, позволяющего установить степень и характер минерализации подземных вод былых эпох, их пространственные изменения, влияние на особенности жильного выполнения и метасоматоза (Е.В. Пиннекер, Е.А. Басков и др.). Химический состав древних седиментационных подземных вод реконструируется по результатам изучения горных (поровых) растворов, получаемых различными методами из глинистых компонентов разреза осадочных толщ. Считается, что горные или поровые растворы представляют собой так называемые «защемленные» воды, сохранившиеся в недрах со времени седиментации. Изучались горные растворы, выделенные из пород нефтяных месторождений (З.А. Арсланбеков, Г.А. Алиева, А.Н. Козин и др.). С точки зрения влияния на гидротермальное рудообразование рассматривались горные растворы вулканических пород (С.И. Набоко).

Для изучения состава рудообразующих термальных растворов используется анализ газово-жидких включений (ГЖВ) в минералах (А.В. Шубников, Д.П. Григорьев, Е.В. Лазько, Н.П. Ермаков, А.И. Захарченко, Л.Н. Хетчиков, Н.И. Хитаров и др.). Заслуживающие внимания результаты получены при анализе водных вытяжек (ВВ), дающем представление об относительных величинах степени и характера минерализации жидкообразующих растворов (В.Г. Моисеенко и др.). К сожалению, изучение ГЖВ проводится в основном геологами-минералогами. Гидрогеологи, как правило (по-видимому, и во времена П.Н. Чирвинского), в этих исследованиях не участвуют и к объяснению полученных фактов не привлекаются, хотя подобный симбиоз дал бы очень много не только для восстановления палеогидрогеологических условий прошлого, но и для теории рудообразования и её практического значения. Чрезвычайно интересный материал дают результаты изучения изотопного состава природных вод (Э.М. Галимов, В.И. Ферронский, Э.К. Герлинг, А.Н. Токарев и др.).

Обширные материалы по расшифровке генезиса рудных месторождений приведены в книге «Стабильные изотопы и проблемы рудообразования» (русский перевод издания 1974 г. сделан в 1977 г. под ред. акад. В.И. Смирнова). Они позволяют по-новому взглянуть на генезис гидротермальных и метасоматических месторождений и на роль инфильтрационных подземных

вод в их образовании. Они ещё раз подтверждают положение П.Н. Чирвинского об «ископаемой гидрогеологии».

Важным направлением в палеогидрогеологии является определение возраста подземных вод (В.П. Якуцени, А.М. Овчинников, И.Н. Толстухин и И.Л. Каменский, Э.К. Герлинг и др.). Распространен гидродинамический метод и метод инертных газов (гелий-аргонового отношения), применяемый в основном в нефтяной гидрогеологии.

В связи с использованием в палеогеологии метода актуализма богатый материал предоставляет изучение современных гидротермальных рудообразующих систем – «черные курильщики» Тихого океана (Солтон Си, Красное море, Челекен, Камчатка и Курилы). Эти системы представляют своеобразные природные модели рудообразующего процесса, формирующиеся на глазах человека рудные месторождения. В скважинах Челекена за год отлагается до 2 т самородного свинца в год, а при наличии сероводорода формируются типичные гидротермальные минералы (галенит, сфалерит, халькопирит).

Важнейшее значение для развития палеогидрогеологии, для развития представлений П.Н. Чирвинского имели работы А.Н. Семихатова, А.А. Карцева и других гидрогеологов по периодизации гидрогеологической истории. А.Н. Семихатов разделил гидрогеологическую историю на ряд временных отрезков, характеризующихся законченным кругом развития в течение определенного промежутка времени. Эти отрезки истории названы им гидрогеологическими циклами. А.А. Карцев, развивая взгляды А.Н. Семихатова, показал, что каждый гидрогеологический цикл включает два сменяющих друг друга во времени этапа – элизионный (отжимной) и инфильтрационный.

Элизионный этап начинается с тектонического погружения территории, морской трансгрессии, формирования осадков и захваченных ими морских (седиментационных) вод. Седиментационные воды отжимаются под нагрузкой вышележащих толщ из глинистых компонентов разреза в пласты-коллекторы, где замещают сформированные до элизионного этапа древние инфильтрационные воды, а также возникшие на элизионном этапе седиментационные. Этот процесс получил название элизионного водообмена. Поскольку из глин отжимаются в основном связанные воды, при переходе в свободное состояние они, будучи в связанном виде чрезвычайно слабыми растворителями, становятся агрессивными по отношению к «породившим» их глинам и породам пластов-коллекторов и выносят все примеси, в том числе углеводороды, металлы. Под влиянием литостатического давления отжатые из глин воды начинают мигрировать вместе с «полезным грузом» в участки минимального литостатического давления, каковыми являются обычно своды конседиментационных поднятий. Там может проявиться фильтрационный эффект, в результате вода «продавливается» через водоупоры-покрышки вместе с металлами, а углеводороды, имеющие протяженные цепочки-молекулы, задерживаются в пластах-коллекторах, являющихся ловушкой. В ней и формируются залежи углеводородов. Залежи металлов часто сопровождают залежи нефти, располагаясь в более высоких горизонтах разреза, обычно за контуром нефтеносности. Палеогидрогеологический анализ

позволяет прогнозировать как нефтеносность, так и металлоносность территории.

На инфильтрационном этапе в процессе замены седиментационных вод инфильтрационными (инфильтрационный водообмен) созданные на элизионном этапе залежи начинают разрушаться под воздействием насыщенных кислородом вод, проникающих с поверхности в недра. Возможно перемещение отложенного ранее «полезного груза» в обратном направлении, т.е. по падению пластов в сторону прогибов. Но этому процессу, по-видимому, будут оказывать противодействие тяжелые хлоридные рассолы, насыщающие глубокие части структуры.

Дальнейшее развитие представлений П.Н. Чирвинского и более поздних исследователей осуществляли сотрудники кафедры общей геологии и гидрогеологии Казанского университета. В частности, метод водных вытяжек был применен к площадному опробованию кварцевых жил в пределе Рыбинской золотоносной зоны Заангарья Енисейского кряжа. Насколько известно, ранее подобные исследования проводились лишь единичных кварцевых золотоносных жил. Площадное опробование кварца позволило получить ряд интересных выводов.

1. В пределах изученной площади золотоносные жилы отчетливо отличаются от «пустых». По результатам проведенного опробования и последующего анализа водных вытяжек выявлены палеогидрохимические аномалии, часть которых совпала со всеми известными в районе рудопоявлениями, а часть оказалась совершенно новой.

2. Определено, что по мере удаления от гранитных интрузий состав водных вытяжек меняется от существенно хлоридных через сульфатные к гидрокарбонатным. В катионном составе также происходят заметные изменения. Причем, продуктивные жилы характеризуются преобладанием в составе водных вытяжек ионов аммония (результат распада золото-аммонийных комплексов), изменчивым соотношением суммы ионов щелочей и суммы ионов щелочноземельных металлов.

3. В пределах гранитных массивов кварцевые жилы характеризуются (как и в наиболее удаленных от интрузий участках) гидрокарбонатным составом водных вытяжек, т.е., видимо, являются наиболее поздними продуктами гидротермальной деятельности в районе.

4. При опробовании коренных выходов кварцевых жил с последующим анализом водных вытяжек отмечено, что изменение состава вытяжек вкрест простирания жилы позволяет говорить о различном характере развития жилы (рост от центра к краям, от лежащего зальбанда к висячему и т.п.). Установлены и некоторые другие особенности жильного кварца. К сожалению, во время проведения этих работ мы не были знакомы с палеогеологическими построениями П.И. Чирвинского, хотя констатировали, как и он, что без гидрогеологии не может обойтись ни один геолог, особенно занимающийся прогнозированием жильных месторождений.

Развитие палеогидрогеологической теории позволяет сделать важный вывод о металлоносности пород, от которой, как утверждал еще П.Н. Чирвинский, зависит металлоносность подземных вод.

Как показано выше, максимальная металлоносность должна характеризовать своды положительных конседиментационных структур и, видимо, зоны тектонических разрывных нарушений. Следовательно, должна быть и максимальная металлоносность инфильтрационных подземных вод. В настоящее время мы проверяем это положение, имея в виду, что здесь, в зависимости от стадии гидрогеологического развития, может быть несколько вариантов.

Библиографический список

1. Королев М.Е. Общая гидрогеология. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1999. – 310с.
2. Чирвинский П.Н. Учебник гидрогеологии. Ростов-на-Дону: Ростов: отделение госиздата, 1922. 74 с.
3. Он же. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терека и Кумы. Ростов-на-Дону, 1929. 56 с.
4. Он же. Палеогидрогеология // Пробл. сов. геологии. 1933. №8. С. 107.

О.Г. Столова, М.Е. Королев*
ЦНИИгеолнеруд, г. Казань, * Казанский университет

ИДЕИ ПЕТРА НИКОЛАЕВИЧА ЧИРВИНСКОГО И ИССЛЕДОВАНИЯ КАЗАНСКИХ ГЕОЛОГОВ

Петр Николаевич Чирвинский известен как геолог-исследователь широкого профиля. Его работы в области учения о полезных ископаемых, минералогии и петрографии, метеоритики и литологии, учения о подземных водах и снеге, геохимии, тектоники и других областях используются в научной и практической деятельности как в России, так и за рубежом. Его научное наследие и в настоящее время оказывает огромное влияние на развитие фундаментальных и прикладных наук о Земле.

П.Н. Чирвинский поддерживал тесную связь с учеными Казанского университета. Здесь, в частности, он защищал магистерскую диссертацию «Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов» (1912 г.). Он провел изучение нового минерала ольдгамита [9], обнаруженного в Сюкеевских пещерах П.Л. Дравертом; ранее этот минерал был известен только в метеоритах, о чем свидетельствует ряд работ. Он был знаком с гидрогеологическими работами профессоров Казанского университета А.Я. Щербакова, А.А. Штукенберга, М.Э. Ноинского и др.

В основу методики и методологии исследований казанских геологов ещё с 60–70-х гг. XIX в. Н.А. Головкинским, а позже его последователями

был заложен естественно-исторический подход к изучаемым геологическим объектам и процессам, что, несомненно, сближает геологов казанской школы с ученым-естествоиспытателем П.Н. Чирвинским. Поэтому его теоретические положения нашли живой отклик в работах нескольких поколений казанских геологов. Используются его представления в области карстоведения, гидрогеологии, минералогии и других отраслях и в настоящее время. Местность, где впервые был обнаружен «земной» ольдгамит, попала в поле зрения исследователей, занимающихся ревизией имеющихся и выявлением новых геологических памятников природы на территории Татарстана (Столова и др., 1996 г.). При проведении указанных исследований в правобережье Волги многие положения П.Н. Чирвинского нашли подтверждение. Выщелачивание гипса, наблюдаемого здесь повсеместно, приводит к формированию специфического рельефа и образованию известной разновидности сульфатных кальциевых минеральных вод, описанных Петром Николаевичем в учебнике по гидрогеологии [8]. Здесь широко представлены карстовые формы рельефа, которым в работах Чирвинского отведено значительное место. Среди гидрогеологических объектов особенно интересны крупные восходящие родники со своеобразной по своим свойствам водой, карстовые водотоки и подземные озера, а также следы деятельности подземных вод минувших эпох.

На всем протяжении правого высокого берега Волги в пределах Татарстана можно наблюдать явление интенсивного выщелачивания гипсов, особенно в районе Сюкеевских пещер. Процессы выщелачивания пород, характерные для этой части береговой полосы, сопряжены с явлениями карста не только поверхностного, но и глубинного. Например, в Камско-Устьинских горах известны Юрьевская, Коннодольская, Зимовьевская и другие пещеры. В 20 км ниже по Волге затоплены водами Куйбышевского водохранилища Сюкеевские пещеры (Безымянная, Змеиная и др.).

В указанной местности распространены родники и поверхностные водоемы карстового происхождения. Так, в 2 км к северу от д. Сюкеевский Взвоз имеются родники, приуроченные к закарстованным участкам береговых склонов. Обратим внимание на один из источников, названный местными жителями Святым. По их общему признанию, этот родник можно причислить к бальнеологическим, а на основании проведенных анализов воды – к слаборадоновым (320 Бк/л). Безосновательно рассматривать родник в отрыве от его положения в структуре всего комплекса склонов (берегового и овражного), массивов осадочных толщ, сквозь которые он пробивается на поверхность, карстовых форм рельефа, являющихся особенностью данной местности. Такой тип родниковых вод относится к карстовым водам (табл. 1), изучавшимся и описанным Чирвинским в учебнике по гидрогеологии.

Святой источник связан с народными преданиями и традициями. Сохранились ритуальная часовенка для паломников и легенды о первом поселенце-отшельнике. Характерной особенностью родника является различное положение его истока в русле оврага в зависимости от количества выпадаемых осадков, геологического строения территории (в том числе карста) и условий водного режима Куйбышевского водохранилища. Иногда родник

пробивается сквозь толщу верхнепермских осадков в верхней части оврага, а потом неожиданно уходит под землю, оставляя безводным нижележащий участок русла оврага. Примечательно его положение в массиве верхнепермских (P_2kz_2 и P_2t_1) пород. Временами он «пунктирно» выходит в зоне обнажающегося щебеночного пляжа или пропадает под воду, если пляж затит паводковыми водами; в свою очередь изменения его дебита существенно зависят от уровня воды в водохранилище. В весенние и дождливые месяцы года он обильным ручьем стекает вниз по руслу оврага, хотя в другое время (особенно знойным летом и в начале осени) появляется лишь в виде лужицы в его верхней части. В устье оврага, по которому стекает вода, отчетливо видны элементы взаимодействия отчасти разноминерализованных вод и пород данной местности. В частности, наблюдаются обохривание гипсов и образование корочек из железозокисных минералов (табл. 2), что, как известно, характеризует разные обстановки образования (диагенез, гипергенез и др.). Тропа, которая идет вдоль древовидного и многоступенчатого оврага до верхового плато, помогает оценить закарстованность склонов (овражных и берегового) как бы «в разрезе»; поднявшись на верх, и двигаясь в северо-западном направлении по одному из многочисленных ответвлений сети грунтовых дорог, ведущих под уклон в д. Мордовский Каратай, можно наблюдать, но уже в плане, обширно простирающееся карстовое поле, которое известно как значительное по количеству форм изрезанности рельефа в РТ (на 1 га 120 карстовых форм) и впечатляющее масштабами карстового проявления. В 1954 г. в данной местности зарегистрирован мощный провал глубиной до 21 м. Часть карстовых воронок превратилась в небольшие озерца и болота, часть – в сухие, безводные. На одном из участков отрядом ЦНИИГеолнеруд в 1995 г. были выполнены исследования методом ВЭЗ по трем профилям. Они по наличию высоких значений кажущихся сопротивлений позволили прогнозировать в разрезе несколько полостей, что, в свою очередь, дало основания этот участок ландшафта (геологический памятник природы геоморфологического типа) рассматривать в качестве геолого-геофизического полигона, который целесообразно организовать на данном участке, использовать в качестве своеобразного эталона местности с характерным распределением наблюдаемого электрического (и, может быть, сейсмического, гравитационного) полей над существующими в глубине пустотами. При выполнении указанных геофизических исследований профиль ВЭЗ-1 был ограничен: один конец – д. Мордовский Каратай, а другой – краем берегового обрыва. На рисунке приводится разрез, составленный по результатам интерпретации кривых ВЭЗ. На нем видны выявленные резкие скачки изменения кажущихся сопротивлений пород, которые соответствуют участкам нарушенной однородности части массива, т.е. наличию карстовых пустот.

Следует также не оставить без внимания ранее упомянутые гипсовые глыбы, «зачехленные» корочками железосодержащих минералов, о составе которых можно судить на основании результатов дифференциального термоманнитного анализа [11]. Хотя эти глыбы не велики (не более 1 м), интенсивность гипергенных процессов, способствующих образованию железосо-

державших корок (как «картофель в кожуре») и почек на них, весьма значительна. Собственно ожелезнению подвергнут и обломочный материал, и участки пластов различных пород в разрезе. Вынос и осаждение железа из вмещающих толщ осадков осуществляется с помощью поверхностных и подземных вод. С помощью аналитических методов эти минералы диагностированы, что позволило выяснить их состав и условия режима формирования среды при гипергенных преобразованиях (табл. 2).

Таблица 1

Результаты химического анализа проб воды

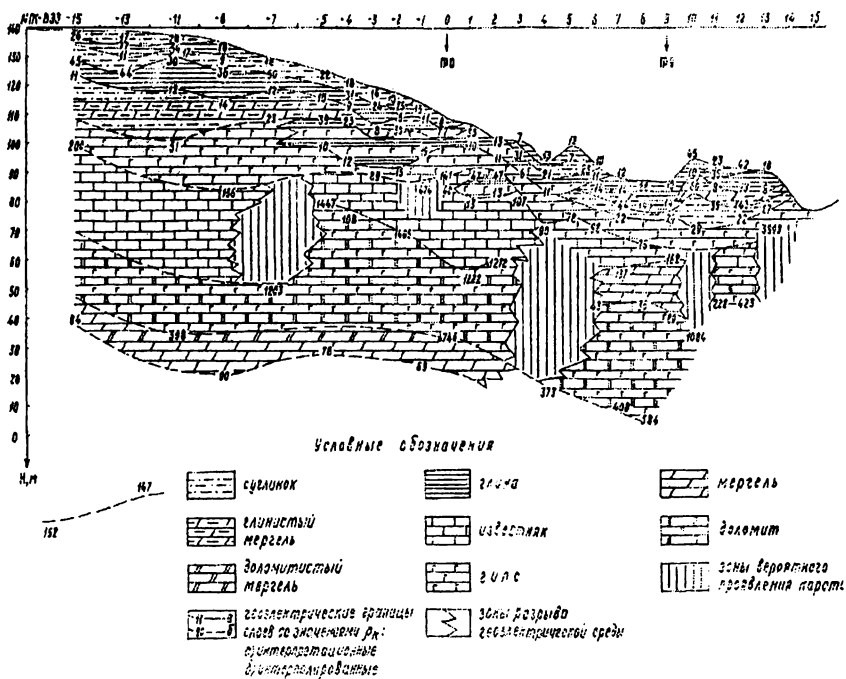
Проба воды	pH	Содержание анионов и катионов, мг/л									
		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺
Святой источник	7,9	18,0	316,2	2,1	7,7	1,1	57,5	36,2	1,8	1,2	0,1
Ср. по 7 родникам	7,5	13,8	325,5	3,4	19,1	5,8	61,8	35,9	4,1	1,7	<0,1

Таблица 2

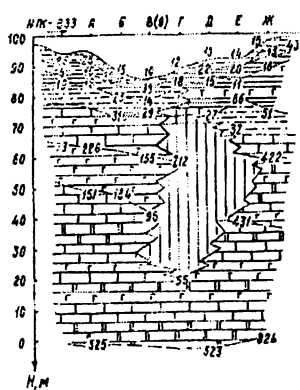
Результаты дифференциального термомагнитного анализа образцов железосодержащих минералов волжского правобережья РТ

Исследуемый образец	Железосодержащие минералы	Примечания
Темно-серые почки рудных минералов на гипсе	Пирит, гематит	Севернее д.С.Взвоз ПК 22, обр.80
Коричнево-бурые почки и желваки рудных минералов на гипсе	Тонкодисперсные гематит, гётит и следы маггемита	Курумник на берегу Волги напротив с.Кирельское
Кристаллы сульфида железа в гипсе и др. минералы	Пирит с пленками маггемита и гематита	Севернее д. Сюкеевский Взвоз, ПК 16+50, обр.65
Охристая ассоциация железосодержащих минералов с гипсом	Сидерит с лепидокрокитом, гётитом и гематитом	Севернее д. Сюкеевский Взвоз, ПК 16+50 м, обр.65 ^а
Корочки железосодержащих минералов на гипсах с брошантитом	Пирит, гетит, гематит (следы)	Ниже тригопункта 123,4 у с. Кирельское, обр.83
«Гипергенная кожа» из Fe-содержащих минералов на глыбах и обломках гипса	Пирит, гетит, маггемит	У Святого источника близ д. М.Каратай
Обохренные гипсы с черными вкраплениями неизвестного минерала	Пирит, гетит, гематит, маггемит, самородное железо	В районе ПК 16, обр.65 ^б

Примечание: ДТМА выполнен оператором-аналитиком, с.н.с. АИЦ ЦНИИгеолнеруд Л.В. Халепп



Профиль 9



Профиль 0

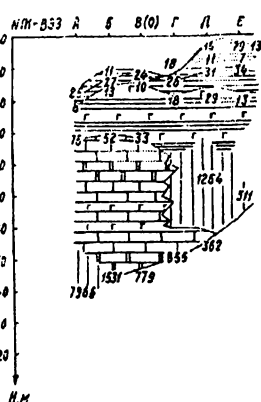
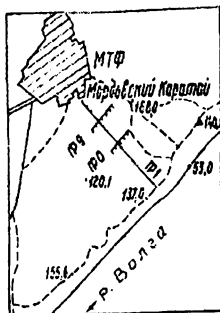


Схема расположения профилей ВЗЗ



Геозлектрический разрез по разрезам количественной интерпретации ВЗЗ вдоль профилей 9 и 0 карстового поля близ д. Мордовский Каратай (Республика Татарстан). Масштабы: гор. 1:5000; верт. 1:10000

Часто на высоком правом берегу Среднего Поволжья в распадах и устьевых частях береговых оврагов можно наблюдать ручейки, вытекающие из них и стремящиеся к лону Куйбышевского водохранилища. Следует обратить внимание на присутствующий иногда запах сероводорода. Многие авторы интерпретируют этот факт как вынос SO_4^{2-} водой и частичное замещение в растворе (H_2O) кислорода серой с образованием H_2S [1, 2, 4, 6, 7]. Проявления серы здесь издавна известны [3, 5, 10 и др.]. Надо иметь в виду, что в разное время года, в зависимости от уровня поверхности стока подземных вод, питающих эти ручьи, состав их вод может быть различным, запах H_2S также не всегда им присущ. Такие источники располагаются у береговых склонов, в оврагах и непосредственно у Сюкеевского Вздоха (на спуске).

Помимо родников и поверхностных вод, участвуют в преобразовании берегов другие агенты. Например, останцы песчано-глинистых N-Q отложений, располагающиеся на береговом откосе (в 20 м от уровня воды водохранилища) недалеко от с. Кирельское. В их создании активно участвуют процессы выветривания. Волны Куйбышевского водохранилища (Волжско-Камского моря) способствовали появлению системы гротов, пещерок, ниш, заливов и выступов, внутри которых повсеместно наблюдаются результаты различных палеогеологических и действующих в настоящее время процессов. Береговая абразия – характерная особенность этих мест. Разрушительная и созидательная энергия волн способствует постепенному изменению и формы береговых уступов, и формы пляжей. Останцы обвалившихся глыб меняют свой облик под действием процессов береговой абразии; их постоянному и медленному изменению способствует стихия разбушевавшихся волн.

Таким образом, обнаженные береговые уступы правобережья Волги, в сущности, есть не что иное, как геоинформационные ресурсы, являющиеся своеобразным «наглядным пособием» в музее Природы. Используя его в учебных и научных целях, а также применяя более совершенные методики и приборы для исследований его «экспонатов», несомненно, можно приблизиться к решению многих существующих геологических проблем. Такой учебный материал может стать надежным подспорьем в развитии фундаментальных и прикладных наук, способствовать пониманию устройства поверхности и недр Среднего Поволжья.

Библиографический список

1. *Аносов А. А.* Об организации курорта в д. Сюкеево Тетюшского кантона, в связи с результатами исследования Сюкеевских минеральных вод // Курортное дело. 1925. № 11/12. С. 172–174.
2. *Королев М. Е. и др.* Подземные воды Татарии. Казань, 1987. 187 с.
3. *Миропольский Л. М.* Сера // Геология и полезные ископаемые. Казань, 1940.
4. Он же. Гипс и ангидрит в пермских отложениях Татарской АССР и возможности его использования // Учен. зап. Казан. ун-та. Казань, 1945. Т. 105, кн. 2, вып. 15. 210 с.
5. *Посошков И. Т.* Книга о скудости и богатстве. М., 1951. С. 149–150.
6. *Ступишин А. В., Бадамшина С. П.* Поверхностные формы карста по правобережью долины Волги в пределах Камско-Устьинского района ТАССР // Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казань, 1963. № 3. С. 122–129.

7. *Станкевич Е.Ф., Ступишин А.В., Субботин Р.С.* Камско-Устьинская спелеологическая система и некоторые вопросы сульфатного карста // Экзогенные процессы и эволюция рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. С. 147–163.
8. *Чирвинский П.Н.* Учебник гидрогеологии. Ростов н/Дону, 1922. 74 с.
9. Он же. Ольдгамит как минерал пещер // Тезисы докл. карстово-спелеол. конф. Пермь, 1948. С. 2.
10. *Широкшин Н.В., Гурьев А.В.* Геогностическое обозрение правого берега Волги от г. Самары до г. Свияжска, составленное бергершвореном 12 класса Широкиным и шихмейстером 13 класса Гурьевым // Горный журнал. 1831. Ч. III. С. 15–40.
11. *Ясонов П.Г., Буров Б.В.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. 160 с.

А.М. Кропачев
Пермский университет

СОСТОЯНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ВОДЫ В СТРАТИСФЕРЕ

Стратисфера – геологическая оболочка, состоящая из кор выветривания, осадков, осадочных горных пород, поверхностных и подземных вод.

Вода – распространенное химическое соединение на Земле. Она отличается рядом аномальных физических свойств, которые являются следствием химического состава и структуры. По представлению А.М. Блоха [1], молекулы воды можно представить как кубический тетраэдр, в геометрическом центре которого находится O^{2-} , в двух вершинах располагаются H^{+} . В результате молекула воды приобретает полярность: вершины тетраэдра с H^{+} имеют положительный заряд, противоположные – отрицательный. Вода обладает высокой диэлектрической проницаемостью, равной 80. Под влиянием температуры молекулы воды находятся в непрерывном трансляционном движении, при котором они сталкиваются и за счет водородных связей образуют полиморфные структуры – «мерцающие рои». Структура чистой воды трансформируется под влиянием внешних факторов: температуры, давления, сорбентов и растворенных веществ.

В настоящее время рассматриваются состояния и формы нахождения молекул воды в косных телах (системах) стратисферы. В стратисфере молекулы воды являются ее элементарной формой нахождения. Множество молекул образует (по В.И. Вернадскому) системы равновесия – водные растворы. В стратисфере вода встречается в свободном, химически связанном, физически связанном и иммобилизационном состояниях (таблица). Под состоянием в работе понимается взаимодействие молекул воды друг с другом и другими веществами.

В *свободном состоянии* находятся пар (газ), жидкая вода и лед.

Газообразная вода представлена молекулами, которые вырываются с поверхности водоемов и почвенного покрова. Молекулы воды

смешиваются с молекулами газа и разносятся теплыми потоками воздуха и ветром.

Жидкая вода представлена полимолекулами, которые объединяются в «мерцающие рои» [1].

Лед – кристаллическая форма воды, которая образуется при отрицательной температуре. Кристаллы льда состоят из молекул воды, которые располагаются в узлах кристаллической решетки.

Химически связанная вода находится в кристаллах минералов, где мономолекулы воды с минералообразующими компонентами соединены химическими связями.

В химически связанном состоянии находится кристаллизационная (кристаллогидратная) вода, положение которой в кристаллах определяется их структурой. Например, в кристаллах гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) мономолекулы воды располагаются между двойными слоями, образованными Ca^{2+} и SO_4^{2-} ; в бишофите ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) ион Mg^{2+} находится в центре кубического тетраэдра, в вершинах которого располагаются молекулы H_2O [2]. Кристаллогидратную воду содержат минералы из группы монтмориллонита и сапонита [3].

Химически связанной также является вода, находящаяся в составе криокристаллов (газогидратов) – отвердевших газов, которые имеют состав $\text{C}_n\text{H}_m \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{C}_n\text{H}_m \cdot 17\text{H}_2\text{O}$ [7]. Криокристаллы образуются из газоводных растворов при их охлаждении.

Выделение химически связанной воды сопровождается разрушением кристаллических решеток.

Физически связанное состояние воды обусловлено полярностью ее молекул, которые притягиваются и удерживаются другими веществами, имеющими свободные заряды.

Гидратные оболочки на ионах, которые образуются при растворении минеральных веществ с ионной связью. Молекулы воды разрывают слабые связи (растворяют вещество), образуя на анионах и катионах гидратные

Состояние и форма нахождения воды в стратисфере

Состояние	Формы нахождения воды
1.Свободное	1.1. Пар (газ)
	1.2. Жидкая вода
	1.3. Лед
2.Химически связанное	2.1. Кристаллогидратная вода
	2.2. Газогидратная вода
3.Физически связанное	3.1.Гидратные оболочки на ионах
	3.2.Коллоидная вода
	3.3.Эмульсионная вода
	3.4.Капиллярная вода
	3.5.Гигроскопическая вода
	3.6.Адсорбированная вода
	3.7.Цеолитная вода
4.Имобилизованное	4.1.Включения жидкой воды в кристаллах

оболочки. Толщина гидратных оболочек пропорциональна энергии гидратации, которая у катионов возрастает с увеличением валентности; в ряду одновалентных катионов – обратно пропорциональна эффективному радиусу [4].

Коллоидная вода находится в коллоидно-дисперсных системах, в которых дисперсная среда представлена водой, дисперсная фаза – кристаллическими или аморфными веществами с размерностью 10^{-5} – 10^{-7} см, с избыточными зарядами на поверхности. В ионном растворе (электролите) вокруг коллоидных частиц (ядер) образуется двойной ионный слой, в котором у границы коллоидной частицы образуется первый слой ионов, противоположных заряду ядра; по периферии этого слоя располагается второй слой ионов, противоположных по знаку ионам первого слоя. В составе второго слоя находятся полярные молекулы воды, удерживаемые зарядами первого слоя и ионами второго слоя с высокой энергией гидратации. При дегидратации коллоидов происходит потеря дисперсионной водной среды; коллоидная вода второго слоя сохраняется при старении коллоидов и при превращении их в твердое вещество. Например, опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) содержит до 20–34% коллоидной воды [2, 3].

Эмульсионная вода существует в дисперсных системах, в которых дисперсная фаза представлена водой, дисперсионная среда – нефтью, в которой вода диспергирована в виде капелек диаметром около 50 микрон [5].

Капиллярная вода заполняет поры и трещины шириной 0,001 – 0,5 мм. В гидрофильных грунтах капиллярная вода смачивает стенки капилляров, образует вогнутый мениск и поднимается по капиллярам против силы тяжести на высоту до 4 м [6].

Гигроскопическая вода существует в полостях шириной менее 0,0001 мм, где она образует на стенках полостей прочно связанную пленку, не способную к капиллярному подъему. Гигроскопическая вода выделяется при высоком давлении.

Адсорбционная вода локализуется на границе раздела твердого вещества (сорбента) с растворителем (водой). Сорбентами являются гидрофильные вещества: силикогель, гумус, слоистые силикаты и алюмосиликаты с избыточными зарядами на поверхности и между слоями. Молекулы адсорбированной воды не образуют сплошной гидратной пленки. По мнению А.М. Блоха [1], они располагаются на дне энергетических ячеек, образованных избыточными зарядами. На каолините сорбированные молекулы концентрируются на изломах; на аллите – на базовых поверхностях; на монтмориллоните – на базовых поверхностях и в межслоевом пространстве между двойными алюмосиликатными слоями [6].

Цеолитная вода находится в полостях каркасных алюмосиликатов, где полярные молекулы ионами H^+ обращены к ионам O^{2-} , а отрицательно заряженные вершины – к катионам щелочных или щелочноземельных металлов каркасной структуры цеолитов [3].

В *иммобилизованном состоянии* вода находится в виде пузырьков, захваченных растущими кристаллами из минералообразующей среды. На-

пример, в кристаллах галита, сильвина жидкие включения представлены водными растворами (рапой).

Библиографический список

1. Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969. 66 с.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолтздат, 1950. 55 с.
3. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975. С. 284 – 285, 500.
4. Кропачев А. М. Факторы миграции и осаждения малых элементов в зоне гипергенеза. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1973. С. 94 – 97.
5. Кузнецов В. В. Физическая и коллоидная химия. М.: Высшая школа, 1964. С. 343-345.
6. Сергеев Е. М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 25 – 38.
7. Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П. Газогидраты – новые источники углеводородов // Природа. 1979. № 1.

В. А. Попов

Тувинский институт комплексного освоения
природных ресурсов СО РАН

МЕТЕОРИТ ЧИНГЕ (ТУВА) (ОПЫТ ИСТОРИЧЕСКОГО ОЧЕРКА)

В 2002 г. исполнилось 90 лет со времени открытия в Туве метеорита Чинге. В 1912 г. местный золотопромышленник Н.М. Черневич передал в Академию наук в Петербурге партию образцов железных минералов, вымытых старателями на принадлежащем ему прииске по руч. Чинге, правому притоку р. Арголик (Ургайлык), сбегаящему с северных склонов хребта Восточный Танну-ола в Центральной Туве. Более ранних известий о находках здесь метеоритов нет, поэтому Н.М. Черневич считается первооткрывателем метеорита Чинге, который в Каталоге метеоритов СССР значится под № 77 [2].

Первая партия, привезенная Н.М. Черневичем, состояла из 30 образцов массой от 85 г до 20,5 кг общим весом 76,4 кг. 20,5 кг – наибольший вес известных обломков метеорита Чинге. О.О. Баклунд и В.Г. Хлопин, изучавшие представленные камни, пришли к выводу, что они не являются метеоритами [1]. Это, вероятно, не убедило Н.М. Черневича, поскольку в сентябре 1915 г. он привозит еще один обломок массой более 10 кг. Ныне большая часть этого образца хранится в музее Петербургского горного института.

Кроме остатков метеорита Н.М. Черневич передал в Академию наук план места сбора и составил на бланке Геологического и минералогического музея АН список лиц, нашедших метеориты. Он содержит 4 фамилии, среди которых крестьяне Енисейской губернии А.В. Родак, И.М. Петров, Д.П. Афанасьев и служащий В.П. Левченко. О последнем сохранились некоторые сведения. Он был сослан в Урянхайский край в 1911 г. за чтение рабочим Пути-

ловского завода социал-демократической прокламации, работал у Черневича. В фондах Тувзолото имеется докладная записка 1943 г. от з/к Левченко, осужденного, между прочим, по статье АСА (антисоветская агитация), о перспективах разведки Межегейской системы на золото. Здесь он и упоминает о своей работе у Черневича. Кстати, после революции в 1918 г. он был арестован за агитацию против Колчака и освобожден из "поезда смерти" в Якутии "дедушкой" Каландрашвили – известным сибирским партизаном-анархистом. Надо думать, длинный язык был у В.П. Левченко, если он умудрился попасть три раза в тюрьму за агитацию при всех режимах.

В 1917 г. Седерхольм и Хаусен привезли с Чинге в Финляндию три образца массой 988, 883 и 107 г. Их изучал Г. Перман, который пришел к выводу о возможном космическом происхождении.

В течение последующих 30 лет, пока продолжалось первоначальное функционирование прииска, встречались находки метеорного железа. Они использовались местными кузнецами для поделок либо выбрасывались в отвалы. В 1929 г. рабочий С. Иванов обнаружил гнездо скоплений метеоритов, содержащее 20 образцов. Часть из них была передана горняком П.Г. Тихоновым в музей Кызыла, Иркутска, Алма-Аты, Минусинска – всего около 9 образцов. Из Иркутска они были вывезены Л.А. Куликом в коллекцию АН СССР – 2 образца весом 2846 и 1405 г. В 1938 г. представительство Тувинской народной республики передало АН СССР то ли один образец, то ли коллекцию образцов (сведения расходятся) весом 2860 г. Были ли они из коллекции П.Г.Тихонова или найдены дополнительно – сведений не имеется.

В 1948 г. при проведении ВСЕГЕИ геолого-съемочных работ масштаба 1:1000000 вторично было установлено никелистое железо по руч. Чинге ("Дзиньга", как у них интерпретировано). Первоначально не предполагалось его космическое происхождение, и лишь позднее геолог А.Л. Додин описал его как метеорит по образцу весом 7580 г, привезенному им в Ленинград [4]. Перечисленные обломки составляют в некотором роде историческую часть метеорита Чинге. В настоящее время в большинстве своем они хранятся в коллекции РАН. Кроме того, они имеются в музее Горного института Санкт-Петербурга, Одесского государственного университета, музея земледелия МГУ, Института геологии АН Эстонии, музея им. Мартъянова г. Минусинска. По устному сообщению В.В. Зайкова (Ильменский филиал Челябинского ГУ), они хранятся в музее Харьковского университета. Из зарубежных организаций ими располагает Национальный музей естественной истории в Вашингтоне, США, куда по обмену были переданы два экземпляра из первого сбора Н.М. Черневича массой 337 и 1045 г. Имеются они и в других коллекциях США, Великобритании, Австралии. К сожалению, образцов нет на "родине" Чинге, в Туве. Два образца в музее местной экспедиции из-за безалаберного отношения были утрачены. Несколько образцов или были переданы местной школе в с. Кара-Холь, или "ушли", как говорится, "на сторону". Местному республиканскому музею в г. Кызыле был передан один обломок экспедицией АН СССР в 1986 г.

В 1963 г. место падения метеорита изучалось экспедицией Комитета по метеоритам АН СССР [3]. Они осмотрели долину руч. Чинге и пришли к выводу об отсутствии в ней метеоритного кратера и бесперспективности поисков метеоритов без значительного объема горных работ. На предмет метеоритного кратера были изучены близлежащие округлые озера Кара-Холь и Чагытай. Возможная метеоритная природа этих озер ими отрицалась. Новых находок метеоритов не последовало.

В 1978 г. Комитет по метеоритам АН СССР отправил экспедицию для сбора новых обломков метеорита Чинге. Основанием послужило то обстоятельство, что к этому времени накопился значительный практический опыт использования металлоискателей для поисков остатков железных метеоритов. В состав экспедиции входили участники из Москвы, Таллина, Киева и других городов. Экспедиция работала в 1978, 1981, 1986 гг. [9, 8, 6, 10]. В результате проведенных работ было собрано значительное количество обломков метеорита. Не совсем понятно по публикациям, но вроде бы их общая масса составила 306355 г [6]. Общее количество обломков, найденных за все время, равно или 149, или 197 образцам. В 1981 г. был найден кусок метеорита весом 16 кг, занимающий по массе второе место после найденного Н.М. Черневичем в 20 кг. Обломки были как оплавленными, что подтверждало гипотезу о его распаде в воздухе, так и угловатыми. Некоторые из них на поверхности имели значительную бурую корку типа коры выветривания, что свидетельствовало о значительной древности падения метеорита. Исследования места падения показали, что крупные обломки располагаются южнее, а мелкие – севернее. Это позволило предположить, что следы удара надо искать в северной части ореола рассеяния обломков, и выдвинуть гипотезу о его полете с юга на север. В одном из правых притоков руч. Чинге (в борту) было установлено предполагаемое место удара метеорита с ударными структурами, разрывными дислокациями. Судя по распределению осколков по долине руч. Чинге выше его правого притока и по этому притоку со следом удара, падение метеорита происходило в виде метеорного дождя и со значительным ореолом рассеяния, а найденное предполагаемое место удара не является единственным.

По мнению исследователей, возраст метеорита составляет не менее 2100 лет. По мнению Ю.В. Кестлане [7], изучавшему место падения метеорита и характер залегания осколков, разнос обломков происходил при участии ледниковых процессов в долине р.Чинге, а значит, возраст метеорита составляет порядка 12000 лет. Наличие ледниковых отложений в долине р. Чинге является предметом дискуссий. Ясно одно – обломки встречаются в нижней части рыхлых отложений, часто приурочены к естественным ловушкам в виде выходов коренных пород в русле, следовательно, имеют достаточно значительный возраст, сопоставимый с возрастом рыхлых образований.

По составу метеорит принадлежит к железным метеоритам типа атакситов, точнее, имеет состав плесситов в виде смеси камасита и тэнита. Более точно он был изучен сотрудниками Тувинского института комплексного ос-

воения природных ресурсов СО РАН, в распоряжении которых имеется некоторое количество материала.

В последние годы определенное количество образцов метеорита было получено при опытной промывке отработанной россыпи долины р. Чинге. Местонахождение этих образцов неизвестно. В 1996 г. "любители" из Санкт-Петербурга с использованием усовершенствованных металлоискателей основательно "опоисковали" долину руч. Чинге и его притоков. По непроверенным данным их "улов" составил до 600 кг метеоритного вещества. Возможно, эта цифра на порядок преувеличена, но, по заключению В.И. Цветкова [9], основная масса метеорита за период до 1986 г. включительно не была извлечена. После работ "любителей" положение, скорее всего, изменилось, и от метеорита остались лишь отдельные осколки. Время от времени к геологам обращаются с подозрительными камнями из Чинге энтузиасты, но пока что находки представляли собой куски магнетита, довольно распространенные в этом месте. К сожалению, стихийные поиски обломков продолжают и до настоящего времени. Группы "искателей" из самых разных мест, вооруженных новейшими приборами, продолжают извлекать осколки метеорита, сразу отправляя их на черный рынок.

Попытаемся суммировать массу метеорита Чинге. До работ В.И. Цветкова она составляет порядка 102 кг без учета использованного кузнцами и выброшенного в отвал. По данным И.Т. Зоткина и В.И. Цветкова, ими собрано 306 кг 355 г [6]. Учитывая такую точность, мы принимаем, что это именно собранные ими куски. Далее все неточно. Общая масса метеорита по максимуму достигает порядка одной тонны с "гаком" либо около полутонны. В любом случае цифра достаточно впечатляющая.

История метеорита Чинге служит достаточно документированным материалом о степени рассеяния материала метеоритов не столько при их падении, сколько уже в их земной истории с участием человеческого фактора. При этом не учитывается еще, так сказать, "доисторический" аспект. Не исключено использование данного "посланца небес" как в шаманской практике, так и в обычном кузнечном деле, тем более, что в Туве много следов древнего железорудного производства. Известная исследовательница наскального искусства Тувы М.А. Дэвлет [5] надеялась найти отражение падения метеорита Чинге среди наскальных петроглифов в известном святилище Мугур-Саргол, ныне частично затопленном водами Саянского водохранилища. Это было бы интересно. На это предположение ее натолкнуло выступление В.И. Цветкова в республиканской газете в 1981 г., в котором он предлагал искать следы этого космического явления в памяти народа и в археологических материалах. Пока эти попытки не увенчались успехом. Возможно, это служит лишним доказательством достаточно большой древности падения метеорита. Любопытно, что вблизи скопления рисунков на берегу Енисея имеется крупная сейсмодислокация, носящая также по случайному совпадению имя Чинге и имеющая возраст порядка 2000 лет. Конечно, это случайное совпадение, и вряд ли сейсмодислокация вызвана падением метеорита, и вряд ли древние художники смогли наблюдать, а тем более отразить эти яв-

ления. Все же мысль о совместных работах по изучению метеорита Чинге остается актуальной.

Библиографический список

1. Баклунд О.О., Хлопин В.Г. Новая находка самородного никелистого железа // Изв. Императорской АН. 1915. С. 891–901.
2. Владимиров Е.И. Метеориты в бассейне р. Енисей // Взаимодействие метеоритного вещества с Землей. Новосибирск: Наука, 1980. С. 227–235.
3. Вронский Б.И., Зоткин И.Т. Итоги работы экспедиции 1963 г. по изучению места находки метеорита Чинге // Метеоритика. 1968. Вып. XXVIII. С. 125–130.
4. Додин А.Л. Находка метеорита в Туве // Зап. ВМО. 1952. Ч. 81, №1. С. 64.
5. Дэвлет М.А. Петроглифы на дне Саянского моря (гора Алды-Мозага) // Памятники исторической мысли. М., 1998. 287 с.
6. Зоткин И.Т., Цветков В.И. Рассеяние и характер залегания метеорита Чинге // Метеоритика. 1989. №48. С. 3–9.
7. Кестлане Ю.В. Геологическая история метеорита Чинге // 18-я Всесоюзная метеоритная конференция (Черноголовка, 1981): Тезисы докл. М., 1981. С. 59–60.
8. Кривдик В.С. "Чинге"откроет свои тайны // Тувинская правда. 1986. 14 сентября.
9. Цветков В.И. Чинге: новые находки метеоритов и возможный кратер // Метеоритика. 1980. Вып. 39. С. 95–101.
10. "Чинге" – пришелец из космоса // Тувинская правда. 1986. 2 августа.

В.А. Попов, В.И. Забелин, В. И. Кудрявцев
Тувинский институт комплексного освоения
природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

НОВАЯ НАХОДКА МЕТЕОРИТА В ТУВЕ

26 октября 2003 г. сотрудниками ТуВИКОПР СО РАН В.А. Поповым, В.И. Забелиным и В.И. Кудрявцевым при обследовании окрестностей г. Кызыла (республика Тыва) в 3 км к западу от 830 км автотрассы Красноярск – госграница был обнаружен железный кусок, сильно напоминающий метеорит. Координаты точки находки: 94° 30' ВД, 51° 32' СШ (в 23 км к югу от г. Кызыла).

Здесь холмисто-увалистая поlynно-ковыльная степь с редкими куртинами караганы рассечена отдельными неглубокими широкими задернованными логами-балками преимущественно субмеридионального простирания. Отмечаются полосы и дюны золотого песка юго-восточного направления. Часть из них раздута ветрами, нередко до элювия или коренных пород, представленными сильно трещиноватыми, часто с поверхности выветрелыми и выщелоченными, серыми известковистыми песчаниками, алевритами, реже известняками юры (Улуг-Хемский угленосный бассейн). В центре такого

раздува и был обнаружен предполагаемый метеорит. Он лежал на элювиальных плитках песчаников среди холмиков раздутого золотого песка. Каких-либо следов удара при беглом осмотре не замечено. Можно предположить, что он упал на песчаную дюну с небольшой скоростью, погашенной сыпучим песком. Мощность золотых песков вместе с почвенным слоем достигает здесь 1,5–3 м.

Вес метеорита составляет 5,39 кг, объем порядка 0,6 дм³. Форма удлиненная, расширяющаяся в центре, слабо уплощенная. Размеры по длинной оси составляют 26 см при ширине в самой широкой части 9 и толщине 8 см. Широкий конец закруглен в виде аэродинамической, оплавленной в полете, формы примерно до середины с одной стороны и почти сразу обрывается – с другой. Остальная поверхность представляет чередование углублений и выступов-ребер между ними, заметно сглаженных либо в полете, либо при выветривании. Примерно по центру за пределами оплавленной части имеется сквозное узкое неровное отверстие (9х1,5 см) с закругленной оплавленной поверхностью.

Цвет предмета серый, светло-серый, с металлическим блеском. С поверхности он покрыт черным шелушащимся слоем типа окалины небольшой толщины. Закругленная поверхность местами имеет штриховку вдоль длинной оси и серию неглубоких ямочек. Примерно посередине вдоль нее проходит небольшая трещина, вероятно, возникшая при остывании раскаленной массы. На поверхности, особенно на выровненной стороне, на которой он лежал, развиты пятна красновато-коричневой ржавчины. Он магнитен, по радиоактивности практически не отличается от фоновых значений пород порядка 10–15 мкр/час.

От места падения известного метеорита Чинге, обнаруженного в ручье на северных склонах хребта Восточный Танну-ола, наша находка располагается в 50 км почти точно к северу (по азимуту порядка 5–10°). Связь между ними достаточно сомнительна. В отличие от Чинге, наша находка не производит впечатления древности, а имеет сравнительно свежий облик. Ржавчина могла возникнуть и в первые десятки лет. Точнее об этом можно будет судить после изучения аналитическими методами. От предмета был отрезан небольшой кусок и отправлен для исследования в ИГГ СО РАН в г. Новосибирск. Он оказался довольно мягок, поддавался резке даже простой ножовкой, но довольно вязкий. На срезе вид металлический, белый. Следов структуры визуально не отмечено. Намечаются следы двух компонентов – белого и латунно-желтого. Дальнейшее изучение и сопоставление с данными по метеориту Чинге, имеющимся в Институте и известным по литературе, будет проведено после получения результатов аналитических работ.

К ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ МАГНЕТИЗМА В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Разгадка природы магнетизма объектов Солнечной системы и определение степени взаимодействия их магнитных полей могли бы дать ответы на многие вопросы, связанные с ее образованием и эволюцией.

В настоящее время наиболее надежно проведена оценка только магнитного поля Земли. Так, среднее значение напряженности магнитного поля (Н) Земли составляет 39,79 А/м (0,5 э) [7]. Известны напряженности магнитных полей Солнца и Юпитера, а также (очень приблизительные) Меркурия, Марса и Луны. Кроме того, установлено, что существует магнитное поле у Сатурна, а у Венеры его либо нет, либо оно очень слабое [2, 3]. Прогнозируется также наличие магнитных полей у Урана, Нептуна и спутника Юпитера Ио [2]. Следует отметить, что наметилась тенденция к увеличению определяемых средних значений напряженности магнитного поля Солнца, которые по разным источникам информации меняются от 79,6 А/м (1э) до 209,3 А/м (2,63 э) [3, 7]. Определены следующие средние значения напряженности магнитного поля Юпитера: 318,3А/м (4 э) и 795,77А/м (10 э) [3, 7].

Попытки объяснить взаимосвязь магнетизма объектов Солнечной системы, в том числе и Солнца, с какими-либо другими физическими характеристиками небесных тел на качественном уровне, сегодня известны. Имеются работы, в которых связывают магнитные поля с периодами вращения небесных тел, а также с возможными движениями жидкого вещества в их ядрах. При этом высказываются предположения о влиянии угла наклона магнитного диполя с осью вращения небесного тела на его магнетизм [2].

Анализ известных данных о напряженности магнитных полей (Н) [1–5, 7] Земли, Солнца, Юпитера, Меркурия, Марса и Луны и сопоставление их с периодами обращений [1, 4, 5], а также с температурами в центре этих небесных тел [6] позволяют нам предложить для количественной оценки Н

следующую формулу:
$$H = \frac{T_C}{K_H \cdot T_{BP}}, \quad (1)$$

где T_{BP} – период вращения небесных тел, с; T_C – температура в центре небесных тел, К, которую определяют по формуле [6]:

$$T_C = \Pi \cdot g^2 + T_P, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения на поверхности небесного тела, м/с²; T_P – средняя температура поверхности небесного тела, К; Π – постоянный коэффициент, равный 505,37078с⁴·К·м⁻².

Коэффициент K_H , входящий в формулу (1), определен по известным значениям параметров Н, T_C , T_{BP} для Земли, равен 1,427·10⁻²м·К·с⁻¹·А⁻¹. Используя далее этот коэффициент в качестве постоянной величины, мы прове-

ли расчетную оценку напряженности магнитных полей объектов Солнечной системы. Расчеты по определению H по формуле (1) позволили получить следующие результаты в А/м (э): Солнце – $1014,66 (12,75)$, Меркурий – $1,03 \cdot 10^{-1} (1,3 \cdot 10^{-3})$, Венера – $1,29 \cdot 10^{-1} (1,62 \cdot 10^{-3})$, Марс – $5,68 (7,14 \cdot 10^{-2})$, Юпитер – $613,32 (7,71)$, Сатурн – $107,12 (1,35)$, Уран – $58,27 (0,73)$, Нептун – $87,89 (1,1)$, Плутон – $3,14 \cdot 10^{-2} (3,95 \cdot 10^{-4})$, Луна – $4,2 \cdot 10^{-2} (5,28 \cdot 10^{-4})$, спутник Юпитера Ио – $3,36 (4,22 \cdot 10^{-2})$.

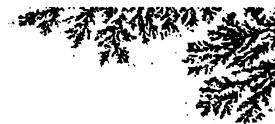
Анализ формулы (1) показывает, что изменение напряженности магнитного поля (H) небесного тела находится в прямой зависимости от температуры в центре небесного тела (T_c) и имеет обратную зависимость с периодом его вращения ($T_{вр}$). Поскольку для всех небесных тел со временем характерно общее снижение параметра T_c (хотя могут наблюдаться всплески температуры из-за ядерно-физико-химических превращений в недрах), то наблюдается общая тенденция к снижению параметра H . Более загадочной является взаимосвязь между параметрами H и $T_{вр}$. Известно, например, что в истории Земли отмечалась неоднократная инверсия магнитных полюсов, а магнитное поле убывало до нуля [2]. В соответствии с формулой (1) периоды с наименьшей напряженностью магнитного поля будут соответствовать наибольшим периодам вращения Земли. При этом смена магнитных полюсов (переполусовка) должна сопровождаться сменой направления вращения Земли. Можно полагать, что Венера в настоящее время приближается к стадии смены магнитных полюсов (если переполусовка уже не произошла).

Следует отметить очень важную роль магнитного поля Земли в эволюции сухопутных форм жизни, которая заключается в защите этих форм от космической радиации [2]. В связи с этим возникает вопрос: а не связана ли массовая гибель мезозойской фауны (например, динозавров) с инверсией магнитных полюсов?

Таким образом, представленные результаты указывают на тесную взаимосвязь термодинамики с магнетизмом в сложных физических процессах эволюции и взаимодействия небесных тел Солнечной системы. Однако возникают следующие вопросы: чем же вызваны периодические переполусовки небесных тел и какова их периодичность?

Библиографический список

1. Большой энциклопедический справочник. М.: Русское энциклопедическое товарищество, 2003. 576 с.
2. Ксанфомалити Л. В. Планеты, открытые заново. М.: Наука, 1978. 152 с.
3. Мартынов Д. Я. Курс общей астрофизики. 3-е изд. М.: Наука, 1979. 640 с.
4. Российский энциклопедический словарь: В 2 кн. / Гл. ред. А. М. Прохоров. М.: Большая Российская энциклопедия, 2000. Кн. 1 – 1023 с., кн. 2 – 1023 с.
5. Таблицы физических величин: Справочник / Под ред. И. К. Кикоина М.: Атомиздат, 1976. 1008 с.
6. Тупицын И. С. Проблемы определения температуры в центре небесных тел // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 126–129.
7. Физика. Большая энциклопедический словарь. М.: Большая Российская энциклопедия, 1998. 994 с.



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

В.Н. Дублянский, У.В. Назарова
Пермский университет

ВОДНЫЕ ХЕМОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕР КАК КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Одной из особенностей геологии конца XX – начала XXI в. является пересмотр основополагающих понятий и расширение границ применяемых методов исследований. Так произошло и с понятием «корреляция». Геологические словари [1, 2] в соответствии с латинским словом *correlatio* (соотнесение, соотношение) указывают на использование его в стратиграфии (сопоставление слоев или разрезов), в биологии (соотношение органов), в разведочном деле (увязка пластов), в геофизике (сопоставление амплитуд и формы колебаний), в математике (связь сравниваемых переменных).

В палеогеографическом словаре [8] упоминается палеогеографическая корреляция – синхронизация взаимосвязанных, но разных по сущности образований (поверхности выравнивания – молласовые отложения) или сходных разновозрастных образований (корреляция фаунистических комплексов). Метод анализа **коррелятных отложений** (т.е. отложений, возникающих одновременно с формированием скульптурного рельефа) стал одним из основных в геоморфологии и четвертичной геологии (например: эрозионный комплекс и террасовые отложения).

В 1989 г. в Тбилиси состоялся XVIII пленум геоморфологической комиссии АН СССР, специально посвященный проблеме корреляции [4]. Выяснилось, что даже в одной отрасли наук (геоморфологии) понятие «корреляция» трактуется неоднозначно. Например, говоря о корреляции рельефа, можно различать *виды корреляции* (геоморфологическая, геолого-геоморфологическая); *объекты корреляции* (типы, формы, грани рельефа) и *коррелируемые признаки* (морфология, генезис, возраст [11]). Корреляцию можно проводить *по масштабу явлений* (глобальная, региональная, крупномасштабная); *по деструктивным и аккумулятивным образованиям* (рельефообразующие процессы и их отложения), *по элементам рельефа* (поверхностные формы, типы рельефа).

Одной из особенностей карстового процесса является бедность образующих им коррелятных отложений. Возможности корреляции резко возрастают, если использовать подземные карстовые формы и их водные хемогенные отложения. П.Н. Чирвинский прозорливо писал о значении изучения минералов пещер в палеогидрогеологии и минералогии [10]. И действительно, с ними связан целый спектр проблемных вопросов [12]. Остановимся на нескольких из них.

Генезис отложений. Многие из водных хемогенных отложений пещер имеют дискуссионный механизм образования. Даже такую «элементарную» капельную форму, как сталактит, сейчас описывают пять генетических гипотез [12].

Состав отложений. В учебниках по геологии и минералогии указывается, что сталактиты сложены преимущественно кальцитом [7]. Установлено, что их образуют минералы семи классов: карбонатов, сульфатов, хлоридов, нитратов, фосфатов, оксидов и гидроксидов. Халцедон и пирит образуют псевдосталактиты, для которых характерна симметрия цилиндра. Они могут изгибаться, разветвляться, расти снизу вверх. Их образование объясняет мембранно-осмотическая теория Б.Э. Кантора [6].

Цвет минералов. Цвет – один из основных диагностических признаков минералов. Попытку связать природу минералов пещер с их кристаллическими свойствами предпринял А.Е. Ферсман [9], который обратил внимание на их светлую цветовую гамму (от белого до желтых и кирпично-красных натеков). Цвет минералов пещер зависит от наличия ионов металлов, степени окисленности железа и марганца, гидратированности соединений, наличия механических и органических примесей.

Fe и его окислы определяют красную, оранжевую, желтую и палевую; Mn – синюю; Cu – зеленую, синюю, сине-зеленую, серо-желтую; Ni – бледно-зеленую и лимонно-желтую; примесь глины и ила – красную и желто-коричневую; органические кислоты – красную, коричневую, желтую, янтарную, синюю окраску минералов. Ахроматические тона (белый, серый, светло-серый) имеют минералы, содержащие примесь Mn.

Флюоресценция пещерных отложений – их свечение, возбуждаемое световым облучением (в том числе лампой-вспышкой), связана с наличием микропримесей (Cu, Zn, Sr, Mn). Цвет свечения оранжево-красный, зеленовато-красный, бледно-зеленый, фиолетово-синий, фиолетовый. Наличие Fe^{2+} «гасит» свечение. Одна из загадок свечения натеков – его аномально высокая продолжительность (2–6 с вместо обычных 0,01–0,05 с).

Возраст пещерных отложений. Изучая сталактиты и сталагмиты из пещер, П.Н. Чирвинский [10] обратил внимание на их слоистость, по которой можно определить относительный возраст образца. Возраст отдельных натеков обычно не превышает десятков – сотен лет [7]. Лишь русловые гурты имеют возраст до 10 тыс. лет. Недостаток метода определения возраста натеков по числу слоев – непостоянство темпа роста, размыв или коррозия образца. Значительные успехи в определении возраста пещерных

отложений были достигнуты только после использования абсолютных методов датировки.

Радиоактивный метод (по C^{14}) позволяет определить возраст образцов до 38–40 тыс. лет (ошибка $\pm 10\%$); уран-ториевый – до 350–400 тыс. лет ($\pm 5\%$); термолюминесцентный – до 750 тыс. лет ($\pm 30\%$); ядерно-магнитного резонанса – до 1 млн. лет ($\pm 30\%$). Датировки, полученные разными лабораториями, пока имеют значительные расхождения. Большинство натеков в пещерах мира имеет возраст до 100 тыс. лет, а самые «древние» натеки – около 1 млн лет.

Минералы-индикаторы. Образующиеся под землей минеральные виды можно рассматривать как индикаторы разных процессов.

Близость к разрывным нарушениям. По наличию определенного минерального вида можно оценивать геологическую обстановку в районе исследований. Например, для Горного Крыма, сложенного в основном верхнеюрскими известняками, гипс как минеральное образование не свойственен и поэтому в отложениях почти 800 пещер он отсутствует. Кристаллы гипса, обнаруженные в пещерах Аю-Тешик, Красная, Мраморная, Партизанская и Ставрикайская, явились индикатором разрывных нарушений. Это подтвердилось и в карстовых полостях Западного Кавказа [3].

Палеоуровни. Сталактиты и сталагмиты являются естественными отвесами; оторочки на бортах ванночек и отложения на их дне фиксируют линию горизонта и уровень подземных вод. Изучение смещения центров роста сталагмитов позволяет восстановить историю тектонических движений региона, а разрывы натеков и поваленные колонны, иногда имеющие вес более 100 т, дают информацию о палеосейсмических процессах.

Расход воды. Г.А. Максимович [7] выделил 11 литогенетических стадий формирования карбонатных натеков, отличающихся по классу водопритока (от покровов, образующихся при водопритоке $1 \dots 10 \cdot 10^{-1}$ л/с, до конденсационных форм – менее $1 \cdot 10^{-10}$ л/с). По количеству отложений разной формы можно картировать водопритоки в пещерах.

Температура воды и воздуха. Наличие определенных минеральных видов свидетельствует о заполнении пещер холодными или термальными водами. Имеется корреляция между размерами пещерного жемчуга и температурой. Составлены диаграммы стабильности минералов: например, калиевая селитра устойчива при температуре 1–20°C. Гомогенизация газожидких включений позволяет установить температуру образования кальцита и других минералов пещер (50–300°C).

Окислительно-восстановительная обстановка. Для многих минералов составлены теоретические диаграммы устойчивости в координатах Eh–pH. Например, тюямунит образуется при pH 8–9 и Eh 0...+0,2. Замеры Eh и pH непосредственно под землей позволили предсказать наличие в пещерах Тюя-Муюна ванадиевого минерала карнотита. Вскоре он был обнаружен в отобранных образцах [5].

Рассмотренные примеры свидетельствуют о широких возможностях использования отложений пещер для решения ряда вопросов корреляции в карсте.

Библиографический список

1. Геологический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1955. Т.1.
2. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т.1.
3. Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты и Горного Крыма. Л.: Наука, 1977.
4. Дублянский В.Н., Шипунова В.А., Вахрушев Б.А. Проблемы корреляции в геоморфологии карста // Проблема геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989.
5. Дублянский Ю.В., Дублянский В.Н. Пещера академика Ферсмана // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2003. Вып. 5.
6. Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989.
7. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т.1.
8. Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.: Мысль. 1985.
9. Ферсман А.Е. Цвета минералов. М.: Изд-во АН СССР. 1936.
10. Чирвинский П.Н. Палеогидрогеология // Проблемы советской геологии. 1933. Т. 3.
11. Чичагов В.П. Геоморфологическая корреляция: принципы, направления, типы // Проблема геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989.
12. Hill K., Forti P. Cave minerals of the World. Huntswille, 1997. 238 p.

В.В. Бахтерев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

ИЗУЧЕНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИРОДНЫХ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВ С ЦЕЛЮ ОЦЕНКИ ИХ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ

Хризотил-асбест – волокнистый минерал группы серпентина, расщепляемый на эластичные тончайшие волокна. Важнейшей характеристикой, определяющей его практическое применение, является прочность на разрыв волокна. Известно, что различный состав вмещающих пород и постоянно меняющиеся физико-химические условия среды при образовании хризотил-асбеста и последующие изменения в связи с развитием тех или иных геологических процессов, привели к частичному изменению кристаллической структуры [4]. Имея общую кристаллохимическую формулу $Mg_3[Si_2O_5][OH]_2$, хризотил-асбесты отличаются степенью железистости, степенью окисления железа, содержанием воды. Это в конечном счете приводит к различию физико-химических и механических, в том числе прочностных, свойств хризотил-асбеста, который обладает исключительным многообрази-

ем природных разновидностей. Он характеризуется широким диапазоном прочностных свойств, упругости волокон и другими физико-механическими качествами.

При промышленном использовании хризотил-асбеста наиболее важны прочностные характеристики волокна. Связь кристаллохимических особенностей хризотила с прочностными характеристиками его волокон изучена недостаточно. Известны способы определения прочности волокна хризотил-асбеста [5]. Они основаны либо на использовании различных физико-химических методов анализа вещества (рентгеновского, химического, термического, электронно-микроскопического, инфракрасной спектроскопии поглощения), либо на реакции при воздействии на волокно хризотил-асбеста различными препаратами (количество растворимых примесей в концентрированной соляной кислоте, величина электрокинетического потенциала при использовании метода электроосмоса с поправкой на поверхностную проводимость, способность волокна к распушке, его окрашивание раствором хлорцинка-йода и др.), либо упрощенным методом путем разрыва вручную. Однако ни один из них не дает однозначного результата. Только комплекс перечисленных методов может (и то лишь качественно) оценить прочность хризотил-асбеста исключительно технологическими, не претендующими на строгость и объективность, терминами «ломкий», «полумломкий», «нормальной прочности». Известен также прямой способ определения прочности волокна хризотил-асбеста. Способ основан на приложении к образцу механических усилий на специальных аппаратах. По величине нагрузки, при которой происходит разрыв волокон, оценивают их прочность.

Большинство горных пород и минералов, в том числе хризотил-асбест, являются ионными кристаллическими диэлектриками. Электропроводность их обусловлена обычно переносом ионов. Особенностью ионной электропроводности является ее увеличение с температурой. При этом известно: имеются две области на кривой проводимости и в обеих областях логарифм электропроводности приблизительно является линейной функцией температуры [6, 7]. Области отличаются типом электропроводности. Первый тип – электропроводность, обусловленная движением относительно слабо закрепленных ионов. К таким ионам относятся ионы примесей и ионы, находящиеся в дефектных местах кристаллической решетки. Второй тип электропроводности – электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, так называемая собственная электропроводность. Эта электропроводность существенна при высоких температурах. Электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, присуща для тех же ионных кристаллов, которые обладают и электропроводностью первого типа, так как кристаллы, не содержащие ни дефектных мест, ни примесей в природе, практически не встречаются. Характеристикой соединения является только высокотемпературная электропроводность, так как электропроводность при низких температурах резко зависит от всякого рода примесей. Энергия активации в области собственной

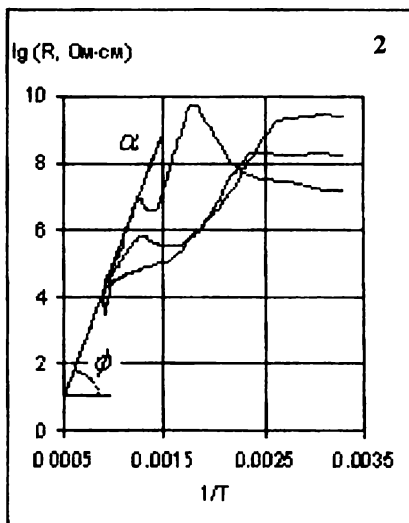
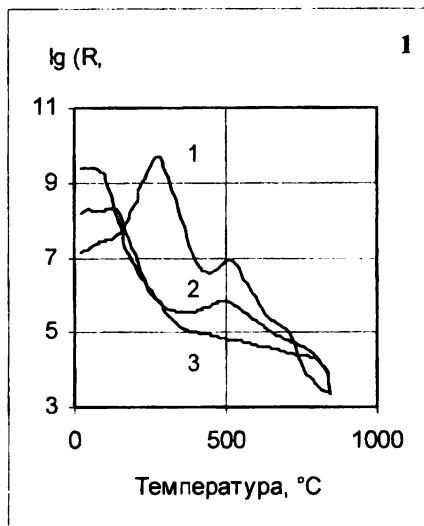


Рис. 1. Кривые зависимости $\lg R = f(T)$ хризотил-асбеста нормальной прочности (1), полумягкого (2), ломкого (3)

Рис. 2. Зависимости $\lg R = f(1/T)$ некоторых хризотил-асбестов: T – температура в кельвинах; ϕ – угол наклона касательной α к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка, не искаженного аномальными эффектами

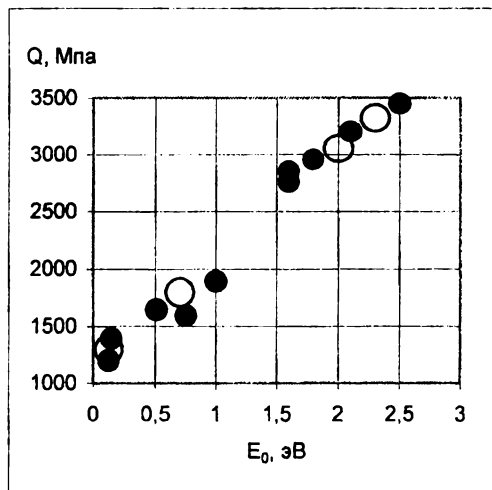


Рис. 3.

Связь энергии активации в области собственной проводимости (E_0) с прочностью на разрыв (Q , МПа) хризотил-асбеста:

светлые кружки – образцы с известным значением прочности хризотил-асбеста; темные – образцы, в которых прочность определена по величине энергии активации

проводимости зависит от кристаллической структуры минерала (прочности кристаллической решетки, природы подвижных ионов, их положения в решетке) и характеризует данное соединение.

На рис. 1 в качестве примера приведены типичные кривые зависимости электрического сопротивления от температуры для образцов хризотил-асбеста различной прочности из Баженовского месторождения [1–3].

В физике диэлектриков зависимость электрического сопротивления от температуры описывается выражением [6] $R=R_0 \exp(E_0/2kT)$.

Здесь E_0 – энергия активации, которую необходимо затратить на освобождение иона (носителя заряда) от связей в кристаллической решетке (эВ); k – постоянная Больцмана (эВ/град); T – температура в градусах Кельвина; R_0 – температурный коэффициент электрического сопротивления. R_0 – постоянная величина, характерная для данного соединения (Ом·см), численно равная значению электрического сопротивления при $(1/T) \rightarrow 0$. Если представить зависимость электрического сопротивления от температуры в виде $\lg R = f(1/T)$ (рис. 2), то можно определить параметры электропроводности данного соединения $\lg R_0$ и E_0 . Тогда $\lg R_0$ определяется как величина отрезка, отсекаемого прямой $\lg R = f(1/T)$ на оси $\lg R$; $E_0 = 2kT \cdot \tan \varphi$, где φ – угол наклона касательной α к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка, не искаженного аномальными эффектами. Для области собственной проводимости 400 – 600° С (области существования хризотил-асбеста как минерала) выявлена связь энергии активации с величиной прочности на разрыв волокна хризотил-асбеста $E_0 = f(Q)$. Значение энергии активации токоносителей линейно уменьшается от 2.5 эВ для хризотил-асбеста эластичного нормальной прочности (прочность на разрыв $Q=3500$ Мпа) до примерно 0.2 эВ для хризотил-асбеста ломкого (прочность на разрыв $Q=1200$ Мпа). Результаты приведены на рис. 3.

Библиографический список

1. Бахтерев В. В. Электрическое сопротивление серпентина в интервале температур (20 – 960) °С // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 5. С. 649 – 651.
2. Бахтерев В. В., Соломонов В. И. Исследование хризотил-асбеста при нагревании в интервале температур 293–1233 К // Неорганические материалы. 1998. Т. 34. № 3. С. 1–4.
3. Бахтерев В. В. Электрическое сопротивление некоторых серпентинов и серпентинитов при высоких температурах / Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1999. 14 с. Деп. в ВИНТИ 10.03.99, № 714-В99.
4. Бахтин А. И. Кристаллохимия серпентинов по данным оптической спектроскопии // Геохимия. 1981. № 4. С. 613 – 616.
5. Методика определения содержания хризотил-асбеста. / АООТ «НИИПроектастбест». Асбест, 1999. 104 с.
6. Лидьярд А. Ионная проводимость кристаллов. М., Изд-во ин. лит., 1962. 222с.
7. Сканапи Г. И. Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Гостехтеориздат, 1949. 500 с.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ МАЗУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕЛЕСТИНА

Мазуевское месторождение целестиновых руд, открытое А.А. Болотовым и впоследствии разведывавшееся А.Я. Конопаткиным, является наиболее крупным в России [1, 3]. Оно находится в Предуральском краевом прогибе на территории Пермской области и локализовано среди верхнепермских (и мезозойских?) отложений. Образование нижнего горизонта, представленного целестиновой вкрапленностью в известняках, объясняется выщелачиваем стронция поверхностными водами из сульфатных пород Уфимского плато и отложением в Мазуевской депрессии в кунгурское время. Наряду с этим источником для верхнего горизонта, локализованного в глинисто-карбонатной (апопелловой?) пачке с прослоями песчаников, предполагается участие горячих целестин-травертиновых гидротерм, связанных с субшелочным мезозойским вулканизмом [1]. Материалом для изучения послужили концентраты и пробы, предоставленные А.А. Болотовым и А.Я. Конопаткиным, за что авторы выражают им глубокую благодарность. В работе приводятся результаты исследования трех типов рудной минерализации: рассеянного и жильного оруденения, локализованных в верхней глинисто-карбонатной пачке, а также гнездовой из карбонатных пород нижнего горизонта.

Минералы глинисто-карбонатной пачки

Основными породообразующими минералами пачки являются глина, кальцит и целестин, второстепенными (менее 10 об.%) – халцедон, кварц, доломит, арагонит-стронцианит и гидроксиды марганца. Валовый состав глинисто-карбонатной породы после вычета нормативного кальцита, доломита и целестина пересчитывается на формулу $\{Mg_{1,05}Al_{0,68}(Al_{0,33}Si_{3,67})O_{10}\}xK_{0,18}Na_{0,03}(H_2O)_4$, которая отвечает диоктаэдрическому смешанослойному минералу (или смеси) иллит-монтмориллонитового состава с преобладанием последнего, что согласуется с данными [1] об исходной пирокластической природе.

Кальцит представлен преимущественно ромбоздрическими, реже скаленоэдрическими и остро-ромбоздрическими кристаллами от 0,3 до 3 мм и их комбинациями (рис. 1). Совместная встречаемость простых форм на индивидах позволяет говорить о двух кристалломорфологических рядах (и генерациях): ромбоздр – скаленоэдр, скаленоэдр – острый ромбоздр (рис. 2). Ромбоздры имеют блочную поверхность, скаленоэдры – расщепленные вершины и следы хрупких деформаций.

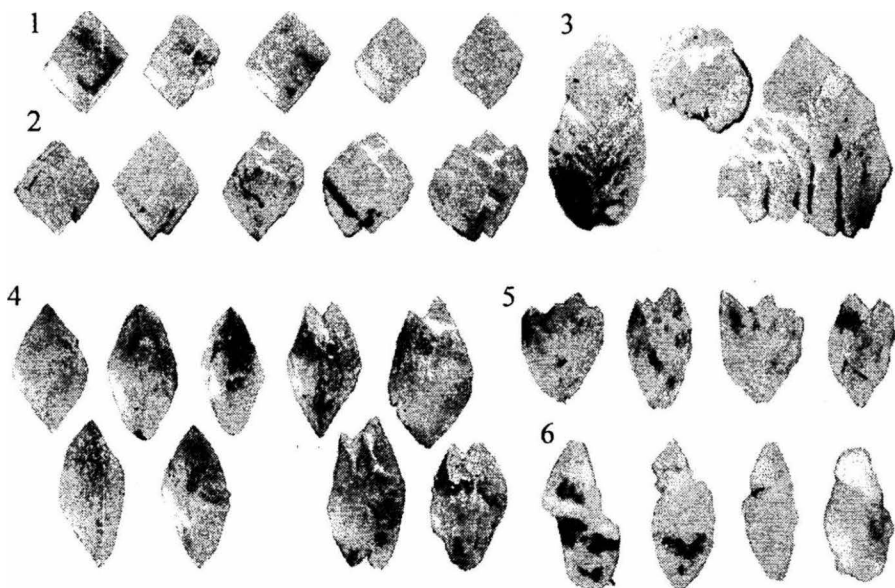


Рис. 1. Морфология кристаллов кальцита ромбоэдрического (1–3) и скаленоэдрического (4–6) габитуса: 1–4 – гладкогранные индивиды; 2, 3, 5 – блочно-расщепленные; 6 – со следами хрупких деформаций

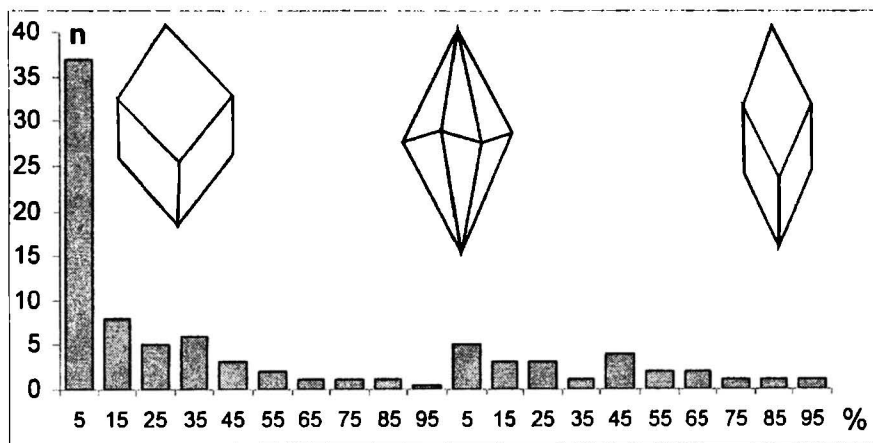


Рис. 2. Встречаемость различных габитусных форм кальцита в кристалломорфологическом ряду ромбоэдр–скаленоэдр и скаленоэдр–острый ромбоэдр

Реже отмечаются бесцветные пинакоидальные кристаллы доломита и желваково-глобулярный арагонит-стронцианит коричневого цвета (рис. 3). Са-Sr-карбонат характеризуется брекчиевым строением, содержит обломки кластогенного кварца и ксеноморфные выделения целестинобарита. С поверхности он нередко осложнен трещинами "усыхания". Характеризуется почти эквимолекулярным составом (табл. 1, рис. 4), который ранее не был отмечен на природных карбонатах [4].

Целестин представлен рисовидными идиоморфными кристаллами от 0,05 до 3 мм преимущественно дипирамидального габитуса (рис. 5). Состав характеризуется минимальным содержанием бария, в отличие от Ba-Sr-сульфата, включенного в агрегаты арагонит-стронцианита (рис. 6, таб. 2). Целестин встречен в сростках с индивидами кальцита скаленоздрического габитуса, что позволяет предполагать их совместную кристаллизацию.

Минералы кремнезема представлены халцедоном и кварцем (рис. 7). Первый образует конкреции и замещает стенки ходов червей. Второй обрастает сферолиты халцедона, встречается в виде изолированных идиоморфных кристаллов ромбоздрического и дипирамидального габитуса.

Согласное залегание глинистой пачки верхнего рудоносного горизонта, наличие рассеянного растительного детрита, следов жизнедеятельности червей, а также "эвапоритовый" изотопный состав ромбоздрического кальцита ($\delta^{13}\text{C}=5,2$ и $\delta^{18}\text{O}=25,0\text{‰}$, аналитик М.А. Кудинова, ИГ КНЦ УрО РАН) свидетельствуют о хемогенно-осадочной природе глинисто-карбонатной толщи, формирующейся в условиях аридного климата. Образование кальцита второй генерации (скаленоздры), целестина и кварца, по-видимому, связано с последующим диагенезом и гидролизным разложением пирокластического материала. Зафиксированные в целестине газовые включения ($\text{CO}-6,34$; $\text{CH}_4-1,82$; $\text{C}_2\text{H}_2+\text{C}_2\text{H}_6-0,2$; $\text{CO}_2-133,19$ мкг/г) отражают восстановительные обстановки его кристаллизации. Наблюдаемые в толще глобули арагонит-стронцианита с трещинами усыхания и натечные агрегаты гидроксидов марганца, скорее всего, формируются при миграции поздних коллоидных растворов уже в окислительных условиях.

Жильная и околожильная минерализация

Жилы целестина (до 5 см) приурочены к прослоям глинистых полимиктовых песчаников. Они сложены друзовидными агрегатами дипирамидально-пинакоидальных кристаллов (рис. 8), центральная часть которых окрашена в светло-розовый цвет, а периферическая – в бесцветно-серый. От ядра к краю в индивидах целестина уменьшается содержание бария, захваченной воды и незначительно (с 11 до 9%) – доля восстановленных газов (CO и CH_4) (табл. 3). Поверхность агрегатов нередко матирована в результате коррозионного растворения, а иногда покрыта корочкой глобулярного стронцианита желтого цвета (рис. 9). Других жильных минералов не отмечено.

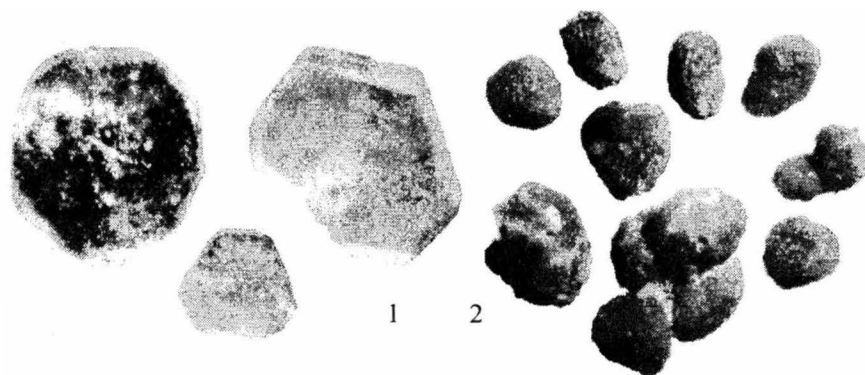


Рис. 3. Морфология пинакондальных кристаллов доломита (1) и глобулярно-желваковых агрегатов арагонит-стронцианита (2)

Таблица 1
Состав арагонит-стронцианита, мас. % и мол. %

Оксиды	1	2	3	4
SrO	47,95	45,47	47,35	48,47
CaO	18,21	20,19	17,7	17,85
FeO	0	0	0,94	0
Сумма	66,16	65,66	65,99	66,32
$SrCO_3$	58,76	54,93	59,15	59,51
$CaCO_3$	41,24	45,07	40,85	40,49

Анализы выполнены В.Н. Филипповым в ИГ КНЦ УрО РАН

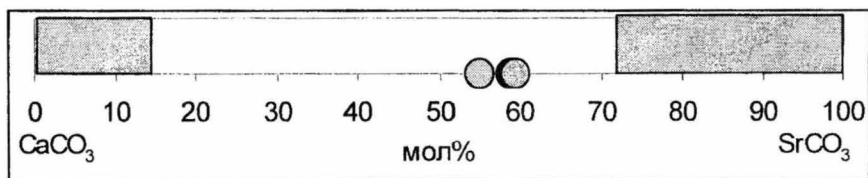


Рис. 4. Положение составов арагонит-стронцианита Мазуевского месторождения на диаграмме $CaCO_3 - SrCO_3$. Закрашены области природных составов по Дж.А. Спиру (1987)

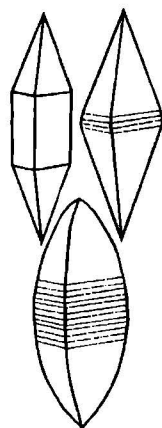


Рис. 5. Морфология кристаллов целестина из глинистой толщи (размер индивидов 1,5–2 мм)

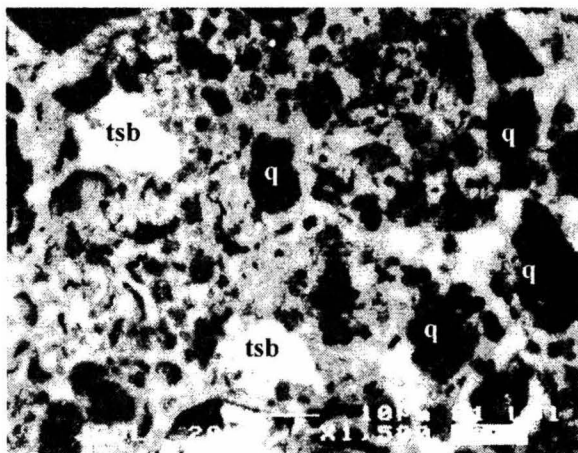


Рис. 6. Брекчиевое строение желвака арагонит–стронцианита с включениями целестинобарита (tsb) и кварца (q)

Таблица 2

Состав сульфатов Ba и Sr из глинистой толщи, мас. %

	Целестин	Целестинобарит		
	1	2	3	4
BaO	0,20	54,24	49,92	45,47
SrO	57,64	8,52	11,36	15,25
CaO	0,08	0,49	0,97	0,73
SO ₃	42,45	35,65	37,13	38,95
Сумма	100,37	98,9	99,38	100,4
Ba	0,002	0,79	0,71	0,63
Sr	1,02	0,18	0,24	0,31
Ca	0,003	0,02	0,04	0,03
SO ₃	0,97	1,00	1,01	1,03

Анализы выполнены В.Н. Ослоповских в УГГА (1) и В.Н. Филипповым в ИГ КНЦ УрО РАН (2-4)

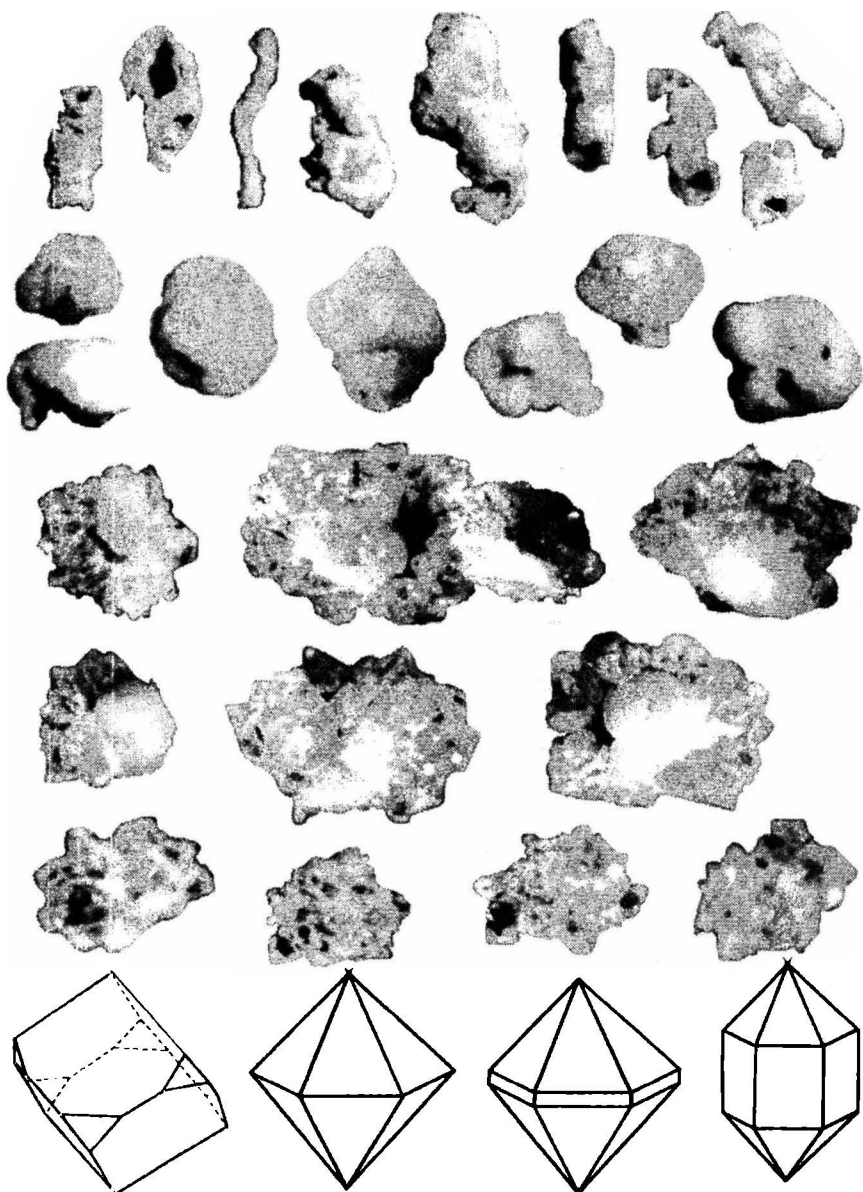


Рис. 7. Морфология выделений кремнезема: 1, 2 – халцедоновые трубочки по ходам червей и конкреции; 3, 4 – кварц (крустификационные агрегаты на халцедоновых сферолитах и отдельные кристаллы)

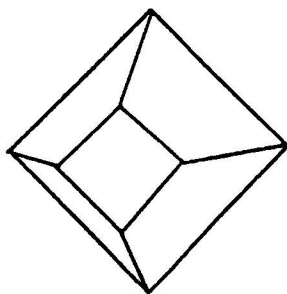


Рис. 8. Морфология друзовидных агрегатов и отдельных кристаллов целестина из жил

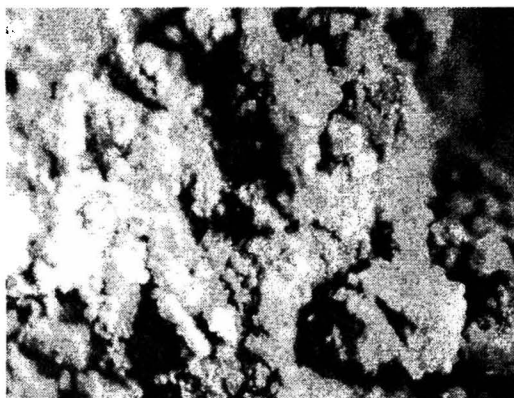


Рис. 9. Корочка почковидных выделений стронцианита на друзе целестина из жил

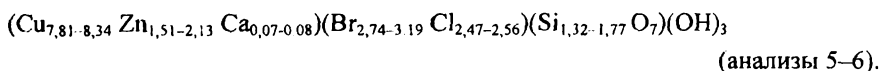
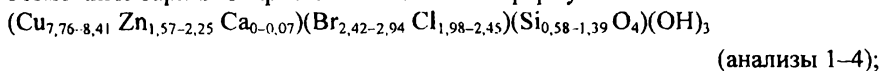
Таблица 3
Состав жильного целестина и захваченной газовой фазы (мас. %, мкг/г)

Оксиды	Ранний розовый	Поздний серый	Газовая фаза	Ранний розовый	Поздний серый
BaO	5,72	3,73	N ₂	-	0,09
SrO	51,43	54,30	CO	1,98	3,55
CaO	0,01	0,01	CH ₄	0,27	0,35
SO ₃	42,50	41,40	CO ₂	17,97	36,8
Сумма	99,65	99,44	C ₂ H ₂ +C ₂ H ₆	-	-
Ba	0,070	0,046	H ₂ O	70,62	следы
Sr	0,932	0,983	H ₂	-	-
SO ₃	0,997	0,970	Анализы выполнены С.Н. Шаниной на газовом хроматографе ХРОМ с пиролитической приставкой в ИГ КНЦ УрО РАН		
Анализы выполнены В.Н. Ослоповских в УГГГА					

В околожилых глинистых песчаниках самым распространенным аутигенным минералом является целестин. Встречаются глобулы стронцианита, изредка землистые агрегаты пирита и единичные зерна киновари (менее 0,1 мм). Отмечаются кластогенные хромшпинелиды, клинопироксены, уваровит, слюда (биотит-флогопитового ряда), хлорит, альмандин, рутил, турмалин и др. Наряду с кварцем и кремнями зафиксированы обломки хлоритизированных вулканических пород с офитовой структурой, характерные для позднепермской молассы.

Целестин представлен тремя морфологическими группами кристаллов пинакоидального, призматического и удлиненно-призматического габитуса (рис. 10). Их размер от 0,5 до 3 мм. Они характеризуются близким составом. Только в первой группе отмечается устойчивая примесь бария (табл. 4), позволяя предполагать более раннюю кристаллизацию. На гранях пинакоидальных кристаллов наблюдается характерный рельеф, отражающий затрудненный рост, растворение и пойкилитовый захват ксеногенных песчинок кварца (рис. 11).

Наиболее любопытным минералом околожильного пространства является гидроксилгалогенид, зафиксированный в виде желтовато-зеленого чешуйчатого налета на уплощенных кристаллах целестина. Изучение под электронным микроскопом показало, что он представлен пинакоидальными кристаллами шестиугольного сечения (рис. 12) шириной около 5 нм. Состав (табл. 5) близок к гидроксилхлориду меди — атакамиту $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, однако для мазуевского минерала характерно высокое содержание цинка, брома и примесь кремния. Последний, судя по кратным соотношениям с другими анионами (рис. 13) и прямой связью с содержанием цинка, может присутствовать в виде радикала $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. Ниже приводятся возможные варианты кристаллохимических формул:



Отсутствие кальцита в жильном и околожильном пространстве свидетельствует об отложении целестина из преимущественно сернокислых растворов, отжатых из глин, в диагенетическую стадию. Появление хлорид-бромид указывает на принадлежность рассолов к захороненным водам лагун, хотя зональность состава целестина и кристалломорфологическое разнообразие габитусных форм в околожильном пространстве могут отражать подток и более горячих и восстановленных флюидов.

Гнездовая минерализация нижнего горизонта

Целестиновая минерализация нижнего горизонта представлена метакристаллами с матовой поверхностью в перекристаллизованных известняках и мелкими гнездами зонального строения (рис. 14). По периферии

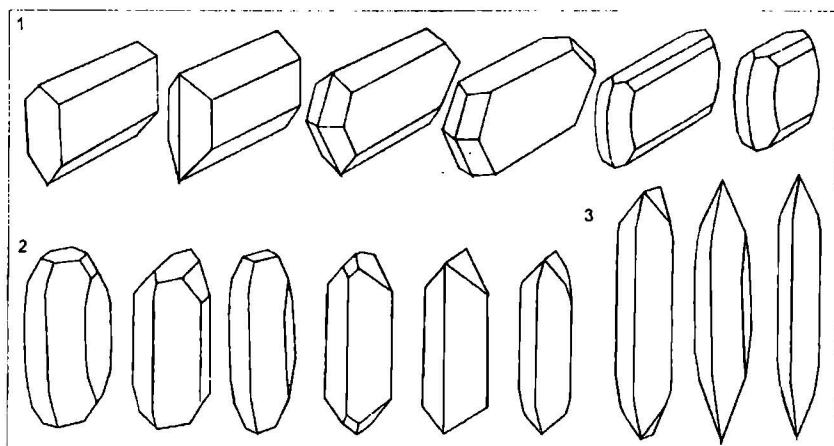


Рис. 10. Морфология трех групп кристаллов целестина из околожильного пространства: 1 – пинакоидальные; 2 – призматические; 3 – длинно-призматические

Таблица 4

Состав целестина различных групп из околожильного пространства, мас. %

Оксид	Пинакоидальные		Призматические		Длиннопризматические		
BaO	3,82	4,1	0	5,58	1,55	0	0
SrO	54,6	53,16	56,76	52,46	55,8	56,81	57,1
SO ₃	43,33	42,38	43,01	42,62	45,34	43,04	43,26
Сумма	99,71	99,64	99,77	100,66	100,42	99,85	100,36
Ba	0,046	0,050	0	0,068	0,018	0	0
Sr	0,964	0,96	1,01	0,942	0,966	1,01	1,01
SO ₃	0,99	0,99	0,991	0,99	1,02	0,992	0,992

Анализы выполнены В.Н. Филипповым в ИГ КНЦ УрО РАН

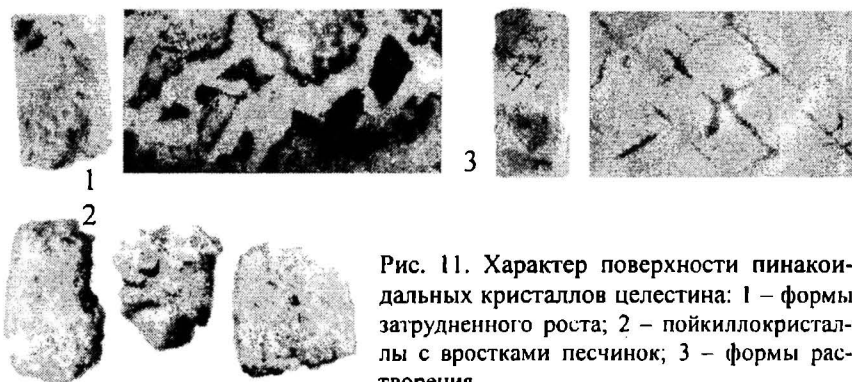


Рис. 11. Характер поверхности пинакоидальных кристаллов целестина: 1 – формы затрудненного роста; 2 – пойкилокристаллы с вростками песчинок; 3 – формы растворения

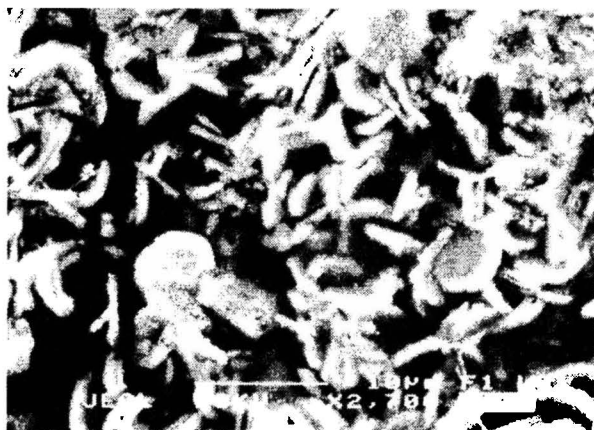


Рис. 12. Присыпка пинакоидальных кристаллов гидроксилгалогенида на грани кристалла целестина

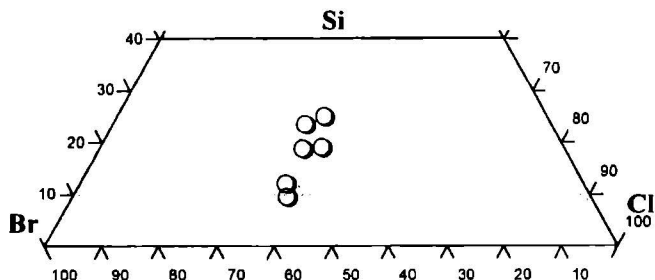
Таблица 5

Состав гидроксилгалогенида (мас.%, форм.ед.)

	1	2	3	4	5	6
Cu	32,38	36,91	37,59	33,46	34,27	35,86
Zn	9,68	8,05	9,32	6,45	9,6	6,67
Ca	0,18	0,15	0,2	0	0,21	0,19
Fe	0,92	0,3	0,41	1,25	1,14	2,35
Br	13,35	16,25	14,21	16,08	17,6	14,83
Cl	4,61	4,95	5,76	5	6,04	6,14
Si	2,57	1,35	2,29	1,03	2,55	3,37
S	0	0,2	0,41	2,2	0,2	0,28
Сумма	63,69	67,96	69,78	63,27	71,41	69,41
Cu	7,76	8,46	8,15	8,39	7,82	8,34
Zn	2,25	1,79	1,96	1,57	2,13	1,51
Ca	0,07	0,05	0,07	0,00	0,08	0,07
катионы	10,08	10,31	10,19	9,96	10,02	9,92
Br	2,54	2,96	2,45	3,21	3,19	2,74
Cl	1,98	2,03	2,24	2,25	2,47	2,56
Si	1,39	0,70	1,12	0,58	1,32	1,77
анионы	5,92	5,69	5,81	6,04	6,98	7,08

Анализы выполнены В.Н. Филипповым, ИГ КНЦ УрО РАН (JSM 6400). В сумму не входит OH. При пересчете на формульные единицы сера исключена

Рис. 13.
Соотношение
Br-Si-Cl в
гидроксил-
галогениде



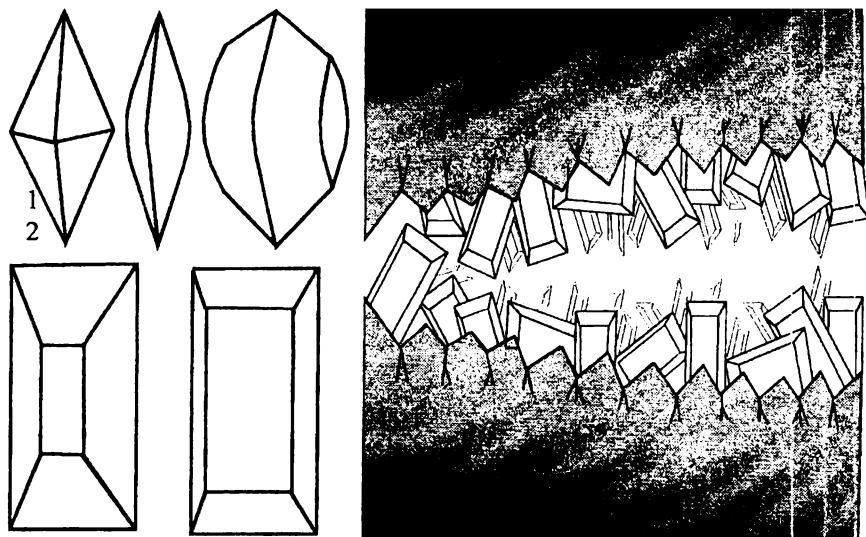


Рис. 14. Морфология кристаллов целестина из карбонатных толщ: 1 – метакристаллы; 2 – индивиды из полостей; 3 – строение минерализованных полостей (от зальбандов к центру: серые известняки, ромбоздры регенерированного кальцита, призматические кристаллы целестина, игольчатые индивиды гипса)

Таблица 6

Состав целестина из нижнего горизонта, мас. % (скв. 318/67, 70–72м)

	Метакристаллы из карбонатов			Кристаллы из гнезд		
BaO		0,53				0,52
SrO	57,46	56,26	56,78	57,24	56,99	56,25
CaO		0,32				
SO ₃	43,53	43,36	43,01	43,36	43,17	52,87
Сумма	100,99	100,47	99,79	100,6	100,16	99,64
Ba	0	0,006	0	0	0	0,006
Sr	1,01	0,993	1,01	1,01	1,01	0,90
Ca	0	0,011	0	0	0	0
SO ₃	0,991	0,991	0,99	0,99	0,99	1,095
Анализы выполнены В.Н. Филипповым в ИГ КНИЦ УрО РАН						

полостей находятся ромбоздры кальцита, далее идут таблитчатые кристаллы целестина, которые иногда обрастают игольчатыми индивидами молочно-белого гипса. Несмотря на карбонатное окружение, целестин почти не содержит кальция (табл. 6).

Приуроченность оруденения к измененным известнякам может свидетельствовать о воздействии на карбонатные породы сернокислых стронций-содержащих растворов и наложенном (метасоматическом) характере целестиновой минерализации.

Типоморфизм минералов Мазуевского месторождения позволяет предполагать накопление стронция в озерных осадках в условиях аридного климата. Образование рассеянной рудной минерализации происходило при диагенетическом изменении пирокластического материала. Часть стронция, мигрировавшая за пределы материнской толщи, сформировала жильную минерализацию в песчаниках и метасоматическую в карбонатах. Источником стронция, скорее всего, являлся пирокластический материал пермского или мезозойского (?) возраста. Аналогичные диагенетические руды описаны в измененном эффузивно-осадочном материале континентальной андезит-базальтовой формации в озерных отложениях Аризоны и Калифорнии в США [2].

Библиографический список

1. Болотов А. А. К вопросу о генезисе стронциевых руд Прикамья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной конференции / Перм.ун-т. Пермь, 1997. С. 84–87.
2. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. III. С. 622–626.
3. Конопаткин А. Я. Мазуевское месторождение целестиновых руд – новая минерально-сырьевая база стронция России // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Материалы научной конференции / Перм.ун-т. Пермь, 1999. С. 122–126.
4. Спир Дж. А. Кристаллохимия и фазовые соотношения природных карбонатов // Карбонаты: Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. С. 185–239.

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

К МИНЕРАЛОГИИ УФИМСКОГО ПЛАТО

Интерес к минералогии Уфимского плато вызван прогнозируемым здесь проявлением эруптивного магматизма [2–4]. Плато фиксирует приподнятую часть Кунгурско-Красноуфимского свода протяженностью около 180 км при ширине до 70 км. На востоке свод граничит с Юрезано-Сылвенской депрессией Предуральского краевого прогиба, на западе – с Камско-Кинельской системой прогибов. С севера и юга свод ограничен седловидными прогибами. Судя по результатам глубинного сейсмического зондирования, его границами являются надвиги, падающие под смежные отрицательные структуры.

В рыхлых отложениях на плато выявлен комплекс минералов, которые можно разделить на следующие группы:

- метаморфические (ставролит, кианит, силлиманит, эпидот, корунд, турмалин, гранат, рутил, ильменит, циркон и др.);
- ультраосновной и основной ассоциации (серпентины, пироксены, амфиболы, плагиоклазы, хромшпинелиды и др.);
- стекла, шлаковые частицы, магнитные шарики и корочки, муассанит, «плавленный» корунд и др.;
- самородные металлы и их сплавы (железо, свинец, медь, олово, хром);
- минералы гидротермального происхождения (кварц, барит, доломит, сидерит, кальцит, крокоит и др.).

Шлихо-минералогическими методами установлено:

1. Площадь распространения большинства отмеченных минералов ограничена границами Кунгурско-Красноуфимского свода. Правые притоки р. Ирень, являющейся северо-западной границей структуры, содержат весь комплекс минералов Уфимского плато. Шлихи с левых притоков имеют гранат-эпидот-магнетитовый состав. Аналогичная картина наблюдается в бассейне р. Тюй, являющейся юго-западной границей структуры. Восточная граница распространения этих минералов менее отчетливая: восточнее рек Иргины и Уфы (субмеридиональный отрезок) содержание резко падает. В южном направлении они прослежены до блока Каратау, а в северном – до пос. Орда.

2. Метаморфические минералы распространены по всей площади Уфимском плато, но имеют зональное распределение. Максимальные содержания (до нескольких кг/м³) отмечены для апикальной части структуры и некоторых участков ее восточного склона. Западнее рек Шуртан и Сарс их содержание падает на 1-2 порядка. Севернее линии пос. Октябрьский – г. Красноуфимск соотношение между кианитом и ставролитом составляет 1:3 до 1:1, а южнее – около 1:9. Кианиты северной части площади характеризуются разнообразием окраски: кроме белых, бесцветных и серых встречаются синие, голубые, зеленоватые и бледно-фиолетовые. Для южной части характерны кианиты белого и серого цвета. Удлинение кристаллов силлиманита в северной части плато 1:1, в южной – 1:3–1:4. Эпидот распространен только севернее широты пос. Пудлингов. Для него характерны субизометричная форма и относительно большие размеры зерен, высокая прозрачность и скульптуры растворения на поверхности, что его резко отличает от эпидотов смежных площадей. С эпидотом коррелируются наиболее высокие содержания корунда. Он встречается здесь всевозможных цветов: бесцветный, белый опалесцирующий, желтый, желто-зеленый, коричневый, розовый, красный, фиолетовый, синий. Обычно прозрачный. В южной части площади корунд встречается редко. Цвет камней розоватый, иногда с пятнами синей окраски. Обычно непрозрачный. Типоморфные признаки других метаморфических минералов также различаются на разных участках площади.

3. Минералы ультраосновного-основного парагенезиса встречаются локально. Минералогия каждого такого участка своя, хотя основные минералы одни и те же. В целом для западного склона структуры характерна серпентин-пироксен-амфиболовая ассоциация основных минералов, а для вос-

точного – амфиболовая, иногда с серпентином, т.е. наблюдается зональность в распределении. Кроме метаморфических минералов в ассоциации с ними наблюдаются стекла, шлаковые частицы, магнитные шарики и корочки, муассанит, диферрисилицид, плавленый корунд, сидерит, самородные металлы и их сплавы, металлоорганические соединения, битумы. Иногда к ним добавляются гранитоиды, сланцы, трудно диагностируемые экзотические породы.

Вышеприведенные факты свидетельствуют, что все эти минералы и горные породы имеют местное происхождение. Следовательно, источники их нужно искать на самом плато. Ранее [2–4] автор уже предполагал связь шлиховых минералов плато с дырчатыми брекчиевыми известняками (ДБИ) лемазинской свиты, занимающей граничное положение между нижним и верхним кунгуром нижней перми [8]. В нерастворимых остатках этих брекчий встречено большинство из вышеперечисленных минералов, включая серпентины, стекла, в том числе на древесном угле, магнитные шарики и корочки, плавленый корунд, «полированные» зерна кварца. Полевые исследования на Уфимском плато в 2003 г. были направлены на изучение ДБИ.

У д. Усть-Бугалыш (восточное подножье плато) и в долине р. Арий (северо-западный склон) наблюдались пластовые тела ДБИ, залегающие на мергелистых породах. В обоих случаях контакт резкий и неровный (рис. 1). Отдельные блоки ДБИ вдавлены в мергели на глубину до 0,5 м, что свидетельствует об их более твердом состоянии по сравнению с мергелями. Последние в зоне мощностью 0,5–1,5 м деформированы и брекчированы, но зоны тектонических срывов отсутствуют. Брекчированные мергели местами образуют тела внедрения в вышележащие ДБИ на высоту до 1,5 м. В подошве пласта ДБИ на р. Арий наблюдался грот около 4 м в поперечнике и высотой до 1,7 м. По форме грот аналогичен «газовым карманам» в базальтовых лавах. Плохо проявленная слоистость в ДБИ субконформна поверхности свода, что свидетельствует о некарстовой природе грота. Возможно, это также «газовый карман», но только в грязевом потоке.

В глубокой траншее на правом берегу р. Арий, в 0,5 км выше д. Курбатово, наблюдались ДБИ, секущие субгоризонтально залегающие слоистые мергелистые породы. Контакты нерезкие, извилистые, крутопадающие. Наименьшее из наблюдавшихся здесь тел ДБИ имеет форму жилы мощностью от 2 до 20 см. По внешним признакам эти ДБИ не отличаются от аналогичных образований в пластовых залежах.

Приведенные выше факты ставят под сомнение осадочную природу ДБИ, по крайней мере, на плато. Аналогичные породы на прилегающей площади Предуральского прогиба содержат много мелкого окатанного материала, преимущественно карбонатных пород. Отнесение их к осадочным брекчиям обосновано. На плато ДБИ содержат обломки местных пород и редко окатанный материал. Часто обломочный материал полностью отсутствует. Нередко встречаются желваки ДБИ, в которых наиболее крупные каверны расположены в центральной части, а мелкие в краевой. Около крупных каверн наблюдаются ориентированные относительно их поверхностей уплощенные обломки мергеля. В составе ДБИ встречаются обломки аналогичных

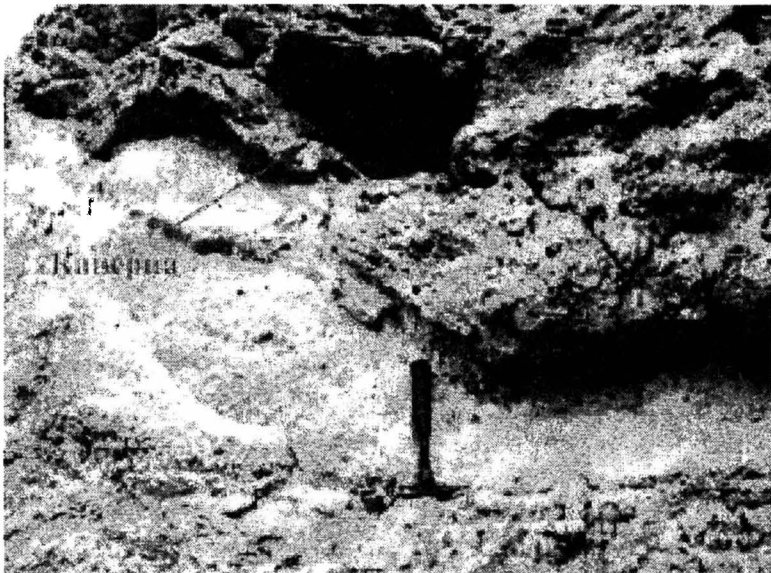


Рис. 1. Характер залегания ДБИ (темное) на мергелистых породах (светлое). Борт щебеночного карьера у д. Усть-Бугалыш



Рис. 2. Брекчиевидная текстура песчано-глинистых отложений в карьере около д. Пенастье

пород, т. е. процесс не был одноактным. Текстура породы на плато обычно массивная, но иногда в ней появляются участки отчетливо слоистого строения. Границы таких участков неотчетливые, а слоистость часто нарушена крупными кавернами. Размеры каверн варьируют в широких пределах: от микроскопических до первых десятков сантиметров. По форме выделяются округлые, угловатые и сложные каверны. Считается, что они образовались при растворении обломков пород [1, 7]. Округлые каверны нередко разделяются тонкой перегородкой, иногда сообщаются между собой. Обломки пород в брекчии часто образуют выступы в полости округлых каверн. Это свидетельствует о том, что округлые каверны не содержали твердого вещества, а возникновение их обусловлено, вероятно, обособлением газовой фазы. Каверны угловатой формы иногда содержат тонкие перегородки, представленные материалом цемента. Обломки пород в брекчии в таких кавернах выступов не имеют. Скорее всего, угловатые каверны были образованы твердым веществом, которое позднее было удалено. Обломки пород в ДБИ представлены известняками и мергелями, реже кремнистыми породами. Признаков растворения не наблюдается. Морфология угловатых каверн не может быть объяснена растворением гипса или галита.

Автор уже высказывался о возможном участии газогидратов в процессе образования ДБИ [3]. Эффект самоконсервации газогидратов в пористой среде, изученный экспериментально [6], показывает реальность такого события. Гидрофильная пористая среда и капиллярное давление повышают температуру начала образования гидрата. Диспергированная, флюидонасыщенная масса, выжимаемая из глубины в область низких давлений, вероятно, отвечает этим условиям. Для разложения газогидрата требуются более высокие температуры и/или более низкие давления. Образование каверн сложной формы можно объяснить обособлением газовой фазы и анизотропией вмещающей среды.

ДБИ фрагментарно распространены по всей площади плато, особенно по склонам. Характер залегания, описанный выше, не противоречит представлениям о них как о грязевых потоках, связанных с диатремами эруптивных брекчий. Ксеногенные минералы, содержащиеся в ДБИ, указывают на такую связь. Есть некоторое противоречие между низким содержанием метаморфических минералов в ДБИ (более низким, чем минералов других групп) и в аллювии, где они резко преобладают. Для метаморфических минералов на Уфимском плато должен быть другой источник. На данный момент на плато известны скопления метаморфических минералов лишь в весьма специфических кварцевых песках, относимых к мезозойско-кайнозойским отложениям [1, 7]. Зерна кварца в них, независимо от морфологии, имеют полированную поверхность. Этот кварц обычен для нерастворимых остатков ДБИ, но отсутствует, как и метаморфические минералы, в нижнекунгурских песчаниках у восточного подножья плато. Следовательно, появление их на плато совпало со временем образования ДБИ. Возможно, мы имеем случай деформаций гранулированных сред и их выжимания к дневной поверхности [5]. По определению гранулированная среда является совокупностью боль-

шого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено жидкой или газовой фазой. Гранулированная среда обладает свойством неограниченного деформирования. Характер залегания данных песков на Уфимском плато сложный. Местами, в одном уступе карьера, они похожи то на обычные осадочные породы, то на тектоническую брекчию (рис. 2). Аналогичные песчано-глинистые образования слагают центральные части радиально-лучистых структур, выявленных в апикальной части плато [4].

Библиографический список

1. Дорощев Н.В. Геологическое строение северной части Уфимского плато (район рек Шуртана и Сараны) // Труды ВНИГРИ. 1950. Вып. 44. С. 61–144.
2. Кисин А.Ю. Лемазинские дырчатые брекчии Уфимского плато // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 116–120.
3. Он же. О возможных коренных источниках необычных минеральных ассоциаций Уфимского плато // Ежегодник-2001/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 37–42.
4. Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // Докл. РАН. 2002. Т. 385, №1. С. 80–82.
5. Леонов М.Г. Тектоника сложнодислоцированных объемов земной коры (проблемы и решения) // Литосфера. 2002. №1. С. 3–22.
6. Макогон Ю.Ф. Эффект самоконсервации газогидратов // Докл. АН. 2003. Т. 390, №1. С. 85–89.
7. Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Труды ВНИГРИ. Новая серия. 1950. Вып. 47. 126 с.
8. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 370 с.

О.В. Удоратина*, В.Ю. Чевычелов, Г.П. Зарайский****

* Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

** Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ УСТЬ-МРАМОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

На Полярном Урале более 40 лет известны редкометалльные месторождения Тайкеусского рудного узла [1–3, 6]. Одно из них (Усть-Мраморное) находится в среднем течении р. Немур-Юган. Месторождение располагается в пределах Харбейского блока доуралид Центрально-Уральской зоны.

Рудное поле протяженностью до 600 м при мощности 150–250 м сложено грейзеноподобными метасоматитами с комплексным Ta-Nb-Be оруденением. В его пределах развиты альбитизированные, грейзенизированные граниты и метаморфиты няровейской и частично немурьюганской свит R₂₋₃ [1, 2].

Метасоматиты представлены средне-мелкозернистыми «грейзенизированными гранитами», имеющими массивную или полосчатую текстуру. Для них характерен лейкократовый облик, окраска зависит от содержания минералов и варьирует от светло-зеленой в интенсивно ослюденелых образцах до фиолетовой во флюоритизированных. Метасоматиты сложены агрегатом зерен кварца (от 20 до 40 %), калиевого полевого шпата (микроклина) – (20–30 %), плагиоклаза – альбита (10–20 %), ферроселадонита – (10–40 %), акцессорные минералы представлены цирконом, торитом, касситеритом и группой танталониобатов, вторичные – флюоритом, хлоритом, карбонатами. Метасоматиты интенсивно ослюденены и флюоритизированы. Содержания слюды (ферроселадонита) и флюорита нередко достигают 30–50 об.% породы. Микроструктуры метасоматитов варьируют от грано- и гетеробластовых в относительно бесслюдистых до лепидогранобластовых в ослюденелых породах.

Смена породообразующих минералов при развитии сначала щелочно-го (Na-K), а позднее кремнекислотного (Si-F) метасоматоза имеет следующую последовательность. По комплексу гранитных минералов (наблюдающихся в реликтовых участках), по пертитовому полевоému шпату развивается альбит (шахматный, лейстовый и пластинчатый), позднее наблюдается развитие новообразованного калиевого полевого шпата – бластического микроклина очковой формы, далее развитие агрегата зерен кварца и пластинок слюды, структура породы из гранитной становится гранобластовой. Более поздний комплекс секущих и параллельных метаморфической полосчатости прожилков, выполненных хлоритом, эпидотом, карбонатом и флюоритом, является завершающим.

Предполагаемый субстрат для метасоматитов гранитный. По вмещающим метаморфитам, представленным хлорит-серицит-актинолитовыми, актинолит-роговообманковыми сланцами, развивается комплекс сопутствующих минерализации минералов, слюды и флюорита. Однако содержание собственно редкометалльных минералов незначительно, либо они полностью отсутствуют.

По химическому составу метасоматиты характеризуются типичным для гранитоидов содержанием кремнезема (на уровне 72%) и, в отличие от других рудных полей Тайкеусского рудного узла, калиевой ($K_2O/Na_2O=1.5$), а не натровой спецификой [1, 3, 6].

Минералогия редкометалльных метасоматитов сложна. Данные образования характеризуются невыдержанным и рассеянным, тонковкрапленным (в среднем 0.1 мм) распределением редкометалльных минералов. Танталниобиевые минералы выделяются на всем протяжении метасоматического процесса, в них наблюдаются в виде включений зерна породообразующих минералов – альбита и ферроселадонита (фенгита), акцессорных – циркона и вторичных – кальцита.

Минералы тантала и ниобия представлены оксидами – пирохлором и плюмбопирохлором, фергусонитом, колумбитом и манганколумбитом, са-

марским. В составе руд преобладает фергусонит. В комплекс редкометалльных минералов входят также касситерит, цирколит и торит [2].

Редкометалльные минералы Усть-Мраморного месторождения рассматривались ранее [1] вместе с редкометалльными минералами других месторождений Тайкеусской группы. Известно, что для фергусонитов типичны две генерации [1, 4]. Первая генерация – бурые длиннопризматические кристаллы, крупные (до 1 мм); вторая – желтые изометричные, или неправильной формы выделения. Группа пирохлора включает пирохлор, плюмбопирохлор, иттриевый плюмбопирохлор. Колумбит представлен тоже несколькими генерациями: кристаллами толстопризматической формы (I), тонкопризматической (II) и тонкопластинчатой (III). Цирконы близки по составам к малакону, отмечены также две генерации, ранний – метамиктный, с характерными скелетными формами и более поздний, формирующий отчетливо дипирамидальные кристаллы. Торит представлен ферриторитом и ферриураноторитом. Существенные примеси тантала и ниобия отмечены в касситерите, ассоциирующем с колумбитом.

Химические составы были известны [1, 4] лишь фергусонита I и II генерации, обычного пирохлора, колумбита, малакона и торита. Новые данные (результаты микрозондового анализа, выполненного на растровом электронном микроскопе JSM 6400, г. Сыктывкар и CamScan MV2300, г. Черноголовка) позволили более полно изучить химический состав редкометалльных минералов (рисунок, табл. 1 – 5).

Ранее [1] было известно, что *фергусонит I* беднее танталом ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:58$), чем более поздние генерации, для него характерна иттриевая специализация редких земель, в том числе повышенное содержание тулия. *Фергусонит II* характеризуется более высоким содержанием тантала ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:10$), меньшим содержанием редких земель и тория. Изученные нами фергусониты (табл. 1) характеризуются сложным составом, содержат кроме Y, Nb и реже Ta многочисленные примеси (наиболее существенными являются примеси урана и тория). Содержание Y варьирует от 10 до 30 мас.% и составляет в среднем 50 % всей массы редких земель. В фергусонитах отмечено наличие только тяжелых редких земель, из них выделяются повышенным содержанием Yb (до 15 мас. %) и Er (до 6 мас. %). Содержание Nb находится на уровне 35–45 мас.%, а содержание тантала ничтожно (редко 1,5 – 5 мас. %). Отношение Ta:Nb варьирует от 1:30 до 1:8.

Для *пирохлоров* характерны [1] невысокое содержание Ta_2O_5 , ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:10$) и повышенное урана, свинца, а также существенно иттриевый состав редких земель. В проанализированных нами пирохлорах не отмечалось каких-нибудь редких земель и тяжелых в том числе, обычных для пирохлоров ранее изученного месторождения Тайкеу [5]. Пирохлоеры Усть-Мраморного месторождения характеризуются нормальным содержанием кальция и натрия. Количество ниобия и тантала в пирохлорах широко варьирует: Nb от 30 до 50 мас. %, а Ta от 4 до 30 %, отношение тантала к ниобию варьирует от 1 до 10. В пирохлорах наблюдается постоянная примесь Pb, U и Th (табл. 2). В уранпирохлоре (табл. 2, 4 – 8) количество урана составляет

Таблица 1

Химический состав фергусонита, мас. %

Ком- понент	I	II	116-21																124								124			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	13	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	1.04	8.48	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	0.43	н о	н о	н о	н о	0.1	-	-	-	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.29	1.18	н о	н о	н о	н о	0.135	н о	н о	н о	0.04	н о	н о	н о	н о	0.1*	0*	0*	0.2*	0*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	н о	0.56	н о	0.4	0.22	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	1.0	0.3*	0.2*	0.2*	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.47	5	1.6	н о	н о	н о	0.26	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.22	н о	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0*	0*	0*	0*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	2.25	н о	0.96	0.53	0.91	0.56	0.13	0.91	н о	н о	0.45	н о	н о	н о	н о	0.5	0.4	1.2	2.1	0.4	1.1	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	0.51	н о	н о	н о	н о	0.2	0*	-	0.5	0.2*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta ₂ O ₅	0.8	3.16	н о	4.49	1.48	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	3.2	3.4	1.2	5.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	43.96	45.66	38.98	37.75	43.21	41.54	36.81	41.53	35.54	37.61	37.55	36.68	47.26	48.1	48.5	48.1	48.5	49.1	44.0	44.2	54.2	53.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	24.49	24.57	26.81	27.04	13.35	26.02	9.12	18.62	19.44	12.53	15.75	31.3	32.3	32.3	26.1	22.8	29.5	27.5	24.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PbO	0.29	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	-	0.9	-	0.4*	0.1*	0*	0.5*	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₃	0.37	0.63	2.21	1.92	1.52	1.84	0.3	1.58	н о	н о	0.99	н о	н о	н о	н о	-	0.3*	0*	1.0	0.6*	1.5	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-
SnO ₂	0.21	н о	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0*	-	0.4*	0.2*	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	1.23	0.55	0.42	0.76	0.38	0.16	-	1.58	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4*	6.5	2.7	0.6*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3*	0.6*	0.2*	0*	0.5*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3*	2.1	0.7	0*	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7*	-	0*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HfO ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.67	-	-	-	-	1.4	1.0	0.7*	1.0	0.9*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	-	-	2.45	2.19	2.29	1.89	3.05	1.72	3.62	4.12	2.8	4.85	3.78	3.2	2.8	3.2	2.8	2.7	2.8	3.0	3.2	2.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	-	-	2.79	3.9	2.41	1.97	4.40	2.09	6.23	5.65	4.05	4.24	6.77	4.6	3.1	4.6	3.1	2.5	3.7	3.7	3.3	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.4	0.1*	-	2.2	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	-	4.86	5.53	5.45	3.48	16.92	3.49	17.60	8.42	7.91	15.31	14.8	8.3	5.9	8.3	5.9	6.1	7.2	7.3	8.2	7.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5*	0.3*	-	0*	0.6*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	0.11	н о	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TR ₂ O ₃	49.09	35.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O [±]	0.97	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1, 2 – химические анализы фергусонитов I, и II генерации по [1, 4]; 3-20 – данные авторов. * – содержание меньше 2 σ, - - не анализировался, н о – не обнаружен

Таблица 2

Химический состав пирохлора, мас. %

Компонент	Пирохлор										Включения в пирохлоре				
	PrcI	124	124	124	4-29	124	124	116-21	116-21	116-21	117-8	117-8	116-21	116-21	116-21
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14
SiO ₂	но	2.5	но	1.7*	-	0.95	7.67	4.22	7.4	5.8	но	но	0.46	0.57	но
FeO	2.04	но	но	0.4	0.3*	0.85	3.2	но	0.81	0.64	но	но	но	но	но
TiO ₂	0.54	1.11	1.14	1.0	0.8	0.7	1.8	2.2	но	но	но	0.17	но	но	но
Al ₂ O ₃	но	но	но	но	0.3	0.1	но	но	5.4	4.24	но	но	0.59	0.53	но
MnO	но	но	но	0.3	0.1*	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но
CaO	7.04	12.8	12.6	13.1	13.3	0.73	0.35	0.55	1.5	1.18	но	1.88	0.27	0.39	но
Na ₂ O	0.1	5.07	6.67	2.9	1.6	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но
K ₂ O	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	0.02	но	но	но	но
Ta ₂ O ₅	4.87	16.4	12.0	10.3	11.1	6.51	26.30	30.8	4.6	3.65	но	7.66	но	36.12	но
Nb ₂ O ₅	47.14	58.4	63.5	60.3	60.1	51.95	32.00	32.5	34.3	26.89	32.29	12.47	6.71	6.13	но
Y ₂ O ₃	-	но	но	но	0*	но	но	но	но	но	7.01	8.76	но	но	но
PbO	0.86	но	но	0.5*	0.7	13.83	15.3	15.5	38.0	29.72	но	но	4.99	3.51	но
UO ₃	5.22	но	но	4.3	2.4	10.83	9.08	9.41	2.3	1.84	но	56.19	34.27	30.1	но
SnO ₂	0.61	3.71	4.22	3.6	2.2	но	3.9	но	но	но	но	но	но	но	но
ThO ₂	2.56	но	но	0.1*	0.2*	0.81	но	0.35	4.77	3.74	но	3.16	44.75	но	но
Dy ₂ O ₃	-	но	но	но	но	но	но	но	но	но	3.36	0.77	но	но	но
Er ₂ O ₃	-	но	но	но	но	но	но	но	но	но	6.59	0.39	но	но	но
Yb ₂ O ₃	-	но	но	но	но	но	но	но	но	но	18.59	1.58	но	но	но
TR ₂ O ₃	но														

Примечание. 1 – химический анализ пирохлора [1, 4]; 2–14 – данные авторов. * – содержания меньше 2 σ, - - не анализировался, н о – не обнаружен

Таблица 3

Химический состав колумбита, мас. %

Ком- понент	Klb	116-24		116-24	116-24	117-8	116-21	116-32	116-32	453	116-32	116-32	124	124
		2	3											
SiO ₂	1.51	но	но	1.69	но	но	но	но	но	но	но	но	0.8	-
FeO	10.57	7.59	10.12	6.00	8.10	10.24	11.83	12.5	11.21	9.63	10.80	11.43	11.2	8.5
TiO ₂	0.91	но	но	1.31	но	но	0.85	но	но	но	но	но	0.2	0.1*
Al ₂ O ₃	0.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	7.15	10.75	8.72	12.58	11.6	9.15	7.85	8.28	9.23	8.32	8.89	7.86	9.0	10.7
CaO	1.02	но	0.25	0.09	но	но	0.25	но	но	0.11	но	но	-	-
Na ₂ O	0.29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta ₂ O ₅	3.43	2.91	-	4.41	3.14	2.72	4.63	6.19	3.26	4.82	3.14	5.65	1.3	6.9
Nb ₂ O ₅	70.07	70.65	72.14	70.88	76.2	75.74	74.26	81.01	77.6	76.1	74.8	74.1	77.0	72.5
ZrO ₂	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SnO ₂	0.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3*	0*
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0*
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1*	1.4
Dy ₂ O ₃	-	-	-	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	-	-	-	0.43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	-	-	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TR ₂ O ₃	2.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1 – химический анализ колумбита по [1, 4]; 2–14 – данные авторов. * – содержания меньше 2σ, --- не анализировался, н о – не обнаружен

Таблица 4

Химический состав цирконов и торитов, мас. %

Ком- понент	Цирконы																Ториты			
	Zr 1-29	124 2	124 2-29	124 29-14	124 4-15	124 5-15	124 6	124 7	124 8	124 9	124 10	116-24 11	116-24 12	116-24 13	116-24 14	116-24 15	Ti 6-29	124 16	124 17	124 14-14
SiO ₂	33.96	32.3	30.8	32.1	35.6	32.9	30.25	31.17	18.5	30.44	30.31	31.11	29.69	30.37	19.38	14.3	14.3	14.3	14.5	14.5
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1*	0.1*	0.1*
FeO	-	0*	0.2*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.14	0.1*	0.2*	0.2*
Al ₂ O ₃	-	0.3	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.76	0.2*	0.9	0.9
MnO	-	0*	0.3*	0.1*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	2.27	н о	0.83	0.28	2.38	-	2.1	1.7	1.7
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2*	0.2*	0.2*
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2*	0.2*	0.2*
Ta ₂ O ₅	0.271	0.4*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1*	-	-
Nb ₂ O ₅	1.4	0.6*	0.1*	0*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.032	-	0.1*	-	-
Y ₂ O ₃	-	0.6*	1.7	0.3*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	0*	0*	0*
HfO ₂	2.7	4.2	2.6	5.9	3.9	11.9	6.36	3.05	-	2.69	-	4.18	4.18	4.79	-	-	-	0.1*	0.2*	0.2*
ZrO ₂	62.06	63.9	59.0	62.0	60.4	55.2	63.26	66.07	81.55	65.87	67.52	64.71	60.83	62.4	1.25	-	-	-	-	-
ThO ₂	1.39	1.9	4.6	1.0	-	-	0.16	н о	н о	0.9	н о	н о	н о	н о	57.28	68.8	68.8	0*	0.1*	66.8
UO ₃	0.09	0*	0.6*	0.2*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.189	-	-	0.1*	0.4*	0.4*
SnO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.5	2.0	2.0
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.43	2.13	-	-	-	-	-	-
TR ₂ O ₃	1.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.85	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.59	-	-	-	-
Zr/Hf	23	15.2	23	10.5	15.5	4.6	10	21.7	-	24.4	-	15.5	4.15	13	-	-	-	-	-	-

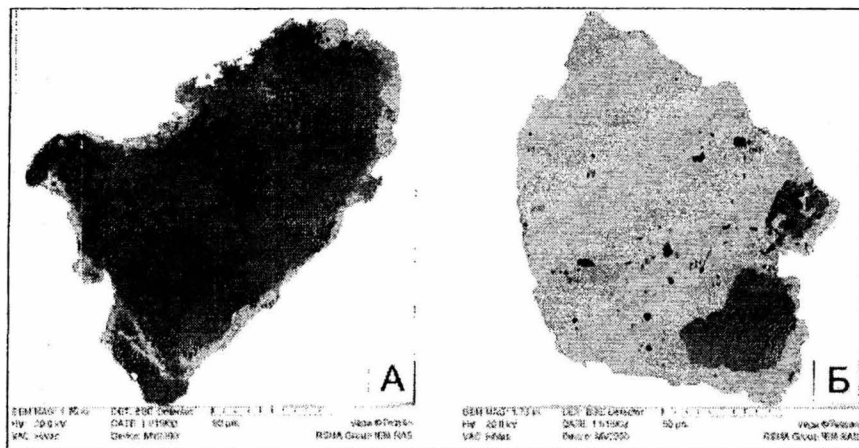
Примечание. 1 – химический анализ малакона, 15 – химический анализ торита по [1, 4]; 2-14 и 16-17 – данные авторов. * – содержа-
ния меньше 2σ, н. о. – не обнаружен, - - не анализировался

Таблица 5

Химический состав касситеритов, мас. %

Компоненты	124 3-29	124 31-14	124 1а-15	124 2а-15	124 9а-15
Na ₂ O	0*	0.2*	н.а.	н.а.	н.а.
Al ₂ O ₃	0.2*	0.1*	н.а.	н.а.	н.а.
SiO ₂	0.5*	0.6	н.а.	н.а.	н.а.
K ₂ O	0.4	0.2*	н.а.	н.а.	н.а.
CaO	0.2*	0*	н.а.	н.а.	н.а.
TiO ₂	0*	0.1*	н.а.	н.а.	н.а.
MnO	0.1*	0.2*	н.а.	н.а.	н.а.
FeO	0.5	0.9	н.а.	н.а.	н.а.
Y ₂ O ₃	0.2*	0.1*	н.а.	н.а.	н.а.
ZrO ₂	0.2*	0.2*	н.а.	н.а.	н.а.
Nb ₂ O ₅	2.3	1.6	0*	0.9	1.3
SnO ₂	102.1	102.3	99.6	97.8	97.2
Ta ₂ O ₅	0.4*	н.а.	0.4	1.2	1.0
PbO	0.1*	0*	н.а.	н.а.	0.2*
ThO ₂	1.0	0.8	н.а.	н.а.	н.а.
UO ₃	1.5	0.9*	н.а.	н.а.	0.2*

Примечание. * – содержания меньше 2σ, н. а. – не анализировался



Парагенезисы редкометалльных минералов: А – пироклор с включениями фергусонита, циркона, торита; Б – касситерит с включениями колумбита, фергусонита, пироклора

10 мас.%. Плюмбопироксид характеризуется содержанием свинца до 40 мас.% (табл. 2, 9–10). Кроме того, в пироксидовых включениях фергусонита и уран-, торийсодержащих минералов (табл. 2, 11–14).

Для *колумбитов* была установлена [1] принадлежность к минералам промежуточного состава между собственно колумбитом и манганколумбитом, определено низкое содержание тантала ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:10$). В изученных колумбитах (табл. 3) содержание тантала также составляет не более 6 мас. %, и они относятся к собственно колумбитам. Присутствующие примеси редких земель из группы тяжелых иттриевых редких земель (Dy, Er, Yb). Отношение тантала к ниобию от 1:24 до 1:13.

Химические составы определены для *малаконов* сложных (зональных) кристаллов [1]. В ранних малаконах отмечено меньшее содержание Hf, чем в поздних, что фиксирует падение щелочности процесса. Отношение $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:5.1$, а $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2=23$. Для изученных цирконов также характерно различное содержание гафния от 3 до 12 мас. % (табл. 4, 1–14), а отношение $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ варьирует от 1:70 до 1:5.

Установлена принадлежность *торитов* [1] к ферриторитам и ферриураноторитам с отношением $\text{Ta}/\text{Nb} = 1:16.6$. Исследованные ториты (табл. 4, 15–17) содержат примесь свинца и кальция.

В *касситеритах*, входящих в продуктивные минеральные компоненты месторождения [2], существенно колебание содержаний ниобия и, в меньшей мере, тантала [1]. В проанализированных нами касситеритах (табл. 5) установлены примеси U, Th, Nb, Ta. Они характеризуются высоким содержанием тантала ($\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1:1$).

Таким образом, редкометалльные минералы щелочных метасоматитов Усть-мраморного месторождения разнообразны по составу и представлены минералами группы фергусонита, пироксидов и колумбита, а также цирколином, торитом и касситеритом. Они характеризуются низким содержанием тантала, в среднем отношение тантала к ниобию равно 10. Самое высокое содержание тантала характерно для пироксидов, а самое низкое – для фергусонита. Минералы содержат существенную примесь тяжелых редких земель, что наиболее характерно для фергусонита. Среди исследованных пироксидов не наблюдается иттриевых разновидностей, известных для изученного ранее месторождения Тайкеу [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 02-05-64413 и № 02-05-64414.

Библиографический список

1. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967. 200 с.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, серия Северо-Уральская. Лист Q-42-1. Объяснительная записка. М., 1984. 107с.
3. Калиновский А.В., Игнатов М.М. Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 5–17 (Труды Института геологии Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 58).

4. Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды: В 2 ч. Миасс; Екатеринбург, 2000. Ч. 1. 312 с.

5. Озерова Е. Ю., Удоратина О. В. Пироксены из щелочных метасоматитов месторождения Тайкеу (Полярный Урал) // Геология и геоэкология Северо-Запада России. Материалы XIV молодежной научной конференции, посвященной памяти К. О. Кратца. Петрозаводск, 2003. С. 74–76.

6. Удоратина О. В. Квальмиты Севера Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С. 19–28. (Труды Института геологии Коми научного центра Российской АН; Вып. 94).

Г. П. Бородулин *, В. Ф. Ефимов **

*** Российский университет дружбы народов, ** ИМГРЭ, Москва**

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ С ГЛУБИНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД ЭТЫКИНСКОГО ТАНТАЛОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Этыкинское танталовое месторождение было открыто в Восточном Забайкалье в пределах Монголо-Охотской магматической области [7] в 1959 г. А. А. Беусом, А. А. Ситниным, В. Я. Ильиченко и К. Г. Вовк. Оно входит в состав Этыкинского рудного поля, которое является частью Кукульбейского металлогенического региона с преобладающим оловянно-вольфрамовым оруденением.

Вмещающими являются слабо метаморфизованные породы Онон-Борзинской свиты: аргиллиты, алевролиты и песчаники $J_{1,2}$ возраста. Толща прорывается средне-верхнеюрскими гранитоидами. Совокупность входящих в их число гранитов принято называть «кукульбейским интрузивным комплексом». Он наиболее продуктивен на оловянное и редкометалльное оруденение среди магматических образований структурно-формационных зон Восточного Забайкалья.

Этыкинский массив является частью Олдандинского плутона. Значительная часть плутона скрыта на глубине и оконтуривается локальным гравитационным минимумом площадью около 280 км². Первая фаза внедрения плутона представлена массивными биотитовыми гранитами и плагиогранитами, слагающими основное тело Олдандинского плутона. Они прорываются порфировидными биотит-мусковитовыми лейкогранитами второй фазы, слагающими близповерхностную часть массива. Третья фаза представлена небольшими массивами танталоносных амазонитовых Li-F гранитов. Месторождение приурочено к самой верхней части (до глубины 80 м) Этыкинского массива, состоящего из Li-F криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов. Площадь выхода массива на поверхность – около 1.3 км² [1].

По петрохимическим и парагенетическим особенностям в пределах массива танталоносных апогранитов и материнской по отношению к ним гранитной интрузии в направлении от глубоких горизонтов к периферии можно выделить последовательно сменяющие друг друга зоны и петрографические разности.

1. Порфиroidные слабоальбитизированные микроклинизированные граниты с литиевым биотитом (центральная часть интрузии).

2. Мелкозернистые протолитионит- или циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты (эндоконтактовая зона главной интрузии).

3. Мелко- и тонкозернистые окварцованные проголитионит- или циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты (глубокие горизонты апикальных выступов главной интрузии – от 350 до 550 м).

4. Порфиробластовые от средне- до крупнозернистых криофиллит-альбит-амазонитовые апограниты с такситовой текстурой (центральная часть куполовидного массива апогранитов – до 350 м).

5. Мелко- и среднезернистые лепидолит-амазонит-альбитовые апограниты (апикальная и эндоконтактовая части массива апогранитов) [4].

На Этыкинском танталовом месторождении редкие металлы содержатся в колумбите-танталите, пирохлоре-микролите, касситерите, стрюверите, в меньшей степени в монаците, анатазе, цирконе, вольфрамите, молибдените и в поздних сульфидах – галените, сфалерите, пирите, халькопирите, станнине. Главными концентраторами тантала являются танталит-колумбит и микролит-пирохлор [2]. Среднее соотношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 в рудах месторождения составляет 1:1.5.

В двуслюдяных и порфиroidных гранитах нижних горизонтов развит Мп-колумбит в ассоциации с альбитом и мусковитом. В верхних апикальных частях массива в лепидолит-альбитовых гранитах преобладают Мп-колумбит-танталит и микролит в ассоциации с топазом. В аксессуарных минералах из танталоносных апогранитов в апикальной эндоконтактовой части массива наблюдается повышенное содержание Ta, Nb, Zr, Sn, Sc и Hf по сравнению с аналогичными минералами из пород более глубокой центральной части массива [3, 6].

Проведенное в ИМГРЭ методом пламенной фотометрии опробование керна разведочных скважин с шагом 1 м показало возрастание в близповерхностной части разреза концентраций Ta и Li. Обращает на себя внимание разброс более одного порядка (от 0.01 до 0.2) содержания Sn в приповерхностной части массива в мелкозернистых гранитах. Это можно объяснить тем, что минералы Ta и Nb более равномерно распространены в гранитной матрице по сравнению с касситеритом поздней генерации, приуроченного к жилам различного состава.

В близповерхностной части массива микролит доминирует над пирохлором [5]. Вероятно, в верхней части массива в окислительно-восстановительных условиях, близких к нейтральным, образовывались собственные минералы W, Sn, Ta и Li, содержащие «летучие» F и В. По данным [5], изменение химического состава пород от глубоких горизонтов к породам

апикальных частей массива характеризуется постепенным уменьшением содержания Si, Ti, Mg, Fe, Zr при одновременном увеличении доли Al, Na, F, Ta, Nb, Sn и Rb.

Микрозондовым анализом нами установлены содержания отдельных «индикаторных» элементов в тантал-ниобиевых минералах (таблица) [6, 7]. В образцах из карьера нами обнаружен плумбомикролит-плумбопирохлор, обогащенный U, который не обнаружен в образцах из керна скважин.

Содержание компонентов в минералах Ta и Nb, мас. %

Оксид	Приповерхностная часть разреза, образцы из карьера				Глубокие горизонты, керна скважин (от ≈90 до ≈300 м)			
	Струверит	Колумбит-танталит	Айналит	Микролит	Струверит	Колумбит-танталит	Айналит	Микролит
TiO ₂	-	0.7-3.9	0.6-2.6	1.1-1.7	-	0.5-2.2	<0.5	0.8-1.7
SnO ₂	1-2.7	0.4-1.8	-	-	<1.0-0.5	0.4-1.2	-	-
WO ₃	-	1.2-4.7	-	-	-	1.7-8.7	-	-
Na ₂ O	-	-	-	3.5-5.4	-	-	-	0.3-4.6
CaO	-	-	-	0.8-6.1	-	-	-	4.7-7.6
PbO	-	-	-	1.0-3.0	-	-	-	≤0.7

Таким образом, можно говорить о том, что в Ta-Nb минералах от глубоких горизонтов к поверхности увеличиваются содержания TiO₂, SnO₂, Na₂O, PbO и уменьшаются содержания CaO и WO₃.

Библиографический список

1. Бескин С. М., Загорский В. Е., Кузнецова Л. Г. и др. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 4. С. 310 – 325.
2. Бородулин Г. П. Комплексная редкометальная минерализация Этыкинского танталового месторождения, Восточное Забайкалье: Материалы XX Всероссийской молодежной конференции "Строение литосферы и геодинамика". Иркутск, 2003. С. 111–113.
3. Бородулин Г. П., Чевычелов В. Ю., Некрасов А. Н. Сравнение рудной минерализации на двух типах танталовых месторождений в гранитах (Тайкеу, Полярный Урал и Этыкинское, Восточное Забайкалье) // Минералогия Урала-2003. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 142 – 145.

4. Критерии прогноза, поисков и перспективной оценки месторождений редкометалльных гранитов щелочноземельного ряда. М., 1992. 88 с.

5. Ситнин А.А., Гребенников А.М., Сункинзян В.В. Этыкинское танталовое месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита; М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1, кн. 2. С. 86 – 95.

6. Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Бородулин Г.П. и др. О двух типах тантало-ниобиевой минерализации в гранитах на примере месторождений Тайкеу (Полярный Урал) и Этыкинского (Восточное Забайкалье) // Минералогия Урала-2003. Т. 1. Миасс: Имин УрО РАН, 2003. С. 135 – 142.

7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской монголо-забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42 – 63.

И.В. Катаева, Б.М. Осовецкий
Пермский университет

ТИПОХИМИЗМ ХРОМШПИНЕЛИДОВ АЛЛЮВИЯ Р. КУЖВЫ

Хромшпинелиды широко распространены в тяжелой фракции аллювия бассейна верхней Камы. Они поступают в речные осадки при размыве питающих пород – песков и галечников средней юры, нижнего триаса и верхней перми. Первоисточниками обломочных зерен хромшпинелидов служили ультраосновные породы, хромитоносные массивы и образованные за счет их размыва терригенные толщи Урала. Детальное изучение хромшпинелидов прилегающих к Уралу территорий представляет интерес для палеогеографических построений. Исследования выполнены в соответствии с тематической программы “Интеграция науки и высшего образования России”.

В тяжелой фракции аллювия р.Кужвы (правый приток р.Камы) хромшпинелиды составляют 5–10%. Основная масса минеральных зерен имеет размер менее 0,25 мм. Они представлены октаэдрическими кристаллами, их осколками и окатанными зернами. Ранее нами был изучен типохимизм хромшпинелидов аллювия р. Кодзи, притока р.Косы*. Выявлены две основные подгруппы: измененные и неизмененные зерна. Отмечены вариации химического состава с преобладанием феррохромитового или шпинелевого миналов при существенной роли магнетитового и пикрохромитового.

На исследование химического состава направлены 32 зерна хромшпинелидов размером более 0,5 мм, которые представляли собой кристаллы октаэдрической формы средней степени окатанности. Микрозондовый анализ зерен выполнен во ВСЕГЕИ. В аллювии р. Кодзи изучен состав более мелких (от 0,5 до 0,2 мм) зерен.

© И.В. Катаева, Б.М. Осовецкий, 2004

* Макеев А.Б., Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Катаева И.В. О типохимизме хромшпинелидов аллювия р. Кодзь // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2003. С. 124–130.

Таблица 1

Химический состав хромшпинелидов аллювия р. Кужвы, мас. %

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	ZnO
1	0	0.17	22.11	44.85	18.33	0.35	13.39	0	0.33	0.05	0.22
2	0.20	0.27	10.26	53.88	26.20	0.37	8.31	0.12	0.20	0	0.14
3	0.02	0.73	9.43	38.54	41.80	0.41	8.11	0	0.02	0.13	0.20
4	0.17	0.20	10.66	54.71	25.37	0.43	8.97	0.04	0	0.12	0.07
5	0	0	32.06	38.51	15.54	0	15.62	0.06	0	0	0.27
6	0.18	0.22	8.91	54.33	25.04	0.67	10.38	0	0.31	0.08	0.11
7	0.21	0.68	11.54	41.37	36.99	0.68	7.56	0	0.29	0.20	0.01
8	0.19	0.26	9.27	57.34	22.85	0.48	10.69	0.06	0.33	0.11	0
9	0.07	0.19	14.61	53.01	19.96	0.43	9.92	0.06	0	0.01	0.49
10	0.25	0.59	8.01	44.00	36.73	0.43	7.74	0	0	0.12	0.18
11	0.16	0.53	8.79	42.05	39.08	0.54	8.30	0.06	0.05	0	0.30
12	0.32	0.69	12.51	44.45	31.15	0.47	9.32	0.05	0.05	0	0.47
13	0.35	0.29	7.92	57.59	18.22	0.01	14.20	0.06	0	0	0
14	0.22	0.40	13.63	42.66	32.01	0.18	8.42	0.04	0.17	0	0
15	0.12	0.25	14.16	48.32	26.94	0.32	9.94	0	0.02	0	0.02
16	0.38	0	9.24	58.67	26.36	0.15	6.05	0.03	0.07	0.05	0.22
17	0.23	0.77	15.10	39.65	33.76	0.43	8.40	0.01	0.10	0	0.08
18	0.20	0.27	12.69	55.51	20.49	0.24	12.07	0	0.01	0.10	0.31
19	0.45	0.01	7.56	56.33	25.72	0.43	8.51	0.12	0	0.10	0.24
20	0.36	0.46	9.42	39.26	42.55	0.24	7.61	0.05	0.08	0.10	0.39
21	1.39	0.08	6.35	50.26	36.48	1.40	4.23	0	0.33	0.01	0
22	0.33	0.10	18.02	48.59	20.64	0	11.65	0.03	0.12	0.15	0.07
23	0.20	0.25	13.61	47.52	27.00	0.17	10.14	0.11	0	0.14	0.19
24	0.40	0.62	9.17	40.76	39.17	0.44	7.87	0.07	0.22	0.01	0.02
25	0.27	0.07	25.31	41.12	21.05	0.45	12.54	0.08	0	0	0.34
26	0.34	0.41	9.29	52.49	26.06	0.27	9.46	0.03	0.01	0	0.23
27	0.32	0.29	10.52	55.07	21.29	0.17	10.91	0.13	0.15	0	0.10
28	0.15	0	19.56	50.71	16.34	0.18	13.45	0.09	0.21	0.12	0.08
29	0.19	0.38	20.06	44.08	24.07	0.23	12.15	0	0	0	0.17
30	0.30	0.68	8.19	43.40	35.75	0.35	9.20	0.09	0.33	0.22	0
31	0.32	0.65	9.85	36.46	42.76	0.48	8.26	0.01	0.22	0.09	0.21
32	0.44	0.10	12.64	56.31	18.54	0.19	11.13	0	0.04	0	0.43

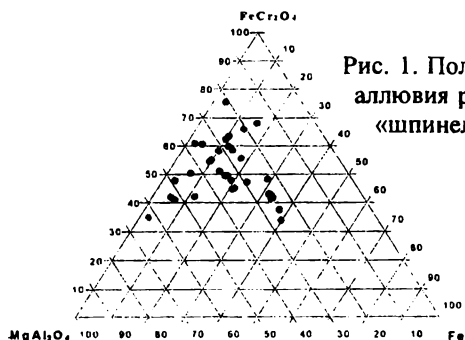


Рис. 1. Положение анализов хромшпинелидов аллювия р.Кужвы на треугольной диаграмме «шпинель – хромит – магнетит»

Рис. 2. Положение анализов хромшпинелидов на треугольной диаграмме «шпинель – хромит – пикрохромит»

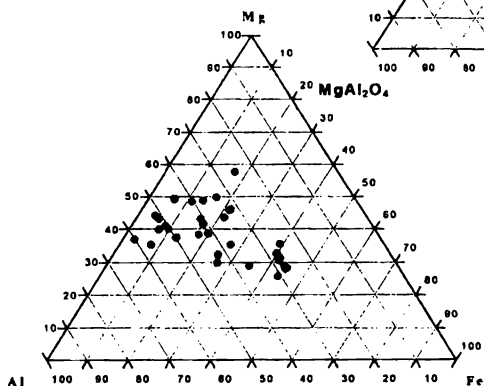
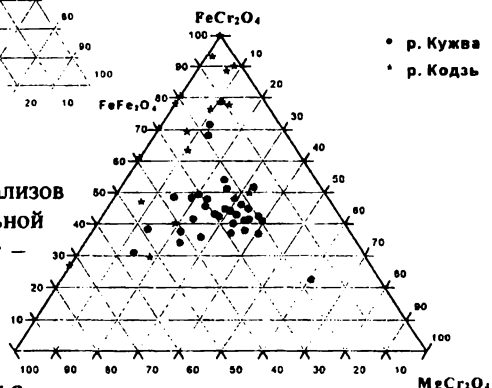


Рис. 3. Положение анализов хромшпинелидов на треугольной диаграмме Al – Mg – Fe³⁺

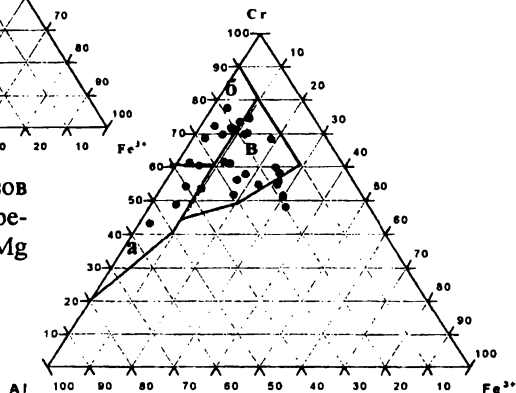


Рис. 4. Треугольная диаграмма Al – Cr – Fe³⁺ с полями хромшпинелидов: а – из гарцбургитов, б – дунит-гарцбургитов, в – метаморфизованных руд офиолитов Урала

Таблица 2
Соотношение минералов в хромшпинелидах аллювия рек Кужва; Кодзь

Номер анализа	Fe_2TiO_4	MnCr_2O_4	ZnAl_2O_4	MgAl_2O_4	MgCr_2O_4	FeCr_2O_4	FeFe_2O_4
1	0.4	0.9	0.5	40.1	22.0	32.2	3.9
2	0.7	1.1	0.4	19.7	21.5	48.7	7.9
3	1.3	1.2	0.5	18.5	22.9	28.0	27.6
4	0.5	1.2	0.2	20.4	23.5	46.7	7.5
5	-	-	0.6	53.6	13.2	30.4	2.2
6	0.6	1.9	0.3	16.7	34.1	35.2	11.2
7	1.7	1.9	-	23.4	15.6	38.4	19.0
8	0.6	1.3	-	17.7	34.3	38.5	7.6
9	0.5	1.2	1.2	27.5	22.0	46.0	1.6
10	1.5	1.2	0.4	16.6	24.3	35.2	20.8
11	1.4	1.6	0.8	17.3	25.7	30.3	22.9
12	1.8	1.4	1.2	23.8	23.3	34.8	13.7
13	0.7	-	-	15.0	54.4	20.4	9.5
14	0.1	0.5	-	27.7	16.2	41.5	14.0
15	0.6	0.9	-	26.9	20.7	40.1	10.8
16	-	0.4	0.6	17.8	12.7	65.4	3.1
17	2.0	1.2	0.2	29.0	11.4	38.6	17.6
18	0.6	0.6	0.7	22.9	34.0	35.1	6.1
19	-	1.3	0.6	14.3	28.5	46.1	9.2
20	1.2	0.6	1.0	18.8	20.7	32.1	25.6
21	0.3	4.4	-	13.7	9.5	58.6	13.5
22	0.2	-	0.2	33.5	21.5	39.6	5.0
23	0.6	0.5	0.5	25.5	23.4	37.4	12.1
24	1.6	1.3	0.1	18.7	22.1	32.5	23.7
25	0.2	1.2	0.8	44.4	12.3	35.4	5.7
26	1.0	0.8	0.6	18.5	30.2	39.7	9.2
27	0.7	0.5	0.1	20.5	33.4	38.3	6.5
28	-	0.5	0.2	35.4	26.5	34.9	2.5
29	0.9	0.6	0.4	36.1	19.5	33.4	9.1
30	1.7	1.0	-	16.8	30.5	27.9	22.1
31	1.7	1.4	0.5	19.3	22.8	25.2	29.1
32	0.3	0.5	1.0	23.3	30.8	41.2	2.9

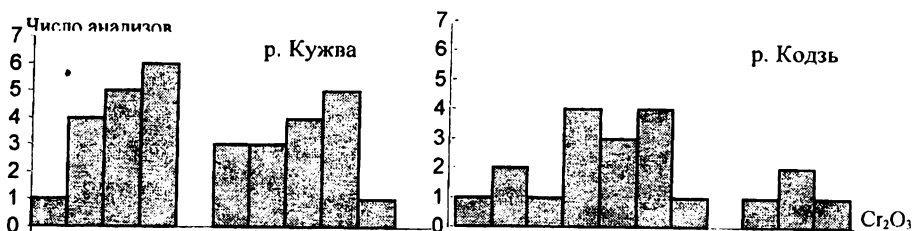


Рис. 5. Гистограммы распределения содержания Cr_2O_3 в хромшпинелидах аллювия рек бассейна верхней Камы

Хромшпинелиды характеризуются разнообразным химическим составом (табл. 1). Можно выделить следующие разности (по Н.В. Павлову): субалюмоферрихромит, хромит, ферриалюмохромит, хромпикотит, субферриалюмохромит, субферрихромит, пикотит. Из элементов-примесей установлены Ni, Co и Si. С учетом соотношения минералов наиболее распространенными в составе хромшпинелидов являются хромит (FeCr_2O_4), шпинель (MgAl_2O_4), пикрохромит (MgCr_2O_4) и магнетит (FeFe_2O_4). Подчиненное значение имеют манганохромит (MnCr_2O_4), ульвошпинель (FeFeTiO_4) и ганит (ZnAl_2O_4). Соотношение этих минералов, приведенное к 100%, указано в табл. 2. В 74% зерен преобладает хромитовый компонент, 16 – шпинелевый, 7 – пикрохромитовый и в 3% – магнетитовый.

На диаграмме «шпинель – хромит – магнетит» (рис. 1) видно высокое содержание магнетитового минерала в хромшпинелидах аллювия р. Кужвы. Еще более заметна роль пикрохромита, что отличает их от таковых аллювия р. Кодзи (рис. 2).

Степень измененности хромшпинелидов определяется отношением $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$. Среднее значение этого показателя для хромшпинелидов аллювия р. Кужвы составляет 0,32 (с максимальным 0,54). Для сравнения, аналогичное среднее значение для хромшпинелидов р. Кодзи – 0,25 (с максимальным 0,45). Измененные разности выделяются на диаграмме Al – Mg – Fe^{3+} (рис. 3), занимая центральную часть.

Хромшпинелиды аллювия р.Кужвы имеют разные источники (рис. 4) – гарцбургиты, дунит-гарцбургиты (неизмененные зерна) и метаморфизованные руды офиолитовых комплексов Урала (измененные разности). В первом приближении можно выделить два субраспределения содержания Cr_2O_3 в хромшпинелидах аллювия рек Кодзи и Кужвы (рис. 5): высоко- и среднехромистые. Мода первого из них находится в интервале 55–60%, второго – около 45%. В аллювии р. Кужвы высокохромистая группа зерен составляет половину общего числа в отличие от аллювия р. Кодзи, где таковых всего 20%. Причиной данного расхождения может быть различие первоисточников хромшпинелидов. Некоторое влияние оказывает методика отбора: из тяжелой фракции аллювия р. Кодзи отбирались более мелкие зерна.

Среди исследованных зерен хромшпинелидов аллювия Кодзи и Кужвы не обнаружено высокохромистых разностей ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62\%$) алмазной ассоциации. Учитывая сравнительно небольшое число анализов, вывод не является окончательным. В одном из зерен аллювия р. Кодзи содержание Cr_2O_3 превышает 60%, а в зерне из аллювия р. Кужвы доля пикрохромитового минерала составляет более 54%. Возможно, при соответствующей отбраковке зерен, направляемых на анализ, вероятность нахождения указанных индивидов возрастет.

АПООРГАНИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АГРЕГАТЫ ИЗ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Фитоморфозы кальцита, сидерита, волконскоита, фосфорита, пирита и барита по древесным остаткам и мелкому растительному детриту в верхнепермских и мезозойских породах Верхнекамской впадины известны давно и характерны для данного региона. Необычный случай минерального замещения зафиксирован в линзе гравия среди глинистых отложений нижнего триаса в верховье р. Косы при выполнении поисковых работ на золото под руководством В.А. Наумова. Уплотненный обломок (4 х 3 х 0,5 см) в полевых условиях по темно-зеленой окраске, малой твердости был предварительно диагностирован как волконскоит. Дальнейшее изучение проводилось в ИГ КНЦ УрО РАН. Аналитические работы выполнялись на электронном микроскопе JSM 6400 В.Н. Филипповым, помощь в исследовании оказывал В.И. Силаев, за что авторы приносят им свою благодарность.

Оказалось, что образец представляет собой карбонатную матрицу, содержащую дисперсные включения оксидов цинка, свинца, а также фосфат-хромат свинца. Основная масса агрегатного строения сложена субиндивидами кольцевой формы (рис. 1) диаметром 5–7 нм. В строении отдельных колец проглядывают членики и осевой канал, что может указывать на сходство с доядерными организмами из царства цианобионтов. Химический состав матрицы отвечает карбонату кальция, с существенной примесью цинка (таблица). Он может быть пересчитан как на тригональный цинкокальцит $\text{Ca}_{0,89-0,95}\text{Zn}_{0,11-0,05}\text{CO}_3$, являющийся промежуточным членом изоморфного ряда $\text{CaCO}_3 - \text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$ (минрекордит), так и, судя по дефициту суммы, на триклинный (?) кристаллогидрат $\text{Ca}_{0,89-0,95}\text{Zn}_{0,11-0,05}\text{CO}_3 \times 2,23-2,27\text{H}_2\text{O}$.

Хромато-фосфат свинца по составу отвечает воколенину, открытому на Березовском месторождении. В отличие от последнего характеризуется более стехиометричным составом (рис. 2). Оксиды свинца и цинка соответствуют цинкиту и глету (литаргиту). Первый практически не содержит посторонних примесей, а для второго отмечено обогащение цинком и медью (таблица).

Присутствие фосфора и строение карбонатной матрицы подчеркивают исходную биоморфную природу агрегата, унаследованную от колонии прокариотов. Нахождение в гравийной линзе среди континентальных отложений позволяет предполагать, что данная колония обитала в русле малого водотока. Обогащение органической матрицы свинцом, цинком, медью и хромом могло происходить после ее отмирания при взаимодействии с поверхностными водами. При этом тяжелые металлы сорбировались из растворов, где

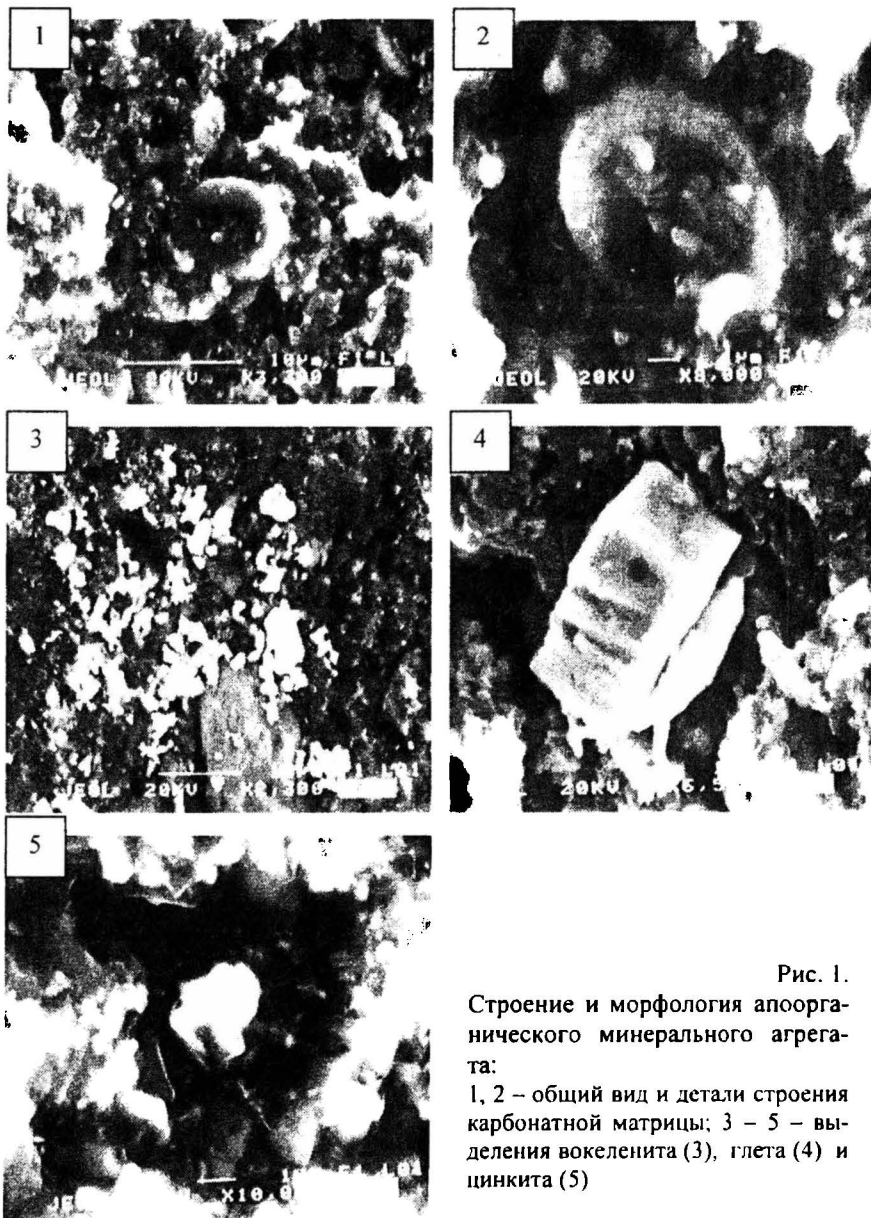


Рис. 1.
Строение и морфология апоорганического минерального агрегата:
1, 2 – общий вид и детали строения карбонатной матрицы; 3 – 5 – выделения вокеленита (3), глета (4) и цинкита (5)

Состав апоорганических минералов, мас. %

	Цинкокальцит				Вокеленит		
PbO	0,72	0			66,86	68,21	67,64
ZnO	6,13	3,08			7,54	6,72	5,81
CuO	-	-			9,49	8,5	9,82
Cr ₂ O ₃	-	-			8,66	8,83	9,4
P ₂ O ₅	-	-			7,48	7,74	7,35
CaO	35,58	37,22			-	-	-
CO ₃ (выч)	31,38	30,87			-	-	-
Сумма	73,81	71,17			100,03	100	100,02

	Цинкит				Глёт				
ZnO	99,57	99,96	97,87	98,91	7,4	13,8	12,1	8,08	8,69
PbO	0	0	1,01	0	92,5	86,04	75,85	81,61	77,64
CuO	0	0	0	0	0	0	9,74	10,62	11,46
FeO	0,42	0	0,62	0,99	0	0	2,91	0	1,87
Сумма	99,99	99,96	99,5	99,9	99,9	99,84	100,6	100,31	99,66

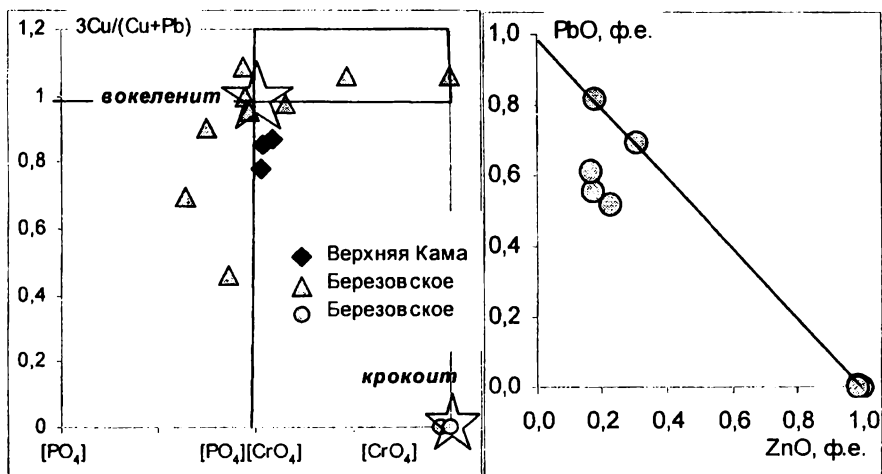


Рис. 2. Соотношение компонентов в хромото-фосфате и оксидах свинца и цинка. Звездочками показаны теоретические составы минералов

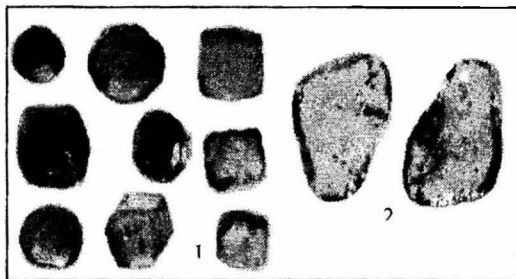
находились в виде подвижных соединений. Образование хромотов отражает жаркий континентальный климат, существовавший в триасе, что согласуется с общегеологическими данными.

ГРАНАТЫ АЛЛЮВИЯ р. ВЕСЛЯНЫ

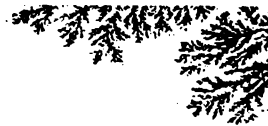
Материалом для исследований послужили гранаты современного аллювия р. Весляны, опробованного в районе пос. Керосс. Проба объемом 15 л отобрана из грубообломочного аллювия бечевниковой субфации, просеяна на ручном грохоте (диаметр ячеек 4 мм). Мелкообломочный материал обогащен на винтовом шлюзе с получением концентрата, который в лабораторных условиях разделен на легкую и тяжелую фракции. Из тяжелой фракции отобрана представительная группа зерен гранатов в количестве нескольких сотен индивидов. Минеральный состав тяжелой фракции аллювия р. Весляны представлен ассоциацией с преобладанием ильменита, гранатов, ставролита, дистена, группы эпидота, хромшпинелидов, гидрогетита, магнетита, гематита и др. Доля гранатов составляет около 25% массы тяжелой фракции.

По окраске среди гранатов выделяются (%): красновато-малиновые – 2; красные – 10; розовато-красные 24; светло-розовые 31; желтовато-розовые – 20; сиренево-розовые – 5; светло-сиреневые – 7; желтые – 1. Есть бесцветные, темно-розовые, розовые, желтовато-красные, светло-красные, темно-красные, буровато-красные и малиновые гранаты (доли процента).

По степени окатанности преобладают неокатанные и среднеокатанные зерна гранатов. Средний балл окатанности (по 5-балльной шкале) 2,29. Довольно часто встречаются индивиды, сохранившие кристаллографическую огранку – кубоиды, ромбодекаэдры, тетрагон-триоктаэдры и кубооктаэдры (рисунок). По методике Б.М. Осовецкого* определена скорость падения зерен гранатов в бромформе. Рассчитанные значения нормированной скорости падения (отношение значений скорости падения к среднему размеру зерна) находились в пределах 43,2–72,8 с⁻¹. Первое из этих значений весьма близко к пределу, установленному для пиропов [1]. Значения, превышающие 45 с⁻¹, характерны для алмандинов. Просмотрена вся тяжелая фракция концентрата. В результате найдено одно зерно *пироба* светло-фиолетового цвета хорошо окатанное, с мелкочапчатой поверхностью и небольшими сколами размером 0,55х0,40х0,15 мм.



Гранаты из аллювия р. Весляны:
1 – формы кристаллов; 2 – зерно пироба



ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ

А.В. Маслов*, В.Г. Оловянишников**

* Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

** Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (по геохимическим данным)

Одну из задач исследований по гранту РФФИ «Палеогеография и основные этапы развития вендского седиментационного бассейна области сочленения Русской платформы и Урала» составляет изучение комплексом петрографических, петро- и геохимических методов вещественного состава обломочных пород и реконструкция на этой основе палеоклиматических и палеогеодинамических обстановок, состава и особенностей эволюции областей размыва. Для ее решения нами подбирается аналитический материал по составу глинистых сланцев из различных литостратиграфических подразделений верхнего венда Онежского полуострова, восточных районов Мезенской синеклизы, Вычегодского прогиба, а также западного склона Среднего и Южного Урала и Волго-Уральской области. Осадочные последовательности верхнего венда названных регионов формировались за счет размыва кристаллических пород Балтийского щита и Волго-Камского массива, а также «рециклированных орогенов» Тимана и Урала. Это дает уникальную возможность сопоставить данные о составе и эволюции источников сноса, полученные традиционными петрографическими и современными лито- и геохимическими методами.

В Мезенской синеклизе верхневендские отложения подразделяются на (снизу вверх): усть-пинезскую, любимскую и решминскую свиты [1, 4]. *Усть-пинезская свита* залегает трансгрессивно и несогласно на подстилающих отложениях рифея, а также на породах кристаллического фундамента [4]. Преобладающую роль в ее составе играют темно- и зеленоватосерые, а также шоколадно-коричневые аргиллиты с маломощными пачками

и прослоями алевролитов и песчаников. В разрезах свиты установлено присутствие вулканокласто-осадочных горизонтов, сформированных за счет поступления материала со стороны Урала и Тимана. В Притиманье мощность отложений усть-пинезжской свиты достигает 300–400 м; здесь преобладают глинистые алевролиты. Мощность *мезенской свиты* варьирует от 150–200 до почти 900 м [6]. В нижней части она представлена пакетами и пачками переслаивания темно-серых и темно-бурых линзовидно- и горизонтально-слоистых аргиллитов и алевролитов, а в верхней части в ее составе наблюдаются зеленовато-серые горизонтально- и косослоистые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. Отложения мезенской свиты вскрыты скважинами 1 Серегово и 1 Сторожевская и в Вычегодском прогибе. Здесь она представлена зеленовато-серыми и коричневатобурыми полевошпато-кварцевыми алевролитами и песчаниками, а также аргиллитами. В породах наблюдаются горизонтальная, волнистая, косая и линзовидная слоистость, трещины синерезиса, знаки ряби, текстуры течений, а также отпечатки медузоидов [2, 6]. Указанные образования накапливались в мелководно- и прибрежно-морских условиях, часто при чередовании субаквальных и субаэральных обстановок. Основным источником сноса обломочного материала являлись рифейские отложения Тиманской гряды [2]. Мезенская свита в Вычегодском прогибе перекрыта отложениями *падунской свиты*. Последняя объединяет пестроцветные полевошпато-кварцевые алевролиты, песчаники и аргиллиты. Тектурные особенности и состав верхневендских отложений Мезенской синеклизы и Вычегодского прогиба (трещины усыхания, знаки ряби, присутствие в породах рассеянного галита, самородной серы и прослоев гилса, красно- и пестроцветная окраска пород) позволяют рассматривать их в качестве эвапоритовой формации.

В юго-восточном Беломорье в береговых обрывах моря и по долинам рек вскрыты отложения усть-пинезжской и любимской (мезенской) свит [4]. В последние годы предложена новая схема стратиграфии этих отложений [5]. В ней усть-пинезжская свита расчленяется на лямницкую, верховскую и зимнегорскую свиты, а вместо мезенской свиты выделена в том же объеме ергинская. Цирконы из прослоя пеплов, залегающего у основания зимнегорской свиты, имеют возраст $555,3 \pm 0,3$ млн лет (U-Pb метод) [10]. *Лямницкая свита* объединяет алевролиты и глины, находящиеся в тонком ритмичном переслаивании и серые песчаники, слагающие достаточно мощные проградационные клинья. *Верховская свита* сложена в нижней части чередующимися пятнистыми тонкослоистыми глинами и пакетами переслаивания алевролитов и зеленовато-серых глин, а в верхней – тонкослоистыми светло-серыми с фиолетовым оттенком алевролитами и зеленовато-серыми песчаниками с различными типами косой слоистости и разнообразными эрозионными текстурами. *Зимнегорская свита* представлена преимущественно тонкослоистыми серыми с фиолетовым оттенком алевролитами, среди которых присутствуют маломощные линзовидные прослои песчаников с косоволнистой слоистостью. По латерали зимнегорская свита испытывает заметные фациальные изменения; ее границами являются поверхности размыва, а

отложения свиты рассматриваются [5] как совокупность осадков эстуария и приустьевой отмели, выполняющих подводную долину. *Ергинская свита* сложена лагетами переслаивания пестроцветных песчаников, алевролитов и глин, которые объединяются в три прогрессивно построенных мезоциклита.

Высокое стояние в раннем венде Восточно-Европейской платформы обусловило преимущественный снос обломочного материала с выступов кристаллического фундамента в окружающие их прогибы. В позднем венде значительная часть территории платформы подверглась слабым нисходящим движениям, что обусловило появление обширных внутриплатформенных и краевых синеклиз и впадин. В это время основными источниками кластики стали окружающие платформу орогены и в нечетко выраженных Притиманском и Приуральском краевых прогибах так же, как и в Придобруджанском, формировались молассовые и молассоидные комплексы [4].

По данным Д.В. Гражданкина [5], верхневендские отложения юго-восточного Беломорья представляют собой регрессивную последовательность преимущественно прибрежно-морских отложений, сформированных в условиях постепенной проградации дельтовой распределительной системы с северо-востока, со стороны Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса [4]. Вдоль склонов Балтийского и Волго-Камского кристаллических массивов накапливались пролювиально-аллювиальные галечники, пески и гравий. По направлению к Тиману они сменялись озерно-лагунными и прибрежно-морскими образованиями, часть из которых формировалась в застойных обстановках. Основными источниками алюмосиликокластики в это время являлись Балтийский щит и Волго-Камский выступ фундамента, а также ряд небольших относительно приподнятых областей, на которых существовали коры выветривания латеритного типа. В усть-пинезжское время на территории Притиманья устанавливается мелководно-морской режим. Периодически в западинах дна возникали застойные условия, что способствовало формированию в ряде иловых впадин «доманиковых фаций». Источниками сноса в это время продолжали являться Балтийский щит и Волго-Камский выступ фундамента, однако, примерно с середины усть-пинезжского времени в периферические районы платформы со стороны Тимана, Северного и Среднего Урала начинают поступать аллохтонный полимиктовый песчано-алевритовый материал, а также вулканокластика. В любимское время на рассматриваемой нами территории установился мелководно-морской режим. Бассейн этого времени отличался, по-видимому, меньшими глубинами и более активным гидродинамическим режимом. Источниками алюмосиликокластики в это время примерно в равном соотношении являлись выступы фундамента (Балтийский щит и Волго-Камский массив), а также воздымавшиеся по периферии Восточно-Европейской платформы орогены. С середины любимского времени начинается регрессия бассейна, продолжившаяся и в решминское время. В связи с этим в Предуральском и Предтиманском краевых прогибах накапливались преимущественно континентальные полимиктовые отложения. Климат решминского времени считается жарким, с чередованием

влажных и сухих сезонов, на что указывают находки галита, гипса, барита и ряд других особенностей отложений [4].

Выполненный нами ранее анализ индикаторов редокс-обстановок показал, что наиболее достоверная информация об окислительно-восстановительных обстановках в бассейнах седиментации может быть получена при использовании отношений Mo/Mn , $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$, Ni/Co , Mn и V/Cr . Однако взятый сам по себе ни один из указанных индексов, за исключением Mo/Mn , не является достоверным показателем окислительно-восстановительных обстановок в придонном слое бассейнов седиментации. В аргиллитах мезенской, зимнегорской и ергинской свит величина отношения Mo/Mn варьирует от 0,0002 (ергинская свита) до 0,0019 (зимнегорская свита), что однозначно указывает на доминирование в бассейнах окислительных обстановок в придонных слоях воды. Ni/Co отношение также не превышает порогового значения 5,0 ед., разделяющего отложения, сформированные в окислительных и дисокисных обстановках [9]. Значение индекса $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$ в аргиллитах мезенской, зимнегорской и ергинской свит весьма стабильно и составляет 0,68-0,71 ед., что указывает по данным [8 и др.] на накопление исходных осадков в умеренно бескислородных условиях.

В качестве показателя климатических обстановок использовано отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ [3]. В аргиллитах зимнегорской свиты Онежского полуострова величина отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ составляет 3,91, указывая тем самым на гумидные климатические обстановки накопления тонкой алюмосиликокластики в данное время. Несколько меньше этот параметр в аргиллитах мезенской свиты Вычегодского прогиба (3,17-3,30), однако и в данном случае тонкозернистые терригенные породы, скорее всего, накапливались в гумидных обстановках. В то же время в аргиллитах ергинского уровня венда Онежского полуострова, сопоставляемого с мезенским уровнем Вычегодского прогиба, величина отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ составляет всего 2,49 ед., что типично для отложений аридных климатических обстановок.

Анализ изменения значений индекса CIA, рассчитанного нами по данным А.В. Сочавы и др. [7] о химическом составе аргиллитов плетневской, усть-пинезской, любимской, лежской и галичской свит центральной части Московской синеклизы, показывает его уменьшение от начала позднего венда к концу с 76 до менее 66 ед., что, возможно, указывает на постепенную смену на палеоводосборах гумидных обстановок все более аридными, обусловившими постепенное снижение в течение позднего венда степени зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в область седиментации.

Сумма РЗЭ в аргиллитах нижней части мезенской свиты составляет около 170 г/т, в ее верхних горизонтах достигает 190 г/т; аргиллиты зимнегорской свиты содержат несколько более высокую сумму РЗЭ – 210 г/т. Все указанные значения типичны для тонкозернистой алюмосиликокластики, сформированной за счет разрушения пород преимущественно кислого состава. Аргиллиты ергинской свиты имеют сумму РЗЭ примерно в 2,5 раза

меньшую, что указывает либо на их формирование за счет размыва пород преимущественно основного состава, либо, что, по всей видимости, более верно, если учесть достаточно высокие значения в них отношения La_N/Yb_N , на заметное разбавление глинистого материала алевритовой алюмосиликокластикой.

Величина отношения $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ в аргиллитах мезенской и зимнегорской свит достаточно близка и варьирует от 8,09 до 9,69 ед., что, как известно, предполагает формирование исходных осадков за счет эрозии на палеоводосборах преимущественно пород кислого состава. Этот же параметр в аргиллитах ергинского уровня составляет всего 3,16 ед., что, возможно, указывает на существенное участие в их составе материала основных и ультраосновных пород источников сноса [11]; в то же время отношение Gd_N/Yb_N в аргиллитах ергинской свиты несколько выше (1,68 против $< 1,5$ ед.) тех значений, что типичны для основных и средних вулканитов.

Для спектров РЗЭ аргиллитов зимнегорской свиты Зимнего берега Белого моря характерны высокое значение отношения La_N/Yb_N и относительно небольшое значение отношения Gd_N/Yb_N . Напротив, аргиллиты ергинского уровня имеют менее высокое значение отношения La_N/Yb_N и повышенное, по сравнению с зимнегорским уровнем, значение отношения Gd_N/Yb_N . Показателен также менее крутой наклон правой ветви спектра в аргиллитах ергинской свиты, что выражается в более низком значении отношения La_N/Sm_N , чем то, которое типично для аргиллитов зимнегорского уровня (4,18 против 6,54 ед.).

Что касается мезенской свиты, то при сравнении спектров РЗЭ аргиллитов нижней и верхней ее частей можно видеть увеличение значения отношений La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N вверх по разрезу и параллельно некоторое уменьшение параметра La_N/Sm_N . Возможно, это указывает на преимущественный размыв гранитоидов и пород т.н. рециклированных орогенов, что следует и из сопоставимых или более высоких концентраций тяжелых РЗЭ, чем это типично для PAAS.

Наблюдается хорошо выраженная тенденция к росту отношений La/Sc , La/Co , Th/Co , Th/Sc и La/Ni в аргиллитах зимнегорского и ергинского уровней, что позволяет предполагать некоторый рост доли пород кислого состава в областях сноса. Вариации этих же отношений в аргиллитах нижней и верхней частях мезенской свиты выражены менее резко; только La/Sc и La/Co имеют ясно выраженную тенденцию к росту вверх по разрезу.

На диаграмме $Eu/Eu^* - Gd_N/Yb_N$ точки составов аргиллитов верхнего венда локализованы преимущественно в области перекрытия полей постархейских кратонных осадков и отложений активных в тектоническом отношении областей. На диаграмме $(La/Yb)_N - Yb_N$ фигуративные точки аргиллитов сконцентрированы в поле составов постархейских гранитоидов, более обогащенных тяжелыми РЗЭ по сравнению с кислыми магматическими породами архея. На диаграмме $Th/Sc - Sc$ фигуративные точки составов аргиллитов венда юго-восточного Беломорья и Мезенской впадины локализованы достаточно компактно и по своему составу весьма близки к NASC и PAAS, т.е.

соответствуют стандартным составам постархейских глинистых сланцев. Показательно и то, что точки аргиллитов всех трех рассматриваемых в настоящей статье литостратиграфических подразделений верхнего венда существенно отличаются как по содержанию Sc, так и по величине отношения Th/Sc от средних составов архейских гранитоидов и пород тоналит-трондьемит-гранитной ассоциации, что позволяет предполагать относительно небольшую роль последних в формировании терригенных последовательностей венда юго-восточного Беломорья и Вычегодского прогиба и подтверждает выводы, полученные при анализе седиментологических материалов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121).

Библиографический список

1. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. СПб.: ИГД РАН, 1998. 106 с.
2. Бабушкин Т.А. Литология и условия осадконакопления верхнедокембрийских отложений Вычегодского прогиба // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 10-й науч. конф. ИГ КомиНЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 15 – 18.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
4. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов и М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 236 с.
5. Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в юго-восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. (В печати).
6. Оловяnnишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.
7. Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2. С. 71 – 89.
8. Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chem. Geol. 1992. Vol. 99. P. 65 – 82.
9. Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // I bid. 1994. Vol. 111. P. 111 – 129.
10. Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // Science. 2000. Vol. 288. P. 841 – 845.
11. Yang H., Kyser K., Ansdell K. Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // Prec. Res. 1998. Vol. 92. P. 37 – 64.

РИФЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО УРАЛА

Осадочные толщи на Западном Урале подразделены на ряд формаций, циклически повторяющийся в нижнем, среднем и верхнем рифее. Направленность рифейских формаций заключается в смене фалаховых формаций аспидными и карбостромовыми [6]. Особенно четко эта тенденция проявляется в отложениях каратауской серии верхнего рифея. Ряд исследователей [11, 15] вулканиты и грубообломочные породы в основании циклов, в частности бурзянского (навышенский комплекс) и юрматинского (машакская свита), выделяют в молассоидные формации, отвечающие времени заложения грабенов (или рифтов), однако распространение вулканитов не повсеместно и представляет, очевидно, частные случаи. Выделение самостоятельных молассоидных формаций в основании рифейских циклов вряд ли необходимо, так как фалаховые формации представляют своеобразные континентальные молассы, которые в отличие от типичных моласс питаются за счет разрушения «плечей» грабена или рифта, а не воздымающихся соседних кордильер. Приуроченность фалаховой формации к началу рифейских циклов связывается с дифференциальными движениями блоков внутри платформенных массивов, обновлением и омоложением поднятий как в центре, так и по периферии платформы.

Фалаховые формации представлены аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками, кварцитопесчаниками с подчиненными прослоями конгломератов и сланцев и локально развитыми вулканитами, сформированными в континентальных и прибрежно-морских условиях. Они отвечают базальной континентальной сероцветной и красноцветной, в зависимости от климатических условий, формации авлакогенов и грабенов платформ. Аналогичная аркозовая конгломерато-песчано-сланцевая формация выделена в основании осадочного чехла криптозойских отложений Сибирской платформы, где она залегает на фундаменте или коре выветривания [9]. Главная петрографическая особенность фалаховой формации – в аркозовом составе материала, образовавшегося в результате разрушения кристаллических пород фундамента платформ, который постепенно "созревает" вверх по разрезу, замещаясь олигомиктовым или существенно кварцевым, нередко с глауконитом. С учетом этой особенности и постоянной приуроченности к основанию циклов (они описаны [8] как базальные аркозовые), в статье мы оставляем приоритет за первоначальным названием. В составе рифейских отложений Западного Урала фалаховые формации выделяются в основании бурзянского, юрматинского, каратавского и кудашского циклов.

Фалаховые формации

Нижнерифейская фалаховая формация отвечает отложениям айской свиты, за исключением ее верхнего существенно сланцевого сунгурского горизонта. М.И. Гарань айскую свиту подразделил на три толщи (снизу–вверх): навышенскую (150–300 м), липовскую (300–350 м) и кисеганскую (850–900 м). В кисеганской толще выделяются два горизонта: нижний – чудинский (650–700 м) и верхний сунгурский (около 200 м). Суммарная мощность фалаховой формации составляет, таким образом, около 1300 м. Особенностью ее является присутствие, наряду с аркозами и реже сланцами, значительной доли конгломератов и вулканогенных пород. Последние, известны в литературе как навышенский комплекс. Он сложен переслаиванием конгло-брекчий, конгломератов и песчаников с покровами вулканогенных пород. Конгломераты описаны также в составе липовской толщи и в чудинском горизонте. Обломочный материал представлен гранитами, кварцитами, гнейсами, джеспилитами, роговиками, по которым четко устанавливается платформенная область сноса.

Навышенский комплекс эффузивов располагается по периферии Тараташской глыбы и нигде более на Урале неизвестен. Породы комплекса отличаются высоким содержанием двуоксида титана, интенсивным окислением железа, калиевой щелочностью, высоким, против кларка, содержанием циркония и ниобия. Н.А. Румянцева [14] относит данные вулканы к трахибазальтовой формации континентов по классификации Ю.А. Кузнецова, отмечая, что высокое содержание титана и калиевый тип щелочности сближает их с образованиями современных рифтовых зон типа восточно-африканских.

Формирование нижнерифейской фалаховой формации происходило преимущественно в континентальных условиях. Она хорошо сопоставляется по положению в основании нижнерифейских циклов и по составу с платформенными красноцветными песчано-гравелитовыми формациями тюрюшевской, боровской, татищевской, монинской, ненокской, оршанской свит [10]. Значительно меньшая мощность отложений, связанная в ряде районов с последующими размывами, отсутствие вулканизма и мелкая гранулометрия указывают на относительно меньшую мобильность земной коры в центральных впадинах, авлакогенах и грабенах в сравнении с ее юго-восточным обрамлением.

Южноуральский бассейн в раннем рифее, очевидно, переходил в Осинско-Калтасинскую впадину, Белебеевский грабен и Серноводско-Абдуллинский прогиб. Он располагался в субширотном направлении почти перпендикулярно к Уральской структуре, что косвенно указывает на более позднее время заложения самой Уральской структуры. Подобный бассейн, возможно, находился и на Полярном Урале, если правильно сопоставление маньхобеинской свиты с айским уровнем.

Среднерифейская фалаховая формация наиболее полно представлена зигальгинской свитой, распространенной в центральной и восточной подзонах западного склона Южного Урала. Базальный горизонт свиты состоит из конгломератов с гальками кварцитов, аркозовых песчаников, гнейсов, слан-

цев. Песчаники существенно кварцевые с комплексом устойчивых к выветриванию тяжелых минералов. Мощность свиты от 800 до 1500 м. Литологические особенности указывают на мелководные условия формирования. На Северном Урале аналоги среднерифейской фалаховой формации выделяются в составе нижней части расынской свиты [2], где они так же представлены кварцитами, как и ошизская толща в разрезах Приполярного Урала [4]. Таким образом, на Урале в среднем рифее намечается линейное распространение фалаховой формации – от Южного до Приполярного Урала.

Верхнерифейская фалаховая формация на Западном Урале имеет широкое распространение. Она соответствует зильмердакской свите на Южном Урале, рассольнинской свите на Полюдовом Кряже, синегорской на Среднем Урале, части ишеримской свиты на Северном Урале, а также мазарлинской и арвякской свитам в восточной фации на Южном Урале.

В том и другом районах это аркозовые и субаркозовые песчаники, кварцитопесчаники и конгломераты, как правило, красноцветные в западных фациях и сероцветные в восточных, с плохой сортировкой обломочного материала. Кроме полевых шпатов, в породах обычны обломки кислых эффузивов и микропегматитов, широко развит регенерационный кварцевый и пленочный железистый цемент. Вверх по разрезам породы светлеют и постепенно переходят в кварцевые и глауконито-кварцевые песчаники и кварцитопесчаники. Прослои сланцев имеют резко подчиненное значение.

Анализ литологических особенностей [3, 8, 16] позволяет сделать вывод о накоплении континентальных осадков и прибрежно-морских условиях. Мощность их варьирует от 600 м в восточных, до 1500 м в западных разрезах. Питание обломочным материалом осуществлялось за счет размыва пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Аналогичный состав имеют цининская (275 м) в Пачелмском прогибе, кудиновская (300 м), костромская (около 600 м) свиты верхнего рифея в Московской синеклизе, где они так же, как и на Урале, залегают в основании верхнерифейских циклов.

По вещественному составу и интенсивности вторичных преобразований для фалаховых формаций верхнего рифея намечается две фациальные зоны: западная, объединяющая Полюдов Кряж, западное крыло Башкирского антиклинория, а также прогибы, впадины и авлакогены платформы, и восточная, собственно уральская зона, приуроченная в современном срезе к Центрально-Уральскому поднятию.

Разрезы восточной зоны характеризуются преобразованием пород до стадии метагенеза – раннего метаморфизма и присутствием прослоев измененных основных эффузивов наряду с кварцитами, кварцитопесчаниками и филлитами. Они могут быть объединены в зеленоцветную (по преобладающей окраске) субформацию фалаховой формации, для которой характерно упрощение состава до существенно кварцевого, сокращение мощности и уменьшение гранулометрии пород, наличие довольно выдержанных по простиранию прослоев вулканитов. Кстати, мощность отложений фалаховой формации меняется от 1200 м в западных до 700 м в восточных разрезах.

В западных разрезах преобладает красноцветная окраска пород, большое количество аркозового материала, широкое распространение грубообломочных разностей, локальное развитие вулканитов, обычно с щелочным уклоном. Все породы изменены до стадии позднего катагенеза. При этом следует заметить, что отложения так называемой красноцветной субформации залегают на коре интрукратонного [5] подтипа, служившей «стопором» для стрессового давления, как показано ранее [7], а отложения зеленоцветной субформации, сформированные на рифтогенном подтипе коры, подвергаются гораздо более интенсивным изменениям независимо от возраста пород.

В отложениях обеих субформаций присутствуют титано-циркониевые прослои, образовавшиеся в условиях прибрежно-морской пляжной обстановки. В некоторых районах, например, на Южном и Северном Урале, они представляют поисковый интерес [16].

Аспидные или переходные сланцевые формации

На фалаховых формациях, по классификации Б.М. Келлера [6], залегают аспидные формации. В качестве типичного примера им рассматриваются отложения зигазино-комаровской свиты среднего рифея, развитой на Южном Урале и сложенной черными сланцами с прослоями кварцитопесчаников. Мощность ее до 1500 м.

Аспидная формация, как генетический тип, установлена ранее для девонских и нижнекарбонových отложений на Южном Урале, образованных в начальные стадии формирования крупных геосинклинальных прогибов, когда разделение на отдельные прогибы и поднятия было еще нерезким. Эта формация имеет большую мощность и линейное распространение. Фациальные условия до конца не расшифрованы. Наряду с индикаторными аспидными сланцами спутниками являются яшмоиды. Песчаники характеризуются полимиктовым составом.

Среднерифейская аспидная формация Западного Урала отличается от типичной олигомиктовым и мономинеральным составом пород, отсутствием кремневых пород, преобладанием песчаников над сланцами. По данным [13] в западных разрезах на долю сланцев падает всего 4%, в опорных разрезах зигазино-комаровской свиты в центральной зоне сланцы составляют треть и только в восточной преобладают. Таким образом, рифейская аспидная формация по парагенезу пород (отсутствию глубоководных разностей), составу и гранулометрии осадков, а также геохимическим показателям коренным образом отличается от типичной аспидной формации.

Углисто-глинистые толщи неоднократно встречаются в разрезах отложений верхнего докембрия Западного Урала, а не приурочены к одной определенной стадии развития структуры, как аспидные формации. Занимая в рифейских циклах естественное переходное положение между фалаховыми и вышележащими карбонатными толщами со строматолитами, они даже могут при картировании рассматриваться совместно либо с фалаховыми, либо с карбостромовыми формациями, как это принято нами при составлении карт осадочных формаций западного склона Северного и Среднего Урала.

К аналогам таких переходно-сланцевых формаций в нижнем рифее относится сунгурская подсвита (200–300 м) айской свиты, в западных разрезах Башкирского антиклинория и Полюдова Кряжа – промежуточные толщи верхнего рифея в составе катавской и деминской свит в виде красноцветных аргиллитов и мергелей, в кызылташской свите – графитистых сланцев (450–1150 м); в восточной зоне на Южном Урале, в зоне ЦУПа выделяются в составе маньхобеинской свиты (800–900 м) нижнего рифея, пуйвинской свиты (1000–1500 м) среднего рифея, верхнесинегорской подсвиты верхнего рифея и фелотовской свиты кудаша.

Если на Урале описываемые толщи составляют сотни, реже свыше 1000 м, то на соседней платформе десятки, редко сотни метров, как, например, жуковская свита (130 м) среднего рифея в Московском грабене. То же относится и к масштабам распространения. В зоне ЦУПа они имеют линейное распространение на сотни километров, а на платформе ограничены отдельными грабенами и авлакогенами.

Карбостромовые формации

Карбостромовые формации (карбонаты со строматолитами) венчают разрезы рифейских циклов на Западном Урале. Стратотипом карбостромовой формации являются миньярская и укская свиты на Южном Урале. Формация состоит из доломитов и известняков, которые либо чередуются между собой, либо представлены преимущественно какой-то одной градацией. Характерным спутником карбостромовой формации являются пачки и прослои глауконито-кварцевых песчаников и алевролитов. Они появляются и в верхних частях фалаховых формаций. Большинство карбонатных пород имеет биогенное происхождение, связанное с жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей. В разрезах миньярской свиты [12] хорошо видна густая насыщенность карбонатных пород строматолитами и микрофитолитами. Намечается грубая ритмичность в их распределении, выражающаяся в приуроченности к низам циклов строматолитов из надгруппы тунгуссид, а в верхних частях – гимносоленид. В особую градацию выделяется катавская свита плитчатых кремневых пестроцветных известняков и мергелей с редкими строматолитами, которая хорошо коррелируется с карбонатами деминской свиты Полюдова Кряжа. Другой градацией являются черные битуминозные известняки, почти без строматолитов, развитые в верхах укской свиты Южного Урала и во многих регионах Сибири среди отложений среднего и верхнего рифея.

Для карбостромовой формации, судя по типовым разрезам, характерны внутренние перерывы. Карбостромовые формации [6] образуют широкие пластины в десятки и сотни квадратных километров при мощности от первых сотен до тысячи метров.

На Западном Урале к карбостромовым формациям, кроме типовых разрезов, относятся саткинская и бакальская свиты нижнего рифея, авзянская свита среднего рифея на Южном Урале и клыктанская свита верхнего рифея на Среднем Урале. В пределах ЦУПа с ними наиболее уверенно сопоставляются мойвинская и велсовская свиты Северного Урала.

На Восточно-Европейской платформе к аналогам карбостромовой формации могут быть отнесены, выделенные [10] арланская, игнатьевская, мизгиревская и малокамышская свиты среднего рифея и пересыпкинская, а также калтасинская свиты верхнего рифея. Мощность последней достигает 1500 м. По данным литологического состава, химическим, геохимическим особенностям и биогенным постройкам установлено, что накопление осадков происходило в мелководной морской обстановке в условиях теплого климата и минимального притока терригенного материала. По особенностям состава и строения, как и в предыдущих случаях, четко намечаются две зоны, что наглядно проявляется на примере верхнерифейских формаций. В позднем рифее, очевидно, существовал единый бассейн в пределах Западного Урала и востока платформы с условиями, благоприятными для активного процветания сине-зеленых водорослей. Некоторая разница в солености отдельных частей водоемов и pH среды не оказывала особого влияния на их развитие. В прогибах платформы, на Полюдовом Кряже и в западных районах Башкирского антиклинория, где накапливались отложения калтасинской, деминской, миньярской и уксской свит, для разрезов формации характерны, главным образом, доломитовый и мергельно-доломитовый состав с подчиненным количеством известняков и красноцветных терригенных пород, низкая степень перекристаллизации пород в условиях позднего катагенеза, резко восстановительная среда и высокая минерализация водоемов. Разрезы восточной зоны, представленные клыктанской и велсовской свитами, отличаются более пестрым составом пород от терригенно-карбонатных до вулканогенно-терригенно-карбонатных. Среди карбонатов преобладают сероцветные доломитово-известняковые разности с высокой степенью перекристаллизации, восстановительной и слабо восстановительной средой осадконакопления и меньшей минерализацией водоемов. Вторичные преобразования пород отвечают стадиям метакатагенеза – раннего метаморфизма. Не исключено, что часть различий пород восточной зоны связана с процессами дедоломитизации.

При сравнении карбостромовых уральских формаций с развитыми на юго-востоке Сибирской платформы и ее обрамлении заметно много общих черт, среди которых, на наш взгляд, является почти полное отсутствие гипсов и каменных солей, столь типичных для вышележащих кембрийских карбонатных отложений Сибири. Такие признаки, как мелководность водоемов, восстановительная среда, существенная роль сине-зеленых водорослей в карбонатоосаждении, выявленные для значительно удаленных друг от друга регионов, отражают, очевидно, общие закономерности карбонатоаккумуляции в позднем докембрии в областях древних платформ и их обрамлений.

На Южном Урале с карбостромовыми формациями саткинской, бакальской и миньярской свит связаны известные месторождения сидерита и бурых железняков. К доломитам саткинской свиты приурочены месторождения магнезита. Практический интерес к изучению карбостромовых формаций усиливается в связи с обнаружением в них нефтепроявлений, как, например, в калтасинской свите. Отдельные разности известняков мойвинской, велсовской и клыктанской свит могут рекомендоваться в качестве флюсов, цемента,

а некоторые доломиты как огнеупорное сырье. Карбостромовые формации на Урале и Восточно-Европейской платформе завершают рифейские циклы осадконакопления, представляя их неотъемлемую и характерную часть.

Рифейский ряд формаций и характер магматизма отражают периоды неоднократного растяжения континентальной коры, чередующиеся с эпохами квазиплатформенного режима и длительной пенецинизации в течение раннего, среднего и позднего рифея. Этот тип тектонических движений, характерный для грабенов, сопровождается направленным вертикальным рядом формаций – от фалаховых через переходно-сланцевые к карбостромовым. На Южном Урале этот процесс протекал непрерывно в течение всего рифея, но план расположения грабенов, очевидно, сменился с широтного в раннем рифее на субмеридиональный в последующие эпохи.

Изучение формаций позднего докембрия Западного Урала выявило не только их большое сходство с формационными рядами Восточно-Европейской платформы, но и ряд различий. Во-первых, следует подчеркнуть длительность, унаследованность и непрерывность Уральской окраины, а развитие внутренних структур платформы характеризуется дискретностью. Во-вторых, при общем сходстве (подобии) с грабенами окраина платформы на определенных стадиях развития отличается гораздо более дифференцированным поперечным профилем, выражающемся в ступенчатом строении с разнофациальными типами разрезов осадочных отложений, магмопроявлений и связанных с ними полезных ископаемых. Следует обратить особое внимание на то, что структурно-фациальные зоны в составе формации обусловлены разными подтипами континентальной коры с запада на восток, от внутрикратонного и перикратонного к рифтогенному, что нашло отражение как в составе и строении формаций, так и специфике магматизма и комплекса полезных ископаемых.

Формационный анализ позволил уточнить картирование отложений в пределах Западного Урала, выделить структурно-фациальные зоны, облегчившие задачи корреляции разрезов, установить сходство и различие в развитии Урала и соседней платформы в позднем докембрии и создать основу для минерагенических построений.

Библиографический список

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбачкая Ф.А., Курбачкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1985. 140 с.
2. Аблизин Б.Д., Курбачкий А.М., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 108–113.
3. Акимов Г.Н. О направлении и источниках сноса в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158, №5. С. 1099–1101.
4. Белякова Л.Т. Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 106–115.
5. Берлянд Н.Г. Развитие земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным // Сов. геология, 1981, № 8, с. 71–81.

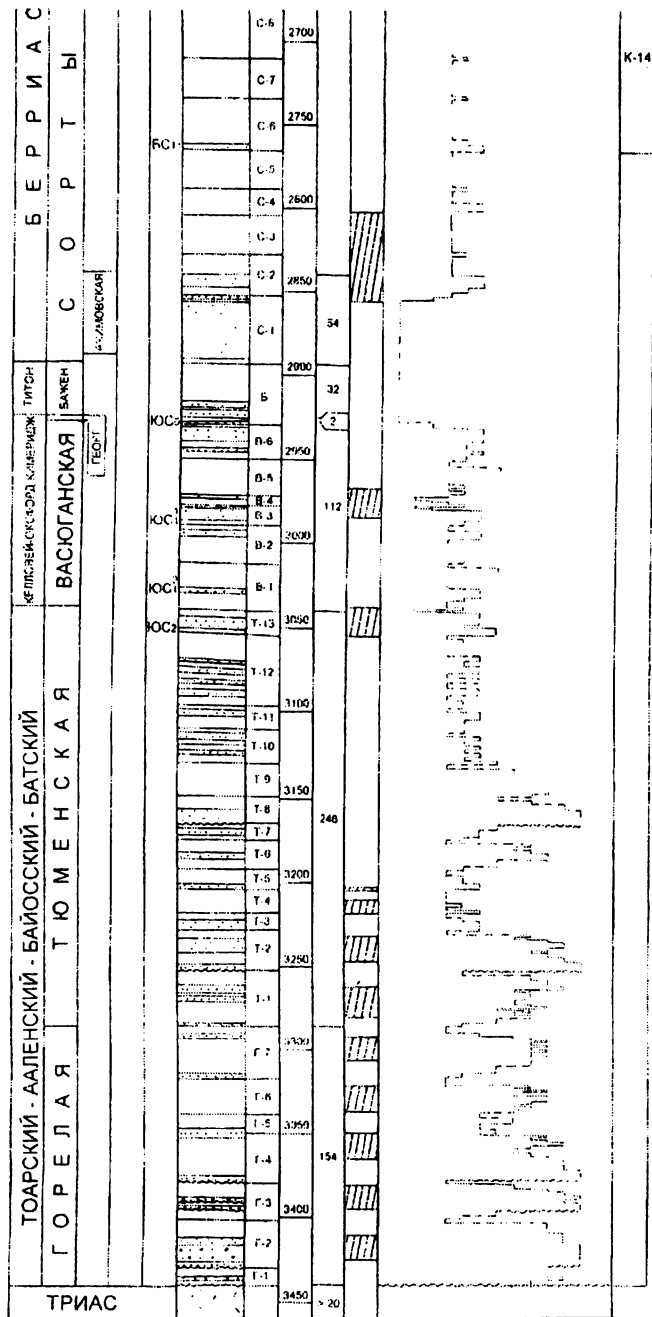
6. Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия: Итоги науки // Общая геология. М.: ВИНТИ, 1973. Т. 5. 120 с.
7. Курбацкая Ф. А. О положении верхней границы позднего метазембрия на Западном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 1. С. 139–145.
8. Она же. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1985. 38 с.
9. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 216 с.
10. Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и ее нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
11. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
12. Раабен М. Е. Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №4. С. 56–66.
13. Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 132 с.
14. Румянцева Н. А. Характеристика вулканических комплексов // Геология и палеогеография западного склона Урала. Л., 1977. С. 132–149.
15. Солонцов Л. Ф. и др. О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 12–26.
16. Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966. С. 200–215.

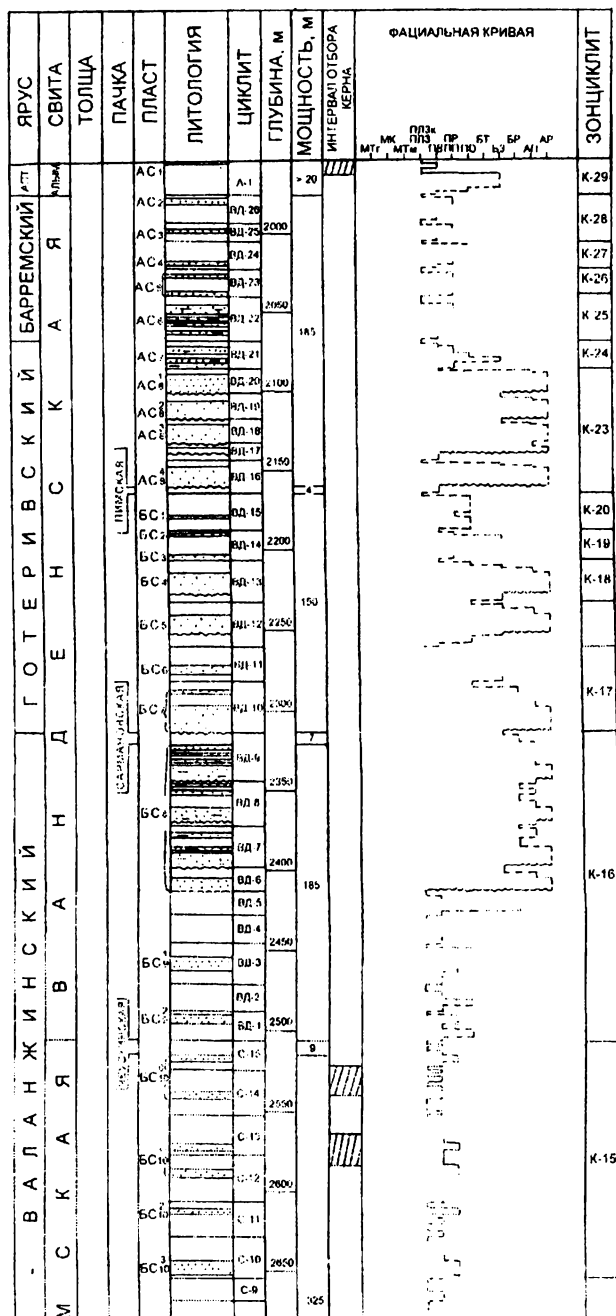
В.И. Пахомов, В.П. Наборщиков, В.В. Бродягин
Пермский технический университет

ФАЦИИ И ЦИКЛИТЫ ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОГАЛЫМСКОГО РЕГИОНА

Терригенная толща мезозоя северо-западной части Когалымского региона характеризуется широким развитием песчано-глинистых пород, с которыми связаны нефтяные залежи. Стратотипическим разрезом этой толщи является разрез скв. 50П глубиной 3997,3 м (см. рисунок), находящейся на Северо-Когалымском месторождении Тевлинско-Русскинской площади. Она вскрыла весь мезозой, отложения которого детально описаны геологами ТПП «Когалымнефтегаз» (В.Л. Бружес, И.В. Денисова и др.), и в юрско-нижнемеловой части изучены нами.

Литологически разрез скважины в интервале глубин 1956–3440 м представлен переслаивающимися песчаниками – 410 м (27%), алевролитами – 430 м (29%) и аргиллитами – 670 м (44%) с тонкими пропластками каменного угля и редкими маломощными прослоями карбонатов. С отбором керна в 23 долблениях пройдено 252 м (17%).





Фашиально-циклическая интерпретация юрских и нижнемеловых отложений скв. 50П. Фаши: МТг – морских терригенных сравнительно глубоководных осадков, МК – морских карбонатных осадков, МТн – прибрежно-морских терригенных сравнительно-мелководных осадков, ПЛЗ – глинистых осадков лагун и заливов, ЛЗК – карбонатных осадков лагун и заливов, ПВ – глинисто-алевритовых осадков зоны волновой ряби приморских озер, лагун и заливов, ПП – песчаных осадков прибрежно-морских аккумулятивных образований (бары, косы, пересыпи), ПР – песчаных речных выносов в прибрежную часть морского бассейна (подводная часть дельты). ПО – глинистых осадков приморских озер, БТ – торфяных болот, БЗ – глинистых осадков заливающихся торфяных болот, БР – глинисто-алевритовых осадков заболоченной прибрежно-континентальной равнины, АП – глинисто-алевритовых осадков поймы, АР – песчаных осадков русла

Песчаники аркозовые, кварц-полевошпатовые, от светло- до темно-серых, мелко-среднезернистые, от тонкослоистых до массивных. Толщины песчаных пластов изменяются от долей метра до 13 м.

Алевролиты аркозовые, от светло-серых до черных, мелко- и крупнозернистые, от микрослоистых до толстослоистых, прослоями биотурбированные, нередко с углефицированными растительными остатками. Толщины алевролитовых прослоев от долей сантиметров до нескольких метров.

Аргиллиты (до 50% разреза) представлены преимущественно гидро-слюдами с примесью хлорита и каолинита. Они, как правило, неравномерно алевритистые и песчанистые, от темно-серых до черных, часто с обугленными растительными остатками, с включениями пирита, иногда с отпечатками створок раковин пелеципод. Толщины прослоев аргиллитов от долей сантиметров до 20 м.

Геологическая интерпретация данных ГИС (диаграмм КС, ПС, РК) совместно с фациальным анализом отложений в интервалах, охарактеризованных керном, показала, что в составе рассматриваемой толщи выделяются *континентальные (К), переходные от континентальных к морским (П) и морские (М) фации*, циклично сменяющие друг друга в разрезе. При выделении фаций использовались такие генетические признаки пород, как вещественный состав и примеси, цвет и его оттенки, структура, текстура, цемент, минеральные включения, органические остатки, мощность слоев и характер контактов между ними. Закономерная смена различных фаций в циклитах позволила в ряде случаев уточнить диагностику фаций в слабо охарактеризованных керном или бескерновых интервалах разреза.

В разрезе скважины выделено 69 циклитов. Их мощности от 7 до 36–44 м, хотя не исключено, что некоторые крупные циклиты, выделенные по данным ГИС, могут состоять из нескольких циклитов низшего порядка.

Наиболее полно разрез скважины охарактеризован керном в интервале глубин 3200–3425 м (49%), отвечающем нижней части тюменской свиты и горелой свите.

Отложения *горелой свиты* мощностью 154 м относятся к тоарскому ярусу нижней юры и ааленскому ярусу средней юры. Керном они представлены в интервале глубин 3292,3–3424,89 м (132,59 м). Вынос керна – 53%. В составе свиты выделяются семь циклитов (Г1–Г7). Анализ генетических признаков пород показывает наличие в тех или иных циклитах следующих фаций.

Фация песчаных осадков русла (АР). Сложена песчаниками неравномерно глинисто-карбонатными, в различной степени алевритистыми, светло-серыми, плохо отсортированными, мелко-среднезернистыми, с неясной косо-параллельной и перекрестной слоистостью за счет тонких прерывистых косо-волнистых слюдисто-углистых прослоев, с приуроченными к ним гнездами каолинита размером до 1 см. В шлифах отмечено присутствие в песчаниках примеси мелкогравийного материала.

Фация глинисто-алевритовых осадков поймы (АП), представленная двумя субфациями – АП-1 и АП-2. Субфация АП-1, сложена светло-серыми,

мелкозернистыми, глинистыми песчаниками с многочисленными прослоями углистых, алевроитистых аргиллитов. Субфация АП-2 характеризуется светло-серыми, крупнозернистыми, горизонтально-слоистыми алевролитами с косоволнисто-прерывистыми слюдисто-углистыми присыпками и серыми, алевроитистыми, тонкослоистыми аргиллитами с рассеянным углисто-растительным детритом и слюдой, с редкими оползневыми линзочками алевролита.

Фации заливающихся торфяных болот (БЗ) и собственно торфяных болот (БТ). Фация БЗ представлена черными, углистыми, плитчатыми аргиллитами с отпечатками обугленных растительных остатков, часто с прослойками (от 1 мм до 13 см) каменного угля (фация БТ).

Фация глинисто-алевровитовых осадков заболоченной прибрежно-континентальной равнины (БР), подстилающая фации всегда БЗ или БТ, сложена серыми аргиллитами и алевролитами с углефицированными остатками корневой системы.

Исходя из парагенеза фаций в циклитах, в трансгрессивных или регрессивных частях некоторых из них возможно присутствие прибрежно-морских фаций – *фации глинисто-алевровитовых и песчаных осадков зоны волновой ряби (ПВ), фации песчаных осадков баров, кос и других прибрежных аккумулятивных образований (ПП), фации глинистых осадков приморских озер (ПО), фации лагун и заливов (ПЛЗ).*

В составе регрессивных частей циклитов Г-1 – Г-7 преимущественным развитием пользуются аллювиальные (пойменно-русловые) фации, а в нижних частях циклитов Г-5 – Г-7 развиты фации, переходные от континентальных к морским (баровые и зоны волновой ряби). Последние характеризуют и верхние (трансгрессивные) части почти всех циклитов горелой свиты.

В составе т ю м е н с к о й с в и т ы, имеющей мощность 246 м и относящейся к байосскому и батскому ярусам средней юры, намечаются 13 циклитов. Керном охарактеризована только нижняя часть свиты (циклиты Т-1 – Т-4). Регрессивная часть циклита Т-1, по данным ГИС, сложена песчаниками, относящимися, вероятно, к фации ПВ. Перекрывающие ее алевролиты выражают, по-видимому, фацию ПО. Вверх по разрезу она сменяется фацией БЗ с прослоями фации БТ, относящимися уже к средней части циклита. Фация БЗ представлена аргиллитами неравномерно алевроитистыми, прослоями углистыми, от серых до черных, плитчатыми. В алевроитистых разностях отмечается присутствие углефицированных обрывков корневой системы, характерных для отложений *фации заболоченной прибрежно-континентальной равнины (БР).* Фация БТ представлена пропластками каменного угля от 5–6 до 35 см.

В бескерновом интервале глубин (3268,09–3270,6 м), судя по кривой ПС, фиксируется песчаная или алевроитовая порода, относящаяся, возможно, к фации ПП. Осадки этой же фации присутствуют и выше по разрезу, в интервале 3258,5–3261,6 м, где они частично (0,51 м) представлены керном. Это песчаники светло-серые, мелкозернистые, глинистые, очень плотные, с редкими косыми, волнисто-прерывистыми слюдисто-углистыми присыпками.

Разрез циклита Т-1 заканчивается глинистыми отложениями, нижняя часть которых относится, видимо, еще к болотным образованиям, а верхняя, возможно, уже к *заливно-лагунной фации* (ПЛЗ).

Начало циклита Т-2 связано с речной обстановкой, выражением которой является 4-метровый песчаный пласт, отчетливо выделяющийся по кривой ПС. Вверх по разрезу он постепенно сменяется вначале переслаивающимися аргиллитами и алевролитами пойменной фации, а затем болотными отложениями фаций БР (серые, мелкозернистые, глинистые алевролиты с обугленными корневыми остатками, с прослойками угля) и БЗ (черные, слабо углистые, плитчатые аргиллиты). Выше наблюдается постепенный переход болотных отложений вновь к пойменным. Последние представлены в основном светло-серыми крупнозернистыми алевролитами с линзовидно-пологоволнистой слоистостью, с тонкими прослойками угля и светло-серыми мелкозернистыми, неравномерно глинисто-алевритистыми песчаниками со слюдисто-углистыми присыпками.

Трансгрессивные части циклита Т-2 и циклит Т-3 керном не охарактеризованы. Принимая во внимание то, что вышележащий циклит Т-4 целиком сложен переходными фациями, можно предположить, что циклит Т-2 заканчивается аргиллитами лагунной фации, а песчаники циклита Т-3 характеризуют фацию ПП, перекрывающуюся также осадками лагун или заливов.

Формирование циклита Т-4 связано с обстановкой широкого развития прибрежно-морских отложений фаций ПП, ПВ и ПЛЗ. Фация ПП представлена светло-серыми мелкозернистыми, неравномерно алевритистыми и глинистыми песчаниками с пологоволнисто-прерывистыми, слюдисто-углистыми присыпками. Иногда отмечается присутствие створок пеллеципод, включений и тонких линзочек сидерита. К фации ПВ относятся светло-серые крупнозернистые алевролиты, прослоями биотурбированные, со следами пластичного оползания. Фацию ПЛЗ выражают аргиллиты серые, слабо алевритистые, слоистые и плитчатые. Отличительной особенностью пород циклита Т-4 является их интенсивная сидеритизация, кальцитизация и доломитизация, что подтверждает их морской генезис.

Фациально-циклический анализ вышележащей толщи отложений, не охарактеризованной керном (циклиты Т-5 – Т-12), осуществлен с определенной долей условности. Песчаные пласты, выделяемые по данным ГИС в циклитах Т-5, Т-6, Т-7, Т-10 и Т-11, возможно, относятся к фации ПП. Песчаники в циклите Т-8 могут диагностироваться как русловые, а в циклите Т-12 – как отложения *речных выносов в прибрежную часть морского бассейна (фация ПР)*. Во всех циклитах, по-видимому, присутствуют осадки фаций ПВ, ПЛЗ, а также болотные – БТ с прослоями БР и БЗ.

Тюменская свита заканчивается циклитом Т-13, охарактеризованным керном. Его регрессивная часть сложена аргиллитами слабо алевритистыми, биотурбированными, косослоистыми (за счет тонких линзовидных прослоев алевролита), выражающими фацию ПВ, которая перекрывается отложениями фаций БЗ и БТ (зафиксирован прослой угля толщиной 12 см).

Переход к вышележащему 7-метровому песчаному пласту (ЮС₂) происходит через осадки фации ПВ (алевролиты глинистые, светло-серые, крупнозернистые, с мелкими норками донных животных). Светло-серые, мелкозернистые, неравномерно алевритистые, массивные песчаники пласта ЮС₂ с глинисто-карбонатным цементом и редкими тонкими (3–8 мм), пологоволнистыми прослойками аргиллитов характеризуют фацию ПП.

Трансгрессивная часть циклита Т-13 заканчивается *фацией морских карбонатных осадков* (МК), представленной прослоем (10–15 см) серой карбонатной породы, залегающей на известковистых алевролитах *фации прибрежно-морских терригенных сравнительно мелководных осадков* (МТм). Данный циклит отражает период наступления максимальной трансгрессии.

Возможно, некоторые песчаные пласты имеют эоловое происхождение, типа береговых дюн, однако гумидный климат не благоприятствовал их образованию.

В а с ю г а н с к а я с в и т а мощностью 112 м относится к келловейскому ярусу средней юры и оксфорд-кимериджскому ярусу верхней юры. В ее составе выделяются 6 циклитов (В-1 – В-6).

В основании циклита В-1 залегают серые, глинистые, мелкозернистые алевролиты с ходами червей и норками более крупных донных животных, что характерно для фации ПВ. Последняя вверх по разрезу сменяется серыми, алевритистыми аргиллитами заливно-лагунной фации. Вышележащая (большая) часть циклита В-1 и циклит В-2 керном не охарактеризованы. Можно предположить, что в их составе преимущественным развитием пользуются фации переходной группы – ПЛЗ, ПВ, реже ПП. Вероятно, присутствуют болотные фации.

Циклит В-3 освещен керном. Его нижняя часть представлена песчаным пластом ЮС₁¹ толщиной 7 м, выражающим фацию ПП (песчаники алевритистые, бурые, мелкозернистые, с пологоволнистыми, косыми, перекрестными слюдисто-углистыми присыпками). Перекрываются эти песчаники серыми, тонкоотмученными, плитчатыми аргиллитами (фация ПЛЗ) с тонкими прослоями алевролитов с ходами илоедов (фация ПВ). Выше залегают прослой (0,68 м) карбонатной породы буровато-темно-серого цвета, с трещинами, выполненными кальцитом, с прослойками (до 1 мм) и отдельными включениями (до 2,5 см) сидерита, относящийся к *фации карбонатных осадков лагун и заливов* (ПЛЗК).

Циклит В-4 начал формироваться в прибрежно-морских условиях (фация ПВ). Это аргиллиты серые, крупнозернистые, с текстурой, нарушенной мелкими ходами илоядных животных, с тонкими прослоями аргиллитов. Выше эти породы постепенно сменяются серыми, глинистыми алевролитами, переходящими в зеленовато-серые аргиллиты (за счет глауконита) с рострами белемнитов и крупными створками пелеципод (фация МТм).

В циклите В-5 керном представлено лишь его начало – черные, плитчатые аргиллиты с рострами белемнитов (фация МТм), которые перекрываются светло-серыми, известковистыми алевролитами с мелкими рассеянными

ми включениями сидерита и черными плотными аргиллитами с линзовидным прослоем пирита (фация ПЛЗ).

Песчаные пласты циклита В-6, залегающие в верхней части васюганской свиты и маркируемые как ЮС₀, относятся к аномальному типу разреза и характеризуют, скорее всего, фазию ПП.

Г е о р г и е в с к а я с в и т а, относящаяся к кимериджскому ярусу верхней юры, сложена двухметровой пачкой аргиллитов, выражающих, вероятно, *фазию морских сравнительно глубоководных терригенных осадков* (МТг).

Б а ж е н о в с к а я с в и т а (циклит Б), относящаяся к волжскому ярусу верхней юры, сложена толщей (22 м) битуминозных, окремненных аргиллитов, также представляющих фазию МТг.

С о р т ы м с к а я с в и т а мощностью 388 м относится к берриас-валанжинскому ярусу нижнего мела. Представлена керном, составляющем в сумме 90,5 м (23%). В ее составе выше ачимовских песчаных пластов развита мощная (200 м) существенно глинистая толща.

В сортымской свите намечаются, по крайней мере, 15 циклитов. В интервалах разреза, не освещенных керном, они выделены условно, в основном по данным ГИС, с учетом того, что максимумы трансгрессий, фиксирующие верхние границы циклитов, выражаются на диаграммах ПС и ГК максимумами глинистости.

Циклит С-1 мощностью 41 м керном освещен только в верхней части и в целом, по данным ГИС, сложен преимущественно песчаниками (ачимовская толща). Самая нижняя часть циклита, представленная аргиллитами, как и ачимовские песчаники, выражают, вероятно, фазию МТг.

Нижняя часть циклита С-2 характеризуется появлением в разрезе серых и темно-серых, слабо алевритистых, тонкоотмученных, плитчатых аргиллитов, что свидетельствует о некотором сокращении поступления в морской бассейн обломочного материала, возможно, в связи с изменением направления его выноса. Одновременно намечается тенденция к обмелению бассейна и приближению к району исследуемой скважины береговой линии. На это указывает появление в вышележащих породах пологоволнистых, линзовидных текстур, деформированных прослоев аргиллитов, ходов илоедов. Поэтому находящийся в составе данного циклита пласт БС₁₈₋₂₂ (7 м) светло-серых, однородных, мелкозернистых, алевритистых песчаников со слабо карбонатным цементом, с редкими тонкими линзочками аргиллитов и пологоволнистыми, прерывистыми углисто-глинистыми слойками относится уже к фации прибрежно-морских аккумулятивных образований. Перекрываются эти песчаники пачкой (12 м) серых, плитчатых, слабо алевритистых аргиллитов, характеризующих лагунную фазию.

Начало циклита С-3 выражено отложениями фации ПВ (прослой серых аргиллитов с мелкими ходами илоедов). Средняя часть – серые, плитчатые, слабо алевритистые, слоистые (за счет слюдисто-углистых присыпок) аргиллиты, с горизонтально-линзовидными прослойками (до 1,2 см) известковистых алевролитов, относящиеся к фации ПЛЗ. Верхняя, трансгрессивная,

часть циклита также представлена осадками фации ПЛЗ, но более мористыми, по сравнению со средней частью, так как в серых, глинисто-известковых, мелкозернистых, плитчатых алевролитах встречены отпечатки раковин пелеципод, а в черных, плитчатых аргиллитах – отпечатки онихит.

Циклит С-4 керном охарактеризован только в нижней части, сложенной серыми, тонкоотмученными, плитчатыми, горизонтально-слоистыми аргиллитами фации ПЛ. Верхняя граница, как и границы последующих циклитов (С-5 – С-11) проведены условно, по данным ГИС. Отличительной особенностью состава последних является преобладание глинистых отложений, относящихся предположительно к прибрежно-морским фациям. Отдельные редкие пласты песчаников – BC_{11} (4 м) в циклите С-6, BC_{10}^3 (9 м) в циклите С-10, BC_{10}^2 (3 м) в циклите С-11, нижний пропласток (5 м) пласта BC_{10}^1 в циклите С-12 керном не представлены. Исходя из предположения о прибрежно-морском генезисе отложений, слагающих указанные циклиты, можно отнести эти песчаники к образованиям типа баров (фация ПП).

Верхняя часть циклита С-12, освещенная керном, сложена алевролитами серыми, мелкозернистыми, глинистыми, иногда известковистыми, массивными, нередко со следами оползания, прослоями биотурбированными, характеризующими фацию ПВ, которой и заканчивается данный циклит.

Нижняя часть циклита С-13 представлена верхним песчаным проплатком пласта BC_{10}^1 . Песчаники светло-серые, мелкозернистые, с глинисто-карбонатным цементом. Относятся к фации ПП, перекрываясь выше вначале аргиллитами и алевролитами фации ПЛЗ, а затем серыми, алевроитовыми, мелкозернистыми песчаниками с текстурой взмучивания, редкими отпечатками двустворчатых моллюсков и (в подошве) ходами червей (фация ПВ). Циклит заканчивается, судя по каротажу, аргиллитами, выражающими, вероятно, фацию ПЛЗ.

Последний в сортымской свите интервал глубин, представленный керном, характеризует среднюю и верхнюю части циклита С-14. Его нижняя часть сложена глинисто-алевроитовой пачкой, относящейся, возможно, к фациям ПВ и ПЛЗ, а средняя – это нижний пропласток пласта BC_{10}^0 , представленный осадками фации ПВ (переслаивание аргиллитов и светло-серых, крупнозернистых, биотурбированных алевролитов с глинисто-карбонатным цементом). Вверх по разрезу наблюдается постепенный переход к чередующимся между собой фациям ПЛЗ и ПВ, заканчивающим циклит С-14.

К циклиту С-15 приурочен верхний пропласток песчаного пласта BC_{10}^0 , выражающего, возможно, фацию ПП.

Таким образом, вышеописанные циклиты сортымской свиты характеризуются в целом развитием прибрежно-морских фаций, что подтверждается и литолого-петрографическими исследованиями. По результатам рентгеноструктурного анализа пелитовой фракции в мелкозернистых песчаниках пласта BC_{10}^0 содержится 33% гидрослюда и лишь 5% каолинита. В алевролитах пласта BC_{10}^1 каолинита 7–10%, гидрослюда 23–28%. Почти повсеместно

присутствует кальцит. В отдельных шлифах отмечены единичные раковинки фораминифер.

Ванденская свита мощностью 531 м, относящаяся к валанжин-готерив-барремскому ярусам нижнего мела, керном не охарактеризована. В ее составе условно выделены 26 циклитов, в которых, вероятно, присутствуют фации от прибрежно-морских до прибрежно-континентальных. Аллювиальный генезис, возможно, имеют пласты БС₈ (циклиты ВД-6 – ВД-9), БС₇ (циклит ВД-10), БС₅ (циклит ВД-12), БС₄ (циклит ВД-13), АС₈⁴ – АС₈¹ (циклиты ВД-16 – ВД-20). Циклиты ВД-6 – ВД-9 и ВД-16 – ВД-20 – это, по существу, единые мощные циклиты сложного строения (регоциклиты), состоящие из нескольких аллювиальных ярусов. В ряде циклитов, по видимому, участвуют и болотные фации (БР, БЗ и, вероятно, БТ).

Алымская свита освещена керном в интервале глубин 1952,8 – 1964,8 м (пласт АС₁), характеризуя верхнюю часть циклита А-1. Она представлена переслаиванием темно-серых аргиллитов и светло-серых алевролитов с горизонтальной, мелколинзовидной, взмученной слоистостью, участками интенсивно биотурбированных (фация ПВ). Циклит заканчивается серой, алевролитистой, с кальцитовыми прожилками карбонатной породой (0,66 м), выражающей фацию карбонатных осадков лагун и заливов (ПЛЗК).

Можно заключить, что в исследованном интервале глубин юрско-нижнемеловой толщи в целом наблюдается постепенный переход от прибрежно-континентальных (аллювиально-болотных) фаций, развитых в циклитах горелой (Г-1 – Г-7) и нижней части тюменской свит (Т-1 – Т-8), к прибрежно-морским фациям верхней части тюменской (Т-9 – Т-13) и васюганской свит (В-1 – В-6) и далее к морским, относительно глубоководным фациям георгиевской, баженовской и нижней части ванденской свит (ачимовская толща).

Выше, в разрезе сортымской (циклиты С-3 – С-15) и нижней части ванденской (циклиты ВД-1 – ВД-5) свит, вновь основную роль играют прибрежно-морские фации.

Время накопления осадков средней части ванденской свиты (циклиты ВД-6 – ВД-20) характеризуется возвратом к прибрежно-континентальной обстановке. Преимущественным развитием пользуются аллювиальные и болотные фации.

Начиная с барремского яруса (с циклита ВД-21), наблюдается постепенное увеличение доли переходных фаций (ПП, ПВ, ПЛЗ), которыми (включая циклит А-1 алымской свиты) и заканчивается разрез.

Выделенные циклиты и продуктивные песчаные пласты (см. рисунок) сопоставляются с зонциклитами принципиальной циклостратиграфической схемы неокома Западной Сибири*.

* Неждин А. А. Некоторые теоретические вопросы циклической седиментации // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1987. С. 60–80.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АЛЬПИЙСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ В СРЕДНЕОБСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

На основе синтеза современных концепций [1, 3, 7] с учетом проведенных нами исследований в Когалымском регионе и прилегающих территориях модель тектонического строения центральной части Западно-Сибирской плиты можно представить следующей схемой.

1. Нижний структурный этаж (складчатый фундамент) включает все докембрийские, ниже- и среднепалеозойские образования, деформированные и метаморфизованные в различной степени. Верхняя граница этажа в зависимости от района проходит по подошве пермо-триасовых, триасовых, либо нижнеюрских образований. Внутренняя структура верхней части этажа относительно проста и характеризуется чередованием валлообразных и куполовидных поднятий с прогибами и впадинами. Обычно эти структуры плавно сочленяются между собой, являясь складчатыми и в значительной степени рельефообразующими формами поверхности нижнего структурного этажа, что подчеркивается характером плоскостной анизотропии на временных сейсмических разрезах МОГТ.

2. Средний структурный этаж представлен пермо-триасовыми вулканогенными образованиями базальтоидного ряда и продуктами эрозии сводовых частей поднятий складчатого фундамента. Этот комплекс не имеет повсеместного распространения. В пределах Сургутского и Нижневартовского сводов он лишь частично выполняет впадины пересеченного рельефа поверхности нижнего структурного этажа. На возвышенных участках пермо-триасовые образования нередко полностью отсутствуют. За границу, разделяющую нижний и средний структурные этажи, условно принят отражающий горизонт (ОГ) «Ф-4». Несмотря на фрагментарность, он достаточно хорошо подчеркивает морфологию впадин и прогибов складчатого фундамента и «подклинивается» в их бортах к подошве верхнего этажа.

3. Верхний структурный этаж сложен мощной толщей относительно спокойно залегающих мезозойско-кайнозойских осадочных образований. Во впадинах он начинается нижнеюрскими отложениями, которые могут отсутствовать на приподнятых участках фундамента. Нижней границей верхнего структурного этажа является ОГ «А», которому в геологическом отношении соответствует кора выветривания мощностью от 5 м до нескольких десятков и залегающие на ней базальные конгломераты, встреченные в ряде скважин. Кора выветривания развита и по пермо-триасовым образованиям, и по породам нижнего структурного этажа там, где средний этаж отсутствует. Наличие мощной коры выветривания и базальных конгломератов

в основании верхнего структурного этажа свидетельствует о том, что к началу юрского периода нижний и средний структурные этажи представляли собой консолидированное основание – «доюрский фундамент».

Такой тип геологического строения в целом можно было бы считать результатом классической схемы развития молодых платформ. Так, по мнению значительной части исследователей, на территории Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, начиная с раннеюрской эпохи, тектонический режим характеризовался типичными условиями плитной стадии платформенного развития. Однако детальный анализ результатов буровых работ и сейсморазведки (2D и 3D) в Когалымском регионе и смежных территориях [4, 5, 6] позволяет внести серьезные поправки в существующие представления о мезозойском этапе тектонической жизни Западно-Сибирской плиты.

Установлено наличие широкого спектра складчатых и разрывных нарушений тектонического происхождения, развитых во всех структурных этажах и значительно осложняющих первичное строение.

В нижнем и среднем структурных этажах, в отличие от изображавшихся ранее на структурных картах и разрезах нарушений исключительно сбросового типа с субвертикальными плоскостями сместителей, зафиксированы многочисленные разрывы сплошности слоистых пакетов, имеющие надвиговую природу. Плоскости сместителей надвигов часто развиты в прибортовых частях прогибов и параллельны их крыльям. Фронтальная часть аллохтона образует асимметричную антиклинальную складку. Расположенные над ней породы верхнего структурного этажа испытывают изгиб, конформный структуре фронтальной части надвига, но более плавный и обычно без разрыва сплошности пластов.

В центральных частях прогибов нередко расположены зоны интенсивно дислоцированных пород, характеризующиеся развитием системы складок с относительно крутыми крыльями и вертикальными осевыми плоскостями. Как правило, такие зоны формируют в осевой части прогибов сквозные инверсионные положительные структуры, которые отражаются в слоистой толще верхнего структурного этажа в форме антиклинальных, но более простых изгибов.

В том и другом случаях в таких антиклинальных изгибах верхнего этажа мощность пластов не испытывает изменения по отношению к соседним участкам, что является прямым признаком постседиментационного происхождения этих структур.

Интерес для расшифровки типа и природы поздних дислокаций представляет баженовская свита, венчающая разрез юрских отложений. В связи со спецификой своего состава она является прекрасным сейсмическим репером, дающим устойчивые отражения (ОГ «Б»). Эта особенность свиты в комплексе с незначительной, но выдержанной на больших пространствах мощностью, а также ее относительная жесткость способствуют более полному и четкому проявлению различных дислокаций. Детальное дешифрирование временных сейсмических профилей и увязка этих данных с результатами

буровых работ в данном интервале геологического разреза позволяют более объективно установить наличие нарушений и идентифицировать их тип [6].

Большинство дислокаций, изученных в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, – надвиги, взбросы и мелкие складки, т.е. структуры, образование которых происходит исключительно в условиях горизонтального сжатия (стресса). Устанавливается их тесная пространственная и генетическая связь с отмеченными выше нарушениями в нижнем и среднем структурных этажах. Временной интервал этих тектонических процессов – раннемеловая эпоха.

С расшифровкой причин и времени образования молодых тектонических дислокаций непосредственно увязывается решение проблемы происхождения так называемых «аномальных разрезов» баженовской свиты. Их формирование является в данном случае неизбежным следствием надвиговых и взбросовых дислокаций, происходивших на незначительных глубинах.

Разрывные и складчатые дислокации в баженовской свите получили максимальное развитие на Конитлорских, Имилорской, Тевлинско-Русскинской, Южно-Выинтойской и ряде других площадей Когалымского и соседних регионов. Как правило, они группируются в зоны достаточно сложной конфигурации, протягивающиеся в субмеридиональном направлении. Чаще зоны приурочены к сводовым частям поднятий, увеличивая их амплитуду на этом стратиграфическом уровне, либо сами образуют положительные формы.

Типичным ограничением зон «аномальных разрезов» являются надвиги со встречным падением и быстрым выполаживанием плоскостей сместителя в нижней и верхней частях разреза относительно баженовского горизонта. Иногда в пределах зоны наблюдаются серии субпараллельных сместителей, образующих положительную структуру со сложным ступенчатым характером. Амплитуда горизонтального смещения, следовательно, и перекрытия, сдвигания баженовской свиты лишь вдоль одной плоскости сместителя достигает иногда 500 м.

В области, примыкающей к главной поверхности сместителя, происходят дробление и расщепление пород, и баженовская свита теряет здесь типичные для нее свойства сейсмического репера (рисунок). Тем не менее в скважинах, вскрывших такие участки, отмечается увеличение мощности свиты не в два, а в три – четыре и более раз. Так, на Южно-Выинтойском месторождении в скважинах 180Р, 188Р и 194Р ее мощность составляет от 50 до 100 м, что может объясняться пересечением области нарушенного залегания свиты в принадвиговой зоне. В соседних скважинах 173Р и 174Р, пройденных за пределами «аномального разреза», мощность свиты всего около 15 м.

В центральной части зоны происходит общее разуплотнение пород как неизбежное следствие при разложении стрессовых усилий на составляющие. Ширина «аномальных разрезов» непостоянна и может колебаться в широких пределах, достигая 5–6 км и более.

разуплотнения



- Ориентировка стресса
- Направление растяжения
- Направление движений

Принципиальная динамическая схема формирования "аномальных разрезв" ---

Образование разрывных нарушений в раннюю фазу альпийского цикла тектонической мобилизации сопровождалось сейсмическими толчками и могло интенсифицировать процессы обрушения больших масс песчаного материала с бровки шельфа и его концентрацией в виде конусов выноса у подножья склона формирующегося клиноформного комплекса.

Сейсмическая активность могла вызвать иные формы подводно-оползневых явлений [2]. К ним можно отнести специфический тип «аномальных разрезв» с хаотичным расположением фрагментов баженовской свиты на значительной территории Восточно-Придорожного месторождения.

Библиографический список

1. *Каштанов В.А.* и др. Геология и нефтегазоносность домезозойских образований Пур - Тазовского междуречья // Геология и нефтегазоносность Надым - Пур - Тазовского междуречья. Тюмень, 1995. С. 206 – 214.
2. *Микуленко К.И.* Палосейсмичность как фактор литогенеза // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза. М.: ГЕОС, 2000. Т. 2. 463 с.
3. *Сурков В.С.* и др. История формирования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень, 1995. С. 31 – 34.
4. *Флаас А. С., Чернова М. Л.* Палеодинамика формирования структурного плана мезозойских отложений в Когалымском регионе Западной Сибири // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения. Екатеринбург, 2000. С.144–146.
5. Они же. Модель формирования структурного плана баженовской свиты в Среднем Приобье Западно-Сибирской плиты // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2001. С. 26–28.
6. Они же. Особенности проявления деформаций в баженовской свите Когалымского региона Западной Сибири // Вестник Перм. техн. ун-та. Нефть и газ. Вып. 3. Пермь, 2000. С. 42–46.
7. *Шелепов В.В., Флаас А.С., Чернова М.Л.* Основные черты тектонического строения Когалымского региона Западной Сибири // Там же. Вып. 4. С. 94–104.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ АЧ И БС-10 ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОГАЛЫМСКОГО РЕГИОНА

Для западной части Когалымского региона на Тевлинско-Русскинском и Северо-Кочевском месторождениях, совпадающей в раннемеловое время с полосой развития прибрежно-морских, авандельтовых и морских обстановок, относимых к ундаформе, характерно широкое развитие продуктивного горизонта БС-10 ванденской свиты и ее глубоководных аналогов ачимовской песчано-глинистой пачки.

В пределах рассматриваемой зоны на коротких расстояниях мощности песчаных пластов БС-10 изменяются от 20 до 60 м, при средней суммарной толщине 51 м и стандартном отклонении 17 м. Средняя мощность горизонта 100–120 м, что связано с наличием глинистых междупластий. На отдельных участках резко возрастает расчлененность – до 20–30 пропластков, сопровождающаяся увеличением мощности до 140 м. По-видимому, мы имеем дело с неоднородными разрезами авандельты и прибрежно-морских лагун. Максимальная мощность продуктивного горизонта БС-10 вместе с покровным глинистым пластом – 213 м. Мощность ачимовских песчаных пластов, также имеющих многослойное строение, достигает в фондоформе 50–70 м.

В петрографическом отношении горизонт БС-10 представлен аркозовыми песчаниками и алевролитами, состоящими из кварца (36,5%), полевых шпатов (45,3%), обломочного материала (12,5%) и слюды (5,9%). Ачимовские отложения также представлены аркозовыми песчаниками и алевролитами, состоящими из кварца (36,5%), полевых шпатов (42,8%), обломочного материала (12,2%) и слюды (8,4%) (рис. 1). Обращает внимание удивительно близкий минералогический состав алевроито-песчаных пластов БС-10 и ачимовских пачек на двух изученных площадях – Северо-Кочевской и Тевлинско-Рускинской.

Первая составляющая аркозов – полевые шпаты: их среднее содержание изменяется в узких пределах – 42–45% при коэффициенте вариации 10–20%. Вторая составляющая – кварц, его среднее содержание составляет 34–37% при K_v от 10 до 20%. Среднее содержание слюды и обломков пород равно соответственно 5–8 и 9–14%, при коэффициенте вариации 60–80% и 30–50%, т.е. наибольший размах содержаний имеют слюды из-за легкого перемещения.

© В.А. Барях, В.В. Бродягин, В.П. Наборщиков, 2004

* Шелепов В.В. Геолого-геофизические основы поисков, разведки и разработки залежей углеводородов в нижнемеловой покровно-клиноформной формации Западной Сибири (на примере Когалымского региона). Пермь, 2000. 188 с.

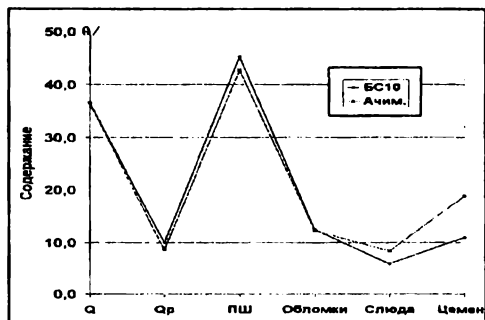


Рис. 1. Минеральный состав нижнемеловых отложений

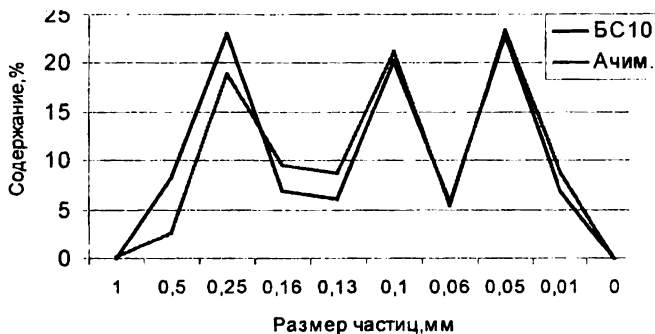


Рис. 2. Гранулометрический состав нижнемеловых отложений

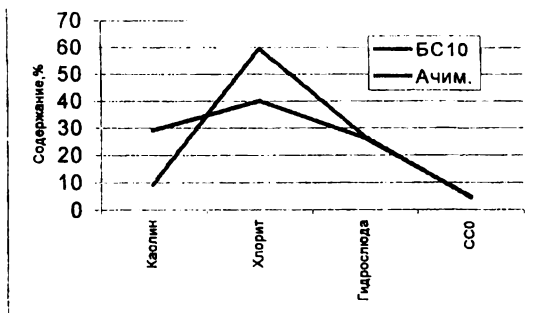
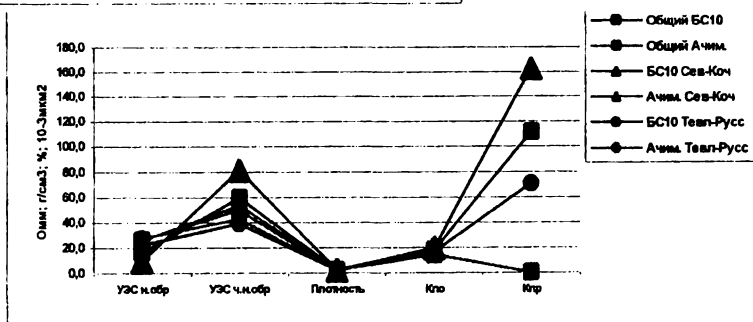


Рис. 3. Минеральный состав глинистого цемента нижнемеловых отложений

Рис. 4. График петрофизических свойств нижнемеловых отложений



Цементом этих пород является карбонатный и глинистый материал (11%). В северо-западной части региона его среднее содержание достигает 19,1%. Если на Тевлинско-Руссинской площади содержание регенерационного цемента составляет 13% при коэффициенте вариации 57%, то на Северо-Кочевском месторождении – лишь 6,5% при том же коэффициенте вариации, т.е. песчаники последнего характеризуются меньшей степенью вторичных изменений.

Таким образом, оба пласта близки по петрографическому составу, несколько отличаясь лишь содержанием цемента, полевых шпатов и слюды. Наибольшие отличия наблюдаются в содержании регенерационного и глинисто-карбонатного цемента, например, содержание последнего в пласте БС-10 равно 11% против 20% в ачимовских.

По гранулометрическому составу они также близки, но ачимовские отложения характеризуются преобладанием мелких фракций (менее 0,1 мм), т.е. песчаники часто переходят в алевролиты. Особенно это заметно на Северо-Кочевской площади. На Тевлинско-Руссинском месторождении отложения пласта БС-10 и ачимовской пачки почти идентичны друг другу по гранулометрическому составу, незначительно различаясь лишь по содержанию мелкопесчаной фракции (рис. 2).

По минералогическому составу глинистого цемента породы существенно отличаются только в пределах Северо-Кочевского месторождения. Пласт БС-10 характеризуется резким преобладанием каолинита (54%), уменьшением количества хлорита – 30,8 против 66,2% в ачимовских, а также гидрослюда – 11,7 против 22,7% (рис. 3). В пределах Тевлинско-Руссинской площади отложения пласта БС-10 и ачимовской пачки близки друг другу по составу глинистого цемента.

По коэффициенту пористости пласт БС-10 и ачимовские отложения также близки – 18,3 и 14,6% соответственно, в то же время коэффициент проницаемости отличается на несколько порядков – $111,5 \cdot 10^{-3}$ мкм² и $0,7 \cdot 10^{-3}$ мкм² соответственно (рис. 4).

Корреляционный анализ показал, что пористость и проницаемость не зависят от минералогического состава горных пород и определяются чисто литологическими свойствами, а именно – содержанием и составом глинистого цемента, количеством крупнозернистых фракций и плотностью пород. Существенно на пористость и проницаемость в обоих пластах влияет количество цемента, с ростом которого ФЕС пород ухудшаются. Что касается минерального состава цемента, то главную роль в нем играют каолинит, хлорит и гидрослюда. Увеличение содержания каолинита улучшает проницаемость, а гидрослюда и хлорит ухудшают. В данном случае этот вывод можно сделать только в отношении пласта БС-10. В ачимовской пачке глинистые минералы не имеют столь тесной связи с ФЕС, за исключением гидрослюда, ухудшающей пористость. Кроме того, на пористость в обоих пластах сильно влияет плотность, чем она выше, тем хуже пористость.

Обращает внимание проницаемость ачимовских песчаных тел, совершенно не связанная с большинством рассмотренных литологических показате-

телей в отличие от горизонта БС-10, что позволяет высказать мысль о связи нефтенасыщенности с трещинными коллекторами.

Многомерный факторный анализ, включающий показатели грансостава, минеральный состав, характер глинистых минералов, водонасыщенность, нефтенасыщенность, выявил причины изменения петрофизических свойств. Среди 27 факторов, влияющих на распределение характеристик песчаников двух разнофациальных пластов, главными можно считать два: с весовыми коэффициентами 37 и 23% для пласта БС-10, а также 32 и 21% для ачимовских отложений (табл. 1, 2).

Для горизонта БС-10 первый фактор – катагенез и трещиноватость, обуславливающий 70% проницаемости ФЕС пласта за счет повышенного содержания средней и мелкой фракций, полевых шпатов, каолинита и, как следствие, параметра нефтенасыщенности. Второй фактор – седиментационно-эпигенетический, где ФЕС определяются количеством и степенью регенерации кварцевых зерен. Этот фактор определяет 70% пористости и остальную часть проницаемости. ФЕС снижаются при увеличении содержания карбонатного цемента и плотности.

Два первых фактора на 80% определяют особенности распределения ФЕС, связанных с карбонатностью пород, содержанием мелкой песчаной, алевроитовой и пелитовой фракций, а также со степенью сортировки и цементации. Последующие 3, 4 и 5-й факторы определяют 10–15% ФЕС. Один и тот же фактор может воздействовать раздельно и прямо противоположно на значения пористости и проницаемости, т.е. мы встречаемся либо с закрытой пористостью, либо с открытой.

Для песчаников ачимовской пачки первый фактор – седиментационный, определяет 50% пористости. Он прямо связан с содержанием глинистой и алевроитовой фракций, обратно – с содержанием карбонатного и кремнистого цемента, а также гидрослюды. Второй фактор, определяющий еще 50% пористости и основную часть проницаемости, чисто катагенетический, связан с трещиноватостью и нефтенасыщенностью. Последующие факторы (3, 4, 5-й), определяющие до 40% проницаемости, связаны с процессами регенерации кварца, повышенным содержанием алевроитовой фракции и каолинита.

Результаты раздельного анализа по двум месторождениям вносят коррективы в сделанное обобщение. Так, первый фактор пласта БС-10 Тевлинско-Русскинского месторождения, определивший 70% пористости, сохранил ее благодаря наличию регенерационного цемента. Что касается второго и третьего факторов, обусловивших 85% проницаемости породы, это связано с каолинитом. На Кочевском месторождении в пласте БС и пористость, и проницаемость зависят от одного фактора со значением 69%, который определяет ФЕС – крупно-среднезернистая фракция, каолинит и регенерационный цемент.

Таблица 1

Факторный анализ петрофизических свойств пород пласта БС10

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Xcp	S
Q, кварц	-0,39	-0,71	-0,35	36,5	4,9
Qp, регенерационный Q	0,01	-0,56	-0,57	10	7
PSH, полевые шпаты	0,68	0,52	0,34	45,3	6,1
obl_m, обломки	0,22	0,42	-0,47	12,5	4,7
Sluda, слюда	-0,71	-0,35	0,27	5,9	5,3
Zem, цемент	-0,34	0,68	0,26	11	9,2
B, 0.5-0.25мм	0,89	-0,01	0,24	8,3	13,8
C1, 0.25-0.16мм	0,89	0,29	-0,005	23	18
C2, 0.16-0.125мм	0,3	0,65	-0,6	6,9	5,4
C3, 0.125-0.1мм	-0,22	0,34	-0,71	6,1	4,5
D1, 0.1-0.063мм	-0,71	-0,25	-0,38	20,1	14,7
D2, 0.063-0.05	-0,78	-0,51	-0,01	5,8	4
E, 0.05-0.01мм	-0,67	-0,36	0,48	22,9	14
Gl, 0.01-0.001мм	-0,19	-0,05	0,94	6,8	6,1
PP, потеря от HCl	-0,22	0,7	-0,44	9,7	11,9
Md, медиана	0,92	0,25	-0,12	117	64,2
P90,грансостав,%	0,91	0,25	-0,04	186,7	80,1
S0, коэффициент сортировки	-0,07	0,17	0,9	2,6	1
Kpo.Не, пористость по Не	0,24	-0,83	-0,21	18,3	5,5
Kpr.p, проницаемость	0,83	-0,43	0,05	111,5	205,2
qV, плотность	-0,2	0,86	0,18	2,2	0,1
Kvo, водонасыщенность	-0,63	0,61	0,24	44,3	22,6
Pn, параметр нефтенасыщенности	0,85	-0,47	0,02	7,3	7,3
Kaolin, каолинит	0,8	-0,3	0,16	29,3	31,06
Clorit, хлорит	-0,78	0,13	-0,03	40,1	20,4
Gidrosi, гидрослюда	-0,63	0,46	-0,48	26,4	16,1
SSO, смешанно-слоистые обр-я	-0,22	0,37	0,44	4,7	2,4
Вес фактора,%	37	23	17		

Factor 1:

+ Md(0.92) P90(0.91) B(0.89) C1(0.89) Pn(0.85) Kpr(0.83) Kaolin(0.8) PSH(0.68)
 - D2(0.78) Clorit(0.78) Sluda(0.71) D1(0.71) E(0.67) Kvo(0.63) Hidrosi(0.63)

Factor 2:

+ qV(0.86) PP(0.69) Zem(0.68) C2(0.65) Kvo(0.61) PSH(0.52)
 - Kpo(0.83) Q(0.71) Qp(0.56) D2(0.51) Kpr(0.43)

Factor 3:

+ Gl(0.94) S0(0.9)
 - C3(0.71) C2(0.6) Qp(0.57)

Таблица 2

Факторный анализ петрофизических свойств пород ачамавских отложений

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Xcp	S
Q, кварц	-0,43	-0,5	0.3	36,5	5,8
Qp, регенерационный Q	0,58	0,32	0.4	8,6	4,6
PSH, полевые шпаты	0,33	0,43	-0.55	42,8	8,9
obl_m, обломки	0,28	0,32	0.19	12,2	4,9
Sluda, слюда	-0,29	-0,45	0.45	8,4	4,7
Zem, цемент	0,58	-0,7	-0.19	18,8	13
B, 0.5-0.25мм	0,92	-0,23	0.05	2,6	3,8
C1, 0.25-0.16мм	0,73	0,46	-0.29	19	14
C2, 0.16-0.125мм	-0,21	0,59	-0.54	9,5	4,3
C3, 0.125-0.1мм	-0,6	0,39	0.1	8,7	3,5
D1, 0.1-0.063мм	-0,4	0,1	0.83	21,2	7,8
D2, 0.063-0.05	-0,4	-0,16	0.73	5,4	1,5
E, 0.05-0.01мм	-0,74	-0,6	-0.1	24,4	11
GI, 0.01-0.001мм	-0,52	-0,53	-0.56	8,9	8,7
PP, потеря от HCl	0,83	-0,17	0.23	10,7	8,5
Md, медиана	0,9	0,37	-0.14	91	36
P90, грансостав, %	0,95	-0,03	-0.08	172	52
S0, коэффициент сортировки	-0,26	-0,58	-0.63	3,4	1,1
Kpo.Не, пористость по Не	-0,73	0,55	0.13	14,6	5,1
Kpr.p, проницаемость	-0,1	0,75	0.23	0,7	1,5
qV, плотность	0,79	-0,52	-0.03	2,3	0,1
Kvo, водонасыщенность	0,003	-0,78	-0.09	66,8	15
Pn, параметр нефтенасыщенности	-0,38	0,67	-0.1	2,1	0,9
Kaolin, каолинит	0,004	-0,4	0.34	9,4	13
Clorit, хлорит	-0,4	0,25	-0.65	59,5	18
Gidrosl, гидрослюда	0,71	0,1	0.5	27	12
SSO, смешанно-слоистые обр-я	-0,05	0,17	0.6	4,4	3,2
Вес фактора, %	32	21	17		

Factor 1:

+ P90(0.95)B(0.92)Md(0.9)PP(0.83)qV(0.79)C1(0.73)Gidrosl(0.71)Zem(0.58)Qp(0.58)
- E(0.74) Kpo(0.73) C3(0.6) GI(0.52)

Factor 2:

+ Kpr(0.75) Pn(0.67) C2(0.59) Kpo(0.55)
- Kvo(0.78) Zem(0.69) E(0.59) SO(0.58) GI(0.53) qV(0.52) Q(0.5)

Factor 3:

+ D1(0.83) D2(0.73) SSO(0.6) Gidrosl(0.5)
- Clorit(0.65) SO(0.63) GI(0.56) PSH(0.55) C2(0.54)

Все вышесказанное позволяет сделать следующие выводы:

- 1) минералогический состав ачимовских и пластов БС практически одинаков, за исключением слюды, которой всегда больше в Ач на 5–6 %;
- 2) ачимовские отложения характеризуются значительно большим развитием алевроито-глинистой фракции;
- 3) по пористости ачимовские и пласты БС-10 близки (среднее 16–18%), но резко отличаются по проницаемости, которая в Ач практически равна нулю;
- 4) пористость песчано-алевритовых пород связана со стадией седиментогенеза, а проницаемость – с процессами катагенеза и эпигенеза, т.е. обусловлена как стадийными, так и вторичными процессами выноса цемента;
- 5) проницаемость ачимовских песчаников связана исключительно с трещиноватостью, которая обусловлена глинисто-карбонатным и карбонатным цементом базального типа, а также с высокой плотностью пород.

А.П. Вилесов
КамНИИКИГС, г. Пермь

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ БАШКИРСКОГО ЯРУСА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ КОСЬВИНСКО- ЧУСОВСКОЙ СЕДЛОВИНЫ И ПЕРЕДОВЫХ СКЛАДОВ УРАЛА

В 2001–2002 гг. в районе сочленения передовых надвигов Западно-Уральской складчатой зоны (ЗУЗ) и восточной части Косьвинско-Чусовской седловины ЗАО «Лукойл-Пермь» пробурена Широковская параметрическая скважина № 1, вскрывшая осадочный комплекс верхнего палеозоя от терригенной толщи артинского яруса нижней перми до песчаников эмского яруса нижнего девона. Глубина скважины – 2852 м. Башкирский ярус выделен в интервале 1691–1726 м. Начиная с 1693,9 м ярус пройден со сплошным отбором керна (таблица), что позволило изучить особенности литолого-фациального строения, выделить зональные фораминиферовые комплексы, палеонтологически обосновать объем и границы внутриярусных подразделений, исследовать пограничные слои нижнего и верхнего отделов карбона. Так как в районе бурения Широковской скважины башкирский ярус является потенциальным нефтегазопромысловым объектом, полученные данные о геологическом строении представляют широкий интерес.

По результатам биостратиграфических исследований башкирский ярус расчленен на нижний и верхний подъярусы. В нижнебашкирском подъярусе (инт. 1706–1726 м) выделены вознесенский, краснополянский и прикамский горизонты, в верхнебашкирском (инт. 1391–1706 м) – черемшанский и мелекесский. Границы всех подразделений увязаны с данными ГИС. Мощность башкирского яруса в разрезе скважины – 35 м.

*Охарактеризованность керном отложений башкирского яруса в разрезе
Широковской параметрической скв. 1.*

Интервал долбления, м	Проходка, м	Керн, м	Вынос, %	Слой, №
1693,9 – 1700,4	6,5	4,1	63	35а-35б
1700,4 – 1706,9	6,5	4,9	63	36-39
1706,9 – 1713,6	6,7	5,0	75	40
1713,6 – 1719,6	6,0	3,2	53	41 - 43
1719,6 – 1725,6	6,0	5,8	97	44
1725,6 – 1732,6	7,0	3,1	44	45 - 47

Послойное описание и литолого-фациальная характеристика башкирских отложений, включая пограничный интервал серпуховского яруса, приводятся стратиграфически снизу вверх с сохранением нумерации слоев, принятой при описании всего разреза скважины.

Нижнекаменноугольный отдел, серпуховский ярус

Слой 47. Доломит коричневатого-серого микрозернистый, реликтовое-органогенный, среднеслоистый, сильно известковистый, трещиноватый и кавернозный, со слабым запахом углеводородов (УВ), с округлыми и продолговатыми гнездами (0,5–2 см) крупнозернистого полупрозрачного доломита. Кавернозность сильно развита в середине слоя: каверны многочисленные, диаметром до 3 мм. Трещины вертикальные, длиной 10–15 см, тонкие (1–2 мм), выполнены белым кальцитом. Органические остатки: брахиоподы. Мощность слоя 0,6 м.

Слой 46. Доломит коричневатого-серого микрозернистый, реликтовое-органогенный, разнослоистый (от микро- до среднеслоистого), неравномерно сильно известковистый, со слабым запахом УВ, с частыми тонкими (до 5 мм) прослоями зеленоватого-серого глины и малоамплитудными горизонтальными стилолитами. Поверхности напластования доломита на контактах с глинистыми прослоями волнистые, с амплитудой до 2 см. В нижней части слоя доломит пористый и мелкокавернозный. Контакт с нижележащим слоем (47) резкий: плоскость контакта наклонена к оси керна под углом 30° и промазана зеленоватого-черной глиной. В нижней четверти слоя много разнонаправленных тонких трещин, заполненных белым кальцитом. Мощность – 0,5 м.

Слой 45. Доломит коричневатого-серого и светло-серого, микрозернистый, реликтовое-органогенный, среднеслоистый, крепкий, с слабым запахом УВ, неравномерно окремнелый и кавернозный, известковистый, переходящий участками в известняк органогенно-детритовый, доломитизированный (в шлифах – водорослево-детритовый с микрозернистым цементом, биотурбированный, пористый по раковинам фораминифер и другим органическим остаткам). В кровле слоя – тонкие прослойки черных и зеленоватого-темно-серых глин. Каверны мелкие, их диаметр редко достигает 3 мм. По всему слою распространены крупноамплитудные (до 4 см), обычно горизонтальные стилолиты, промазанные черным глинистым веществом. Встречаются круто наклоненные и почти вертикальные трещины шириной до 3–4 мм, выполнен-

ные микрозернистым светло-серым доломитом. Аналогичный доломит встречается в виде гнезд различного размера (от 1 до 7 см), приуроченных к плоскостям напластования. Орг.остатки: водоросли (*Shartymophycus sp.*), фораминиферы (*Endothyranopsis ex gr. sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Eostaffellina ex gr. subsphaerica* (Ganel.), *Plectostaffella reitlingerii* Groves), детрит криноидей и морских ежей, редкие мелкие ругозы и брахиоподы. Мощность слоя – 2 м.

Формирование верхнесерпуховских отложений слоев 47–45 происходило в условиях открытого мелководного шельфа ниже базиса нормальных волн. В кровле слоя 45 фиксируется предбашкирский перерыв, во время которого верхнесерпуховские известняки подверглись процессам карстования, сопровождавшимся уничтожением первичной структуры пород в результате замещения их вторичными доломитами.

Среднекаменноугольный отдел, башкирский ярус

Вознесенский горизонт выделен в интервале 1719–1726 м, его мощность в разрезе скважины – 7 м.

Слой 44. Известняк светло-серый, микрозернистый, толсто- и массивнослоистый, неравномерно доломитизированный, с запахом УВ, с частыми малоамплитудными горизонтальными стилолитами, промазаннами черным битуминозным материалом. Микроструктура известняка водорослевая, полидетритово-водорослевая с микритовым цементом, полидетритовая, микрозернистая с шламом и детритом, в кровле – мелкопеллоидная с шламом и детритом; по всему слою характерна интенсивная биотурбированность осадка, обуславливающая пятнистость цементации (спарит/микрит). На отдельных участках порода пористая по органическому остаткам. Орг.остатки: многочисленные водоросли (*Shartymophycus sp.*, *Ungdarella sp.*), детрит иглокожих, мелкие ругозы, редкие крупные брахиоподы, брюхоногие, остракоды, ветвистые мшанки. В слое определены фораминиферы: *Plectostaffella obtusa* Reitl., *Pl. ex gr. bogdanovkensis* Reil., *Pl. reitlingerii* Groves, *Pl. cf. lata* Brazh. et Vd., *Plectomillerella sp.*, *Eostaffella cf. postmosquensis* Kir., *Globivalvulina cf. bulloides* (Brady) и др. Мощность слоя – 5,8 м.

Слой 43. Известняк светло-серый брахиоподово-пеллоидный, средне-слоистый, неравномерно доломитизированный, с редкими слабыми выпотами нефти и сильным запахом УВ. В шлифах – известняк пеллоидный, брахиоподово-водорослевый и брахиоподово-пеллоидный с фораминиферами и детритом, биотурбированный, с пятнистой (спарит/микрит) цементацией. По всему слою развиты мелкозубчатые, малоамплитудные, обычно горизонтальные стилолиты, промазанные черным глинистым материалом. Орг.остатки: водоросли (*Ungdarella sp.* и др.), многочисленные и разнообразные фораминиферы (*Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. cf. pseudostruvei* Raus. et Bel., *Plectomillerella extenta* Brazh. et Vd., *Plectostaffella obtusa* Reitl., *Pl. ex gr. bogdanovkensis* Reitl., *Pseudoglomospira karzhantavica* (Rum.), *P. aff. postserenae recta* Brazh., *P. elegans* (Lip.), *Globivalvulina kamensis* Reitl. др.), единичные мелкие ругозы, разнообразные замковые брахиоподы, остракоды, иглокожие. В нижней части слоя брахиоподы целые, расположены неупорядоченно, вы-

полнены крупнозернистым белым кальцитом, разнообразные и многочисленные; в верхней части – створки раковин брахиопод разделены, целые заполнены осадком, аналогичным окружающему. Мощность слоя – 0,8 м.

Известняки вознесенского горизонта образуют регрессивный циклит – снизу вверх наблюдается постепенная смена фаций среднего шельфа на мелководные верхнего шельфа. Известняки нижней части формировались в относительно спокойных условиях, ниже базиса нормальных волн. Их первичная пористость незначительна и приурочена к полостям раковин мелких фоссилий. Известняки верхней части формировались на мелководье, в условиях активной гидродинамики, высокой активности илоедов и многократного перемывания и перемешивания нелитифицированного осадка. Вынос илистой составляющей был ограничен, что обеспечило низкую первичную пористость пород.

Краснополянский горизонт выделен в инт. 1718–1719 м и представлен малоомной пачкой известняков около 1 м толщиной.

Слой 42. Известняк коричневатого-темно-серый тонкозернистый (в шлифах – фораминиферо-водорослевый с микрозернистым цементом, многочисленными пеллоидами, шламом и детритом, биотурбированный, с тонкими извилистыми раннедиагенетическими трещинами, залеченными крупнозернистым кальцитом и тонкими параллельными трещинами тектонического происхождения; поры мелкие, редкие), среднеслоистый, неравномерно доломитизированный, в подошве – до перехода в известковистый доломит с редкими слабыми выпотами нефти, с тремя прослоями темно-зеленого микрослоистого известковистого аргиллита мощностью до 5 см (в 10, 30 и 45 см от кровли слоя). Таким же аргиллитом промазаны некоторые поверхности напластования в прослоях известняка и редкие мелкозубчатые стилолиты. Поверхности контакта известняка и аргиллита слабо- и средневолнистые (с амплитудой до 3 см), или стилолитизированные. В нижнем прослое аргиллита имеются редкие тонкие (до 5 мм) линзочки белого кальцита. Водоросли: *Dvinella* sp., *Ungdarella?* sp. и обволакивающие крупный детрит синезеленые. Фораминиферы: *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.), *Pl. ex gr. cuboides* (Rum.), *Pl. reitlingeri* Groves, *Semistaffella variabilis* (Reitl.), *Globivalvulina glomerata* R. Ivanova, *Pseudoglomospira ex gr. subquadrata evoluta* Reitl., *Tolypammina* sp., *Palaeonubecularia* sp. и др. Мощность слоя – 0,6 м.

Формирование осадков краснополянского горизонта происходило в условиях мелководного верхнего шельфа с неоднократной мобилизацией нелитифицированного и слаболитифицированного осадка. Комплекс органических остатков здесь очень обеднен, в разрезе многочисленны различные по длительности перерывы. На известняки краснополянского горизонта со стратиграфическим несогласием ложатся породы прикамского горизонта.

Прикамский горизонт выделен в инт. 1706–1718 м и имеет мощность 12 м.

Слой 41. Известняк светло-серый брахиоподово-детритовый, среднеслоистый, пористо-мелкокавернозный, с редкими слабыми выпотами нефти и сильным запахом УВ, прослоями слабо доломитизированный. В шлифах –

известняк микрозернистый с водорослями, детритом, шламом и пеллоидами, биотурбированный, пористый по органическим остаткам – водорослям, раковинам фораминифер и остракод. По всему слою развиты разнонаправленные мелкозубчатые малоамплитудные стилолиты, поверхности которых промазаны черным, темно-серым или зеленовато-серым глинистым материалом. В нижней 1/2 слоя встречаются частые включения голубовато-серого и серого кремня неправильной формы длиной до 8 см. Орг. остатки: водоросли (обильная *Calcisphaera* sp.), редкие фораминиферы (*Plectostaffella obtusa* Reitl., Pl. ex gr. *bogdanovkensis* Reitl., *Plectomillerella* sp., *Palaeotextularia* sp.), остракоды, многочисленные брахиоподы (расположены беспорядочно, полости раковин выполнены молочно-белым крупнозернистым кальцитом), мелкие одиночные ругозы. Мощность – 1,8 м.

Слой 40. Известняк светло-серый брахиоподово-детритовый и водорослево-брахиоподовый, прослоями мелкозернистый, среднеслоистый (мощность прослоев 20–35 см), неравномерно доломитизированный, пористый, со слабыми выпотами коричневой нефти и сильным запахом УВ, с разнонаправленными мелкозубчатыми малоамплитудными стилолитами. В шлифах в нижней трети слоя – известняк брахиоподовый с водорослями, фораминиферами и пеллоидами, частично перекристаллизованный, с микрозернистым цементом, с признаками биотурбации; полости раковин брахиопод выполнены крупнозернистым кальцитом. Выше – известняк микрозернистый с детритом, шламом, водорослями, фораминиферами и доломит реликтово-органогенный, средне- и крупнозернистый. Поры приурочены к полостям органических остатков (фораминифер, водорослей) и межзерновому пространству участков перекристаллизации. Орг. остатки: водоросли (*Calcisphaera* sp., *Ungdarella* sp. и др.), остракоды, редкие иглокожие, мшанки, брахиоподы. Фораминиферы: *Plectostaffella varvariensis* (Brazh. et Pot.), Pl. cf. *primitiva* Rum., Pl. ex gr. *varvariensisformis* Brazh. et Vd., *Plectomediocris* sp., *Plectomillerella extenta* Brazh. et Vd., *Bradyina* ex gr. *concinna* Reitl., *B. cribratomata* Raus. et Reitl., *Pseudoglomospira* ex gr. *subquadrata evoluta* Reitl. и мн. др.). Мощность – 5,0 м.

Слой 39. Известняк коричневатого-серый брахиоподово-детритовый, доломитизированный, пористо-мелкокавернозный, с сильным запахом УВ. В шлифах – известняк брахиоподово-полидетритовый, доломитизированный, интенсивно перекристаллизованный, биотурбированный, пористый по органическим остаткам и межзерновому пространству. Каверны мелкие, с диаметром не более 2 мм. Кровля слоя слабоволнистая. Орг. остатки: таблички криноидей и морских ежей, брахиоподы, фораминиферы (*Eostaffella lenticula* Grozd. et Leb., *Semistaffella variabilis* (Reitl.), *Staffellaeformis* ex gr. *staffellaeformis* (Kir.), *Pseudoglomospira* sp.). Мощность – 0,4 м.

Слои 41–39 образуют единый регрессивный цикл седиментации. Снизу вверх наблюдается смена фаций среднего шельфа (с признаками низкой гидродинамической активности обстановки осадконакопления) фациями мелководного верхнего шельфа.

Черемшанский горизонт выделен в интервале 1701–1706 м и имеет мощность 5 м.

Слой 38. Известняк коричневатого-серый и темно-серый, детритовый и реликтивно-органогенный, в подошве микрозернистый, среднеслоистый, сильно сульфатизированный и доломитизированный, до перехода в доломит, с частыми горизонтальными мелкозубчатыми стилолитами и многочисленными разнонаправленными трещинами, с выпотами нефти и сильным запахом УВ. Трещины тонкие, выполнены черным битуминозно-глинистым веществом, реже – белым кальцитом. В шлифах – известняк органогенно-детритовый с фораминиферами и микрозернистым цементом, с ходами илоедов и глауконитом, с мелкими межформенными порами и микростилолитами; в детрите – морские ежи, криноидеи, водоросли. В породе крупные (до 7 см) редкие гнезда ангидрита неправильной формы. Фораминиферы: *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Ps. antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* (Raus.), *Staffellaeformis cf. minutus* (Reitl.), *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Novella primitiva* Raus. и др. Мощность слоя – 1,6 м.

Слой 37. Доломит коричневатого-темно-серый (в верхней трети) и коричневатого-серый (ниже), тонко- и микрозернистый, среднеслоистый, трещиноватый, сульфатизированный, неравномерно известковистый (известковистость усиливается к подошве слоя), прослоями окремнелый, с выпотами нефти и сильным запахом УВ, с линзами ангидрита (до 1 см). Встречаются небольшие (до 7 см) реликтовые участки темно-серого мелкокавернозного известняка причудливой формы. Трещины тонкие (до 0,5 мм), длинные, преимущественно вертикальные, выполнены черным битуминозным веществом, реже белым крупнозернистым доломитом или ангидритом. Мощность слоя – 2,75 м.

Формирование карбонатных пород черемшанского горизонта происходило в мелководных условиях верхнего шельфа. Контакт черемшанского и мелекесского горизонтов несет явные признаки перерыва. Он имеет вид сильно волнистой поверхности с микрослоистой текстурой и выраженными «карманами», на которой залегает известняковый конгломерат слоя 36. Породы черемшанского горизонта во время предмелекесского перерыва подверглись процессам карстования и замещения вторичными породами. В обстановке приливно-отливной равнины каверны, поры и трещины заполнялись ангидритом и доломитом, что существенно снизило емкостные характеристики пород.

Мелекесский горизонт имеет отчетливо ритмичное строение и сложен тонким чередованием разнообразных известняков. Каждый ритм начинается с маломощного органогенно-обломочного известнякового конгломерата, залегающего на сильноволнистой, эродированной поверхности предыдущего ритма. С учетом данных ГИС можно предположить, что мелекесский горизонт включает до 4 элементарных циклитов. Мощность горизонта в разрезе скважины – 10 м.

Слой 36. Конгломерат коричневатого-серый органогенно-обломочный, окремнелый, с гравием и редкими гальками черного микрозернистого из-

вестняка, с глауконитом. В шлифах – известняк органогенно-обломочный со спаритовым цементом. Нижняя и верхняя поверхности слоя сильно волнистые (с амплитудой около 4 см), с ярко выраженными «карманами». У нижней поверхности напластования известняк имеет микрослоистую текстуру; верхняя поверхность слоя промазана темно-зеленой глиной. Орг. остатки: водоросли, фораминиферы (*Parastaffella fraudulenta* Raus., *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Oz. ovata* R. Ivanova, *Pseudostaffella ex gr. nibelensis* Raus., *Ps. aff. gorskyi* (Dutk.) и мн. др.), брахиоподы, фрагменты скелета криноидей и морских ежей, мшанки, брюхоногие. Крупный детрит хорошо окатан, раковины брюхоногих заполнены микритом, мелкими раковинами других организмов и мелким детритом. Мощность слоя – 0,15 м.

Слой 35б. Известняк коричневатого-серый и темно-серый, тонкозернистый, тонкослоистый (прослой – 3–10 см), неравномерно глинистый, прослоями до перехода в зеленовато-темно-серый микрослоистый мергель, с редкими скоплениями тонкостенных брахиопод по плоскостям напластования, в единичных прослоях окремнелый. В шлифах: микрозернистый, сильно глинистый, слабо биотурбированный. В кровле слоя и в 60 см ниже наблюдаются волнистые поверхности напластования, промазанные красноцветной глиной и разбитые вертикальными трещинами, выполненными ангидритом. В подошве – прослой (10 см) фораминиферового песчаника с мелкой известняковой галькой и глауконитом, с крупнозернистым цементом, с детритом водорослей, брюхоногих, морских ежей, криноидей, брахиопод, ветвистых мшанок. В нем определены фораминиферы: *Staffellaeformis staffellaeformis* (Kir.), *Ozawainella krasnokamski* Saf., *Oz. cf. umbonata* Brazh. et Pot., *Eoschubertella mosquensis* (Raus.), *Pseudostaffella irregularis* Dalm., *Novella primitiva* Raus., *Eostaffella aff. taranovskensis* Man., *Il. et Serezh.*, *Millerella cf. graciosa* Man., *Il. et Serezh.* и др. Мощность – 2 м.

Слой 35а. Известняк коричневатого-серый и коричневатого-темно-серый, тонкозернистый, тонкослоистый, неравномерно глинистый, до перехода в мергель, в единичных тонких прослоях окремнелый. В 1,2 м от кровли слоя – три прослоя коричневатого-серого известнякового конгломерата мощностью 5–7 см, сильно трещиноватого (тонкие вертикальные трещины выполнены белым кальцитом), с окатанными фрагментами криноидей и брахиопод. Обломки черных и серых, реже светло-серых, микрозернистых окремнелых известняков, преимущественно гравийных размеров, угловатые. Встречаются единичные гальки до 2 см. Контакты глинистого известняка и известнякового конгломерата сильно волнистые (с амплитудой до 4–5 см), кармановидные. По поверхностям напластования глинистых известняков – редкие скопления тонкостенных брахиопод, в верхней половине они образуют прослой светло-серого известняка (до 1 см). В кровле – тонкий прослой фораминиферово-псевдоолитового биотурбированного песчаника (цемент смешанный – микрит/спарит). Из прослоев конгломерата и раковинного песчаника определены фораминиферы: *Aljutovella ex gr. tikhonovichi* Raus., *Pseudostaffella pseudoquadrata* Man., *Staffellaeformis ex gr. sphaericus* (Dalm.), *St. cf. tashliensis minimus* (Leb.), *Eoschubertella simensis* (R. Ivanova). Мощность слоя – 2,1 м.

Формирование известняков мелекесского горизонта происходило в фациальной зоне среднего шельфа, преимущественно ниже базиса нормальных волн, что обуславливает высокую глинистость пород и развитие тонкой нормальной слоистости. Высокоэнергетические обстановки устанавливались на начальных и конечных стадиях циклов седиментации.

Таким образом, литолого-фациальные и биостратиграфические исследования башкирского яруса в разрезе Широковской скважины позволили получить следующие важные результаты:

- в разрезе фактически не представлены фациальные типы карбонатных пород с высокой и средней первичной пористостью;
- вторичные процессы не привели к существенному улучшению емкостных характеристик пород;
- в разрезе отсутствуют образования северокельтменского горизонта;
- начиная с черемшанского времени восточная окраина Яринского палеоподнятия испытывала некоторое воздымание (на фоне тенденции общего опускания восточной окраины платформы), что привело к существенно сокращенной мощности мелекесского горизонта и отсутствию в его составе карбонатных пород-коллекторов;
- тектонические процессы надвигообразования в ЗУЗ слабо отразились на текстурных особенностях башкирских карбонатов в районе бурения параметрической скважины.

В заключение хотелось бы поблагодарить специалистов ЗАО «Лукойл-Пермь» С.В. Матяшова, А.Ф. Плешкова и А.В. Паняева за возможность проведения интересных исследований, зав. сектором биостратиграфических исследований КамНИИКИГС Э.К. Сташкову – за необходимые консультации, шлифмастера Л.И. Бояршинову – за приготовление шлифов.

Г.Л. Беляева, А.В. Белоконь, Т.В. Карасева
КамНИИКИГС, г. Пермь

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ И КАТАГЕНЕЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

В связи с поиском новых перспективных на углеводородное сырье площадей начато детальное изучение востока и северо-востока Пермской области. Особый интерес вызывает Верхнепечорская депрессия и сопредельные с ней территории, находящиеся на сочленении Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций.

В малоизученных районах Передовых складок Урала, Верхнепечорской депрессии и Колвинской седловины по одному из основных критериев нефтегазоносности – палеотемпературному в разрезе отмечается широкое развитие зон генерации углеводородов. При благоприятных геологических

факторах (наличие НГМП, коллекторов, покрышек и условий для миграции) эти районы могут оказаться более перспективными, чем платформенные.

Катагенетическая преобразованность отложений $МК_2$ – $АК_1$ соответствует зоне аккумуляции углеводородов. Большинство залежей нефти и газоконденсата в структурах совпадает с зонами интенсивного нефтеобразования, аккумулируясь непосредственно в ГЗН и являясь для этой зоны сингенетичными (рис. 1). Прямой критерий нефтегазоносности – палеотемпературы выше $80^{\circ}C$. К сингенетичным можно отнести месторождения Колвинской седловины и большую часть нефтяных месторождений севера Соликамской депрессии. Отчасти эпигенетичными ГЗН являются залежи верхневизейско-башкирского возраста Верх-Боровского, Мысинского, Логовского, Чердынского и Юрчукского месторождений, где часть углеводородов из ГЗН мигрировала вверх по разрезу в палеотемпературную зону 60 – $80^{\circ}C$ ($МК_1$).

Данные по палеотемпературам и степени катагенеза ОВ пород Передовых складок Урала свидетельствуют о благоприятных условиях для развития поднадвиговых залежей в зонах генерации УВ в автохтонах. Специфические особенности геологического строения и развитие надвиговых дислокаций, которые в значительной степени еще не закартированы, не позволяют однозначно оценить перспективы нефтегазоносности. Возможно обнаружение поднадвиговых залежей УВ разного фазового состояния. Передовые складки Урала могут быть одним из самых крупных резервов для прироста ресурсов Пермской области.

Установленный палеотемпературный режим основных НГК Верхнепечорской депрессии, нового региона для пермских нефтяников, указывает на существование благоприятных условий для генерации нефти и газоконденсата. По аналогии с близлежащими тектоническими структурами основные промышленные залежи углеводородов должны аккумулироваться либо непосредственно в части ГЗН, либо иметь с ней общую область [2]. Такой тенденции соответствуют девонские и каменноугольные отложения, хотя для девонских пород вследствие жестких палеотемпературных условий могут возникнуть проблемы с коллекторами.

В пределах рассматриваемой территории возможны существенные изменения региональных палеотемператур в связи с надвиговыми дислокациями. Для района Волимской скважины (Верхнепечорская депрессия) по данным Rock-Eval 6 и отражательной способности витринита выявлен ряд палеотемпературных несогласий. С глубиной не наблюдается закономерного повышения палеотемператур и катагенеза. По данным Ю.А. Ехлакова и А.Н. Угрюмова, на глубинах ~ 1750 и 2000 м в скважине вскрыты шовные зоны надвигов, которые проявились в локальном повышении палеотемператур. ГЗН начинается на малых глубинах – 700 – 800 м [1]. Эти явления объясняются при моделировании тектонической, палеотемпературной и катагенетической истории развития района с помощью программы Basin 2 (США).

Модель представляет собой профиль через район Волимской скважины (рис. 2) на конец раннепермского периода до начала надвиговых дислокаций. Каменноугольные и девонские отложения восточнее и юго-восточнее

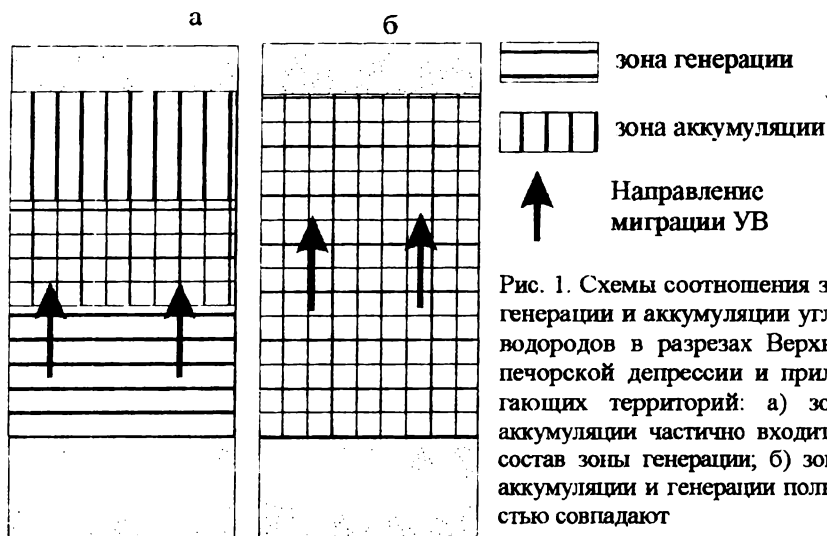


Рис. 1. Схемы соотношения зон генерации и аккумуляции углеводородов в разрезах Верхнепечорской депрессии и прилегающих территорий: а) зона аккумуляции частично входит в состав зоны генерации; б) зоны аккумуляции и генерации полностью совпадают

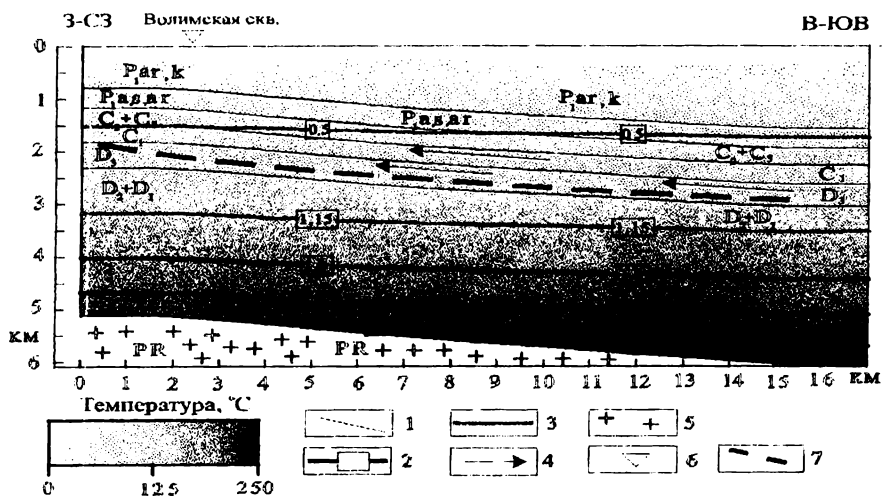


Рис. 2. Фрагмент компьютерной модели температурно-катагенетической истории развития осадочного чехла района бурения Волимской скважины (конец раннепермской эпохи): 1 – границы стратиграфических подразделений, 2 – отражательная способность витринита (%), 3 – границы ГЗН, 4 – направление движения аллохтона, 5 – фундамент, 6 – Волимская скважина, 7 – предполагаемое положение нижней границы надвига

района бурения Волимской скважины испытали жесткие термобарические воздействия в связи с вовлечением в более интенсивное прогибание. Отложения карбона, среднего и верхнего девона находились на более высоких грациях катагенеза, в частности на грациях соответствующих ГЗН, тогда как в районе Волимской скважины катагенез был ниже. С конца раннепермского времени в результате отсутствия погружения и соответственно прироста температуры отсутствовало и повышение катагенеза. В то же время при движении аллохтона с востока и северо-востока (граница аллохтона показана стрелками) произошло перемещение комплексов отложений с более высоким катагенезом из зоны более высоких температур на запад и северо-запад, что привело к аномалиям палеотемператур, фиксируемым в настоящее время в районе бурения Волимской скважины (реконструкция дает амплитуды движения аллохтона: вертикальная – до 800 м, горизонтальная – до 12 км). В связи с тем, что основные процессы генерации и формирования углеводородных залежей имели место до поздней перми на этапе погружения, движение аллохтона могло привести к разрушению и переформированию залежей.

Таким образом, исследование палеотемператур и катагенеза позволяет по-новому подойти к вопросам формирования нефтегазоносности юга Верхнечорской депрессии и прилегающих территорий.

Библиографический список

1. Беляева Г.Л., Попов С.Г., Карасева Т.В., Белокопъ А.В. О палеотемпературном критерии нефтегазоносности в восточных районах Пермской области / КамНИИКИГС. Пермь, 2003. 8 с. Деп. в ВИЭМС 03.11.2003 г. №1174мг-03.

2. Попов С.Г. (отв. исп.). Составление карт палеотемпературной зональности основных нефтегазоносных комплексов Пермской области и сопредельных территорий. Отчет по договору 32/20. Фонды КамНИИКИГС. Пермь, 2002.

Е.И. Сорока, Л.В. Леонова, В.Ф. Рябинин, Е.В. Рахов
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ПРОБЛЕМАТИКА В ПОРОДАХ ЗОЛОТО-ПАЛЛАДИЕВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Золото-палладиевое проявление Чудное находится на юго-восточном склоне хр. Малдынырд в верховьях руч. Алькесвож – левого притока р. Балбанью (рис.1). Район входит в состав Ляпинского антиклинория зоны Центрально-Уральского поднятия. На площади рудопроявления на дневную поверхность выходят породы основного и кислого составов, которые рассматриваются как магматические образования рифей-вендского возраста саблегорской свиты (R_3-V_{sb}), контакт между ними считается тектоническим [4, 5]. Рудные тела локализованы в породах кислого состава и представлены штокверковыми зонами прожилковой минерализации северо-восточного простирания с углами падения $60-70^\circ$ на северо-запад [10]. Породы, вмещающие

рудопоявление, описываются как порфировые риолиты, которые в зонах рассланцевания и брекчирования осветлены и пронизаны сетью фукситовых, кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-альбит-карбонатных, серицит-гематитовых прожилков [11], мощностью до 5 мм. Рудосносными являются преимущественно фукситовые прожилки. Содержания благородных металлов в рудах неравномерные (от первых граммов до сотен граммов на тонну).

Вулканыты основного состава, выходящие на поверхность в осевой части хр.Малдынырд, в том числе и на площади рудопоявления Чудное, рассматриваются исследователями как базальты, андезитобазальты и долериты, преобразованные в зеленые сланцы [5]. Нами изучались подобные породы базальтоидного облика из нескольких разрезов в приводораздельной части хребта, среди них детально исследовался разрез у высотной отметки 1425 м, в породах которого обнаружены фоссилии палеозойской биоты [9]. В карбонатных обособлениях миндалекаменных разностей пород обнаружены окременные остатки сифоновых водорослей [7].

Породы основного состава рудопоявления Чудное изучались по керну скважины 106, пробуренной на северо-западной границе площади рудопоявления (рис.1), а также по образцам, отобраным с поверхности. Скважиной вскрыты породы темно-зеленого цвета амфибол-хлоритового состава с разнообразными по форме желтовато-зеленоватыми включениями, описываемые как измененные долериты с вкрапленниками и гломеропорфировыми сростками плагиоклаза [5].

По данным рентгенофазового анализа исследуемая порода имеет следующий минеральный состав: хлорит – 50, амфибол (паргасит) – 25, эпидот – 10, альбит – 10, кварц – 5, слюда – менее 1% [6]. Вкрапленники представлены тонкодисперсной смесью минералов вмещающей породы, но могут быть замещены эпидотом и альбитом. В проходящем свете вкрапленники имеют темно-коричневый цвет.

Во всех интервалах скважины 106 до глубины 35 м встречаются карбонатные обособления, подобные обнаруженным в хлоритовых породах из разреза у высотной отметки 1425 м. Часто они имеют форму миндалин и бывают представлены карбонатом, кварцем и хлоритом. В миндалинах обнаружены проблематичные объекты, выполненные темным в проходящем и белым в отраженном свете пелитоморфным карбонатом, что характерно для органических, в частности, водорослевых, остатков. Например, на глубине 26–27 м обнаружен фрагмент карбонатного обособления с зоной темного пелитоморфного карбонатного вещества, к которой приурочены шарообразные объекты (рис.2). По облику и размерам они напоминают поперечное сечение слоевища водоросли. Оболочка одного из объектов частично замещена кварцем, а внутренняя часть представлена хлоритом и карбонатом.

Породы в некоторых интервалах заметно рассланцованы. На глубинах 14–16; 26–27 и 34–35 м выделяются тонкие карбонатные зоны мощностью от 2–3 мм до 1–2 см. В основном они представлены кальцитом, часто наблюдаются проблематичные водорослевые остатки из более темного карбоната. Оторочка такой зоны часто представлена хлоритом и кварцем. Хлорит по

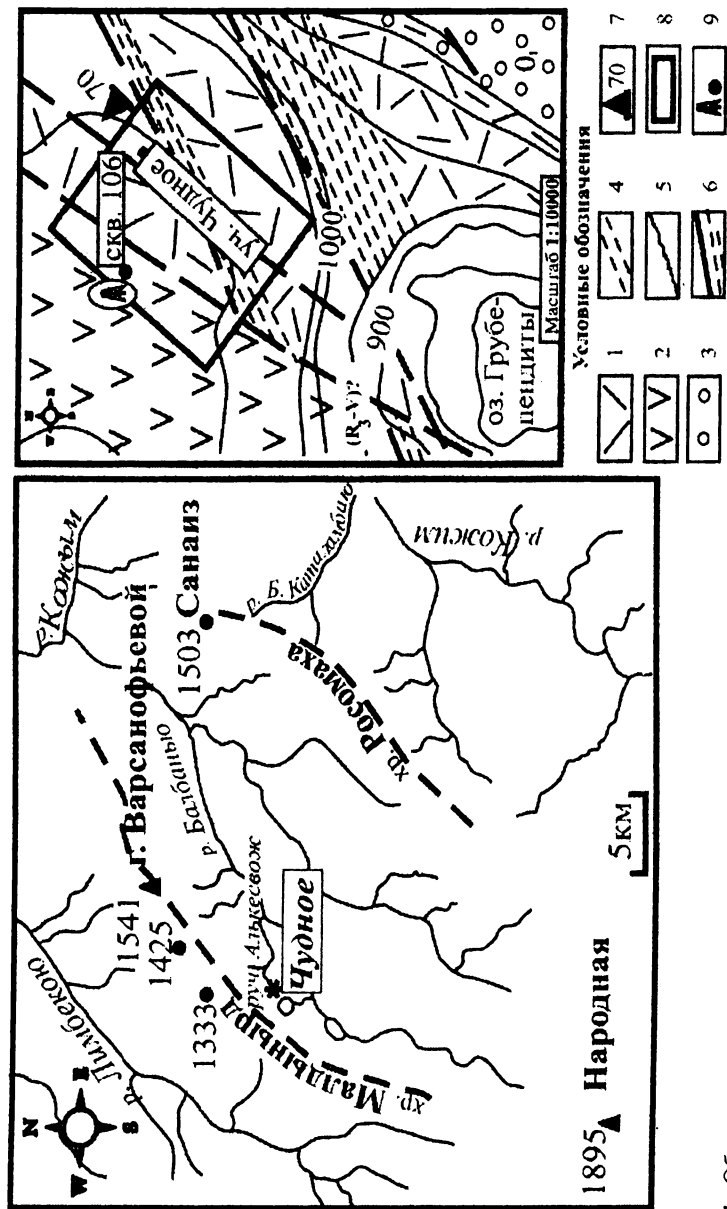


Рис. 1. Обзорная схема географического положения и геологического строения золото-палладиевого проявления Чудное (Пиропольный Урал). Условные обозначения: 1 – кварцевые порфиры; 2 – породы основного состава; 3 – кварцевые конгломераты, гравелиты, кварцито-песчаники; 4 – кварц-серпентиновые метасоматиты; 5 – геологические границы; 6 – тектонические нарушения, зона милонитизации и расщепления; 7 – элементы залегания; 8 – границы площади золото-палладиевого проявления Чудное; 9 – скв. 106

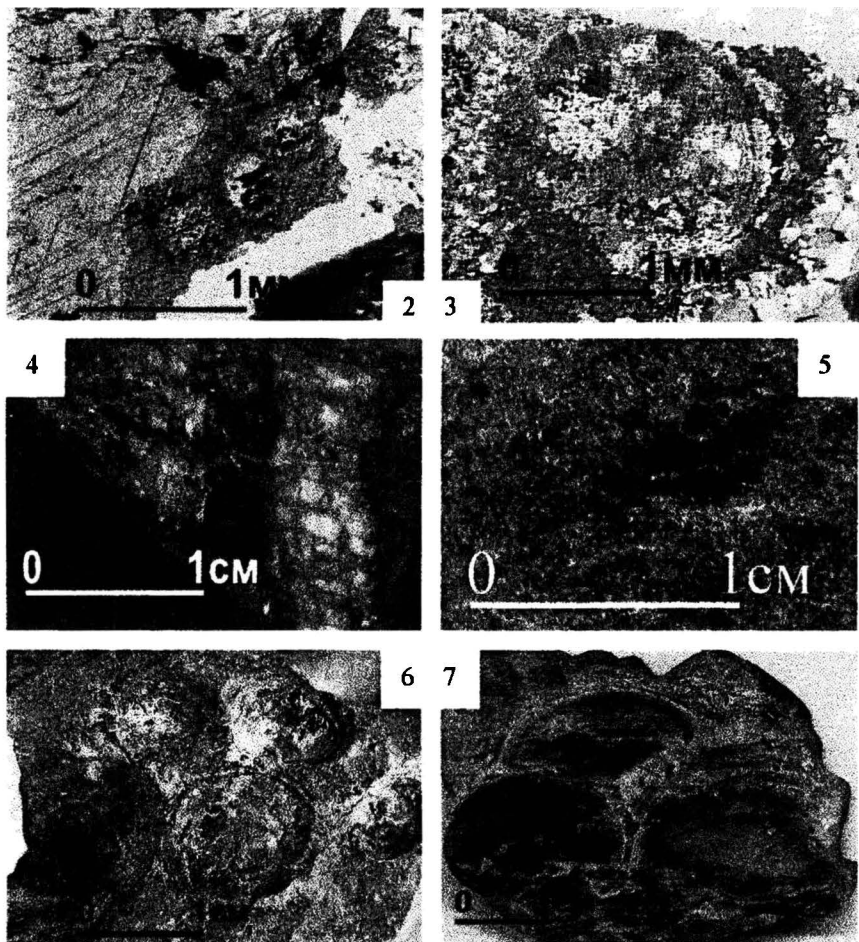


Рис. 2. Фрагмент карбонатного обособления, в котором видны округлые объекты, по облику и размерам напоминающие слоевище сифоновой водоросли в поперечном сечении

Рис. 3. Кольцеобразное кварцевое обособление, в сечении напоминающее фрагмент фоссилии. Видны границы обособления, возможно, станки фоссилии

Рис. 4. Поперечное сечение обособления, преимущественно замещенное эпидотом

Рис. 5. Проблематичный объект, напоминающий по форме и размерам фораминиферу со стенкой и внутренними перегородками, замещенными эпидотом

Рис. 6. Отпечатки раковин брахиопод в кварц-полевошпатовой породе

Рис. 7. Вмещающие породы, макроскопически напоминающие яшмоиды

данным микрозондового анализа относится к шамозиту. В оторочках таких зон наблюдаются кристаллы новообразованного алланита.

В породах скважины 106 встречаются обособления, представленные кварцем и хлоритом и имеющие облик замещенных органических остатков. В интервале 32–34 м обнаружен объект, напоминающий поперечное сечение кольцеобразной фоссилии (рис.3). Зерна кварца в нем крупнее, чем мелкозернистая матрица. По окружности он окаймлен хлоритом. В периферийной зоне наблюдаются несколько концентрических линий, которыми сформировано кольцо. В данном случае это не является минеральной зональностью отдельных кристаллов кварца. При скрещенных николях по изменению окраски видна разная ориентировка зерен, тогда как концентрические линии остаются неизменными и в проходящем свете. Эти особенности выделяют объект из вмещающей мелкозернистой кварцевой породы.

Изучались не только карбонатные и кварцевые обособления, но и обособления, описанные выше как вкрапленники, состоящие чаще всего из тонкодисперсной смеси минералов, в основном новообразованных эпидота, альбита, хлорита и кварца. Характерными особенностями являются ритмично повторяющиеся, либо прямые, чаще изогнутые, дихотомирующие линии, а также причудливая форма («вкрапленники» и «сростки»). Они рассечены сетью ритмично повторяющихся трещин и имеют своеобразную штриховку. Их размеры иногда достигают нескольких сантиметров. Особенно часто такие объекты встречаются на глубине от 4 до 12 м (рис.4).

В этом же интервале встречены проблематичные образования в виде пустоток с внутренними перегородками (рис. 5). Они имеют облик, напоминающий по размерам и морфологическому строению стенки раковин фораминифер с эндотироидным навиванием, в настоящее время замещенные эпидотом. На органическое происхождение данных образований указывают закономерное расположение перегородок в пустотках и повторяемость самих объектов. В небольшом сколе керна обнаружено три экземпляра, идентичные по размерам и облику.

Раковины фораминифер в метаморфических породах зеленокаменной толщи Урала могут замещаться различными минералами или агрегатами минералов, сохраняя свою форму и мелкие детали внутреннего строения [1]. Например, в вулканогенно-осадочных породах улутауской и карамалыташской «свит» Южного Урала были обнаружены фораминиферы, часто с эндотироидным навиванием, стенки и полости камер которых были эпидотизированы. Часто полости камер у них выполнены кварцем, а стенки в начальных и последнем оборотах замещены эпидотом и четко выделялись в породе [2]. Породы были отнесены к метаморфизованным среднеобломочным литокристаллическим туфам среднего состава.

Породы золото-палладиевого проявления Чудное, непосредственно вмещающие оруденение, описываются как порфиновые риолиты [10]. Они представлены серыми, темно-серыми, серо-зелеными и лиловыми разностями с вкрапленниками кварца и микроклина размером до нескольких миллиметров. Риолиты сильно изменены, серицитизированы, гематитизированы. Мес-

тами по ним развиваются пиррофиллит и хлоритоид. Серицит преимущественно фенгитового типа. Акцессорные минералы представлены алланитом, цирконом, сфеном, монацитом, рутилом, апатитом, гематитом, магнетитом. По внешнему облику выделяются три генерации кварца: I – крупные порфировые вкрапленники, II – тонкозернистые агрегаты, слагающие совместно с серицитом основную массу породы, III – крупные зерна свежего облика, vyplняющие трещины [11]. Кварц порфиробластического облика, отнесенный к I генерации, обнаружен и в измененных карбонатных породах хр. Малдынырд, и в кварц-полевошпатовом метасоматите, замещающем колонию таппопородных табулят, обнажение которой находится в приводораздельной части хребта [8]. Вероятно, образование подобных кварцевых зерен и замещение органических остатков в изучаемых породах отражают единый метасоматический процесс. На площади рудопроявления Чудное в измененных кварц-полевошпатовых породах, вскрытых канавой, обнаружен образец с отпечатками (внешними ядрами) раковин брахиопод размером 1–2 см (рис. 6). Вмещающая порода макроскопически напоминает яшмоид (рис. 7).

Н.П. Малаховой описаны «овоиды», имеющие морфологические черты раковин брахиопод, в породах гранитного состава Маминского золоторудного месторождения (Средний Урал) [3]. Размеры «овоидов» 1–5 см. По определению Р.Г. Язевой [3], структура «овоидов» и цемента не свойственна породе магматического происхождения, как и соотношение кварца и плагиоклаза. Это метаморфическая порода гранитного состава. Многочисленные органические остатки, в том числе брахиопод, обнаружены в яшмах Урала. Например, в темно-вишневых гематит-кварцевых породах (яшмо-кварцитах) у д. Гадилевой на р. Таналык (Южный Урал) в пустотах встречены внешние ядра раковин брахиопод с хорошо сохранившимися деталями скульптуры. Описан постепенный переход яшм, содержащих фауну брахиопод, по простиранию в известняковые брекчии с остатками тех же брахиопод [3].

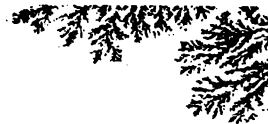
Таким образом, при изучении пород на площади рудопроявления Чудное в образцах, отобранных с поверхности и по керну скважины 106, удалось установить объекты, напоминающие проблематичные остатки, похожие на фоссилии палеобиоты. В породах базальтоидного облика не были обнаружены такие магматические минералы, как оливин и пироксен и их псевдоморфозы. Не найдены и следы их разрушения и замещения, хотя возможно, что они не сохранились в результате многоэтапного преобразования. Минералы амфибол (паргасит), эпидот, альбит, серицит, хлорит являются вторичными. Акцессорные минералы представлены сфеном, алланитом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, гематитом. Карбонат преобразован в кальцит, но обнаружен и осадочный пелитоморфный карбонат с водорослевыми остатками, причем установлено, что местами карбонатные прослои с органическими остатками чередуются с хлоритовыми. Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что породы основного состава на площади рудопроявления Чудное могут иметь осадочное происхождение. Первоначальный генезис пород кислого состава, вмещающих золото-палладиевое оруденение, пока не ясен. Все породы изменены наложенными процессами.

Находки органических остатков в породах основного и кислого состава золото-палладиевого проявления Чудное пока не позволяют делать широких геологических и петрологических обобщений. Они дают основания для постановки детальных петрологических и палеонтологических исследований этих пород. В свое время Н.П. Малахова писала об актуальности поисков органических остатков в метаморфических толщах с целью детального изучения их стратиграфии и тектоники. Роль органических остатков в общем породообразовании, видимо, гораздо значительнее, чем предполагалось. Каждый из компонентов организма может участвовать в породообразовании самостоятельно, наравне с другими компонентами осадка. Их роль в последующих этапах преобразования осадочных пород в метаморфические мало изучена. Поэтому Н.П. Малахова считала необходимым оформление нового научного направления в геологии – биопетрологии, которая должна исследовать закономерности преобразования органогенных пород в различные типы метаморфических и метасоматических [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Урал-01-05-96404.

Библиографический список

1. Малахова Н.П. Фауна в метаморфических породах Урала / Уральский филиал АН СССР. Ин-т геол. и геохим. Свердловск, 1967. 59 с.
2. Малахова Н.П. Фауна рудовмещающих свит колчеданных месторождений Южного Урала. Свердловск, 1969. 86 с.
3. Малахова Н.П., Язева Р.Г. Органические остатки, проблематические образования и петрография автохтонных метасоматических гранитоидов Южного Урала // Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урал. Свердловск, 1977. С.14–94.
4. Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С.28–37.
5. Соболева А.А. Базиты контрастной базальт-риолитовой ассоциации хребта Малдынырд // Геология европейского севера России. Сб.4. Труды Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 1999. Вып. 13. С.48–57.
6. Сорока Е.И., Гуляева Т.Я. Паргасит из метасоматитов Приполярного Урала // Уральский геологический журн. 2000. № 5(17). С.137–141.
7. Сорока Е.И., Леонова Л.В. Проблематика в породах базальтоидного облика водораздельной части хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С.12–15.
8. Сорока Е.И., Леонова Л.В., Рахов Е.В. Порфиروبласты кварца из кварц-иолсвошпатовых метасоматитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. ст. / Перм. ун-т. Пермь, 2002. С. 120–123.
9. Сорока Е.И., Рябинин В.Ф. Новые данные о возрасте пород водораздельной части хребта Малдынырд // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1999. Т. II. С. 54–55.
10. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т.38, № 1. С.15–30.
11. Шумилов И.Х., Остащенко Б.А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар, 2000. 104 с.



Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев
Пермский университет

МИНЕРАГЕНИЯ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Пермское Приуралье занимает территорию современной Пермской области и Коми-Пермяцкого автономного округа. В виде субмеридиональных полос в возрастной последовательности в направлении с востока на запад обнажаются все ярусы пермской системы от ассельского яруса в Западно-Уральской зоне складчатости до татарского яруса в восточной части Вятско-Камской впадины. Это обусловлено положением Пермского Приуралья в зоне сочленения двух глобальных структур: Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области. Такая позиция привела к смене палеотектонических режимов и обстановок и обусловленных ими фациальных условий пермского осадконакопления и к образованию разнообразных часто уникальных месторождений. Описываемую территорию следует рассматривать в качестве своего рода эталона пермского минерагенического этапа для преимущественного аридного типа литогенеза [30].

Первое минерагеническое описание пермских отложений региона было сделано в 1922 г. [26]. Более поздние исследования посвящены преимущественно отдельным видам полезных ископаемых [1, 2, 19, 21, 25 и др.]. В настоящей статье обобщены сведения обо всем комплексе полезных ископаемых пермской системы и охарактеризована их формационно-тектоническая позиция.

Месторождения полезных ископаемых в породах пермской системы – основа горнодобывающей промышленности Пермской области. Важнейшими являются месторождения химического, агрохимического, строительного сырья, поделочных камней, сырья для цветной металлургии (табл. 1). В пермских отложениях сосредоточены запасы нефти и горючего газа, большая часть которых приходится на каменноугольные и девонские отложения, пресных и минеральных вод [8].

Положение месторождений в значительной степени контролируется крупными тектоническими структурами региона, ориентированными в соответствии с простиранием Уральской складчатой области. С востока на запад

*Промышленная классификация полезных ископаемых пермской системы
Пермского Приуралья*

Сери-я	Группа полезных ископаемых	Класс	Вид полезного ископаемого (количество месторождений)	Примеры месторождений
Металлическая	Руд черных металлов		Руды марганца	
	Руд цветных металлов	Руд цветных металлов	Руды меди	
		Руд легких металлов	Руды магния (1)	Верхнекамское
			Руды алюминия	
		Руд редких металлов	Руды стронция (1)	Мазуевское
Неметаллическая	Металлургических неметаллических полезных ископаемых	Флюсовый	Известняк, доломит, флюорит (ратовкит)	
			Гипс (1)	Бабкинское
	Полезных ископаемых для химической промышленности	Содовый	Каменная соль (2)	Шумковское
			Известняк (1)	Всеволодово-Вильвенское
		Серный	Сера нефтяных месторождений	
			Самородная сера	
		Минеральных красок	Волконскоит (6)	Ефимятское
			Карбонаты	
		Пищевой	Каменная соль (2)	Верхнекамское
	Полезных ископаемых для производства минеральных удобрений	Калийный	Сильвинит (1)	Верхнекамское
		Карбонатный	Известняк (6)	Гамовское
			Доломит (1)	Большесарсинское
			Мергель (35)	Отевское
	Драгоценных и поделочных камней	Поделочных камней	Селенит (2)	Федоровское
			Гипс (2)	Яковлевское
	Минеральных строительных материалов	Строительных камней	Известняк (6)	Луньевское
		Вяжущих материалов	Известняк (1)	Гора Матюковая
			Гипс, ангидрит (8)	Чумкасское
			Аргиллиты, мергели	
		Наполнителей, балластов	Песчаники, конгломераты	
Топливно-химическая	Жидких полезных ископаемых		Нефть (9)	Шумовское
	Газообразных полезных ископаемых		Горючий газ (1)	Кордонское
Гидро- и газоминеральная	Подземных вод	Пресных вод	Питьевые, технические воды	
		Минеральных вод	Лечебные воды	
			Питьевые	
		Рассолов	Йод, бром	
	Природных газов		Гелий	

последовательно сменяют друг друга структуры [22]: Центральное Уральское поднятие, Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Предуральский краевой прогиб, Русская плита (рисунок). Первые три структуры входят в состав Уральской минерагенической провинции, которая на рассматриваемой территории по особенностям строения фундамента подразделена на три субпровинции: Печорско-Уральскую, Тимано-Уральскую и Русско-Уральскую [6]. В палеозое субпровинции представляли собой западный континентальный сектор Уральского палеоокеана. В пределах каждой из них находятся по три области: Центрально-Уральская, Западно-Уральская и Предуральская. Одинаковое название областей в субпровинциях обусловлено общностью строения и состава пород осадочного чехла, формировавшихся после аккреции Печорской плиты к Русской в конце протерозоя. В Центрально-Уральских областях субпровинций, расположенных в осевой части Урала, породы пермской системы отсутствуют. Они прослеживаются западнее, начиная с территорий Западно-Уральских минерагенических областей. Западнее Предуральского прогиба располагается платформенная часть Пермского Приуралья, которую мы относим к Камской минерагенической области субпровинции Русской плиты Восточно-Европейской провинции. Камская область выделена нами в пределах одноименной пологопадающей на юго-запад моноклинали, образуемой верхнепермскими отложениями, которую наметил П.А. Софроницкий [24].

Детальное описание литологии и стратиграфии пород пермской системы сделано В.Д. Наливкиным и др. [17]. Основываясь на анализе пространственно-временных соотношений осадочных образований системы и придерживаясь принципа соответствия геологической формации палеотектонической обстановке ее образования [7], горные породы системы нами [30] объединены в следующие формации (табл. 2).

1. Терригенная флишеидная ассельско-артинская Западно-Уральской зоны.
2. Морская карбонатная ассельско-артинская Предуральского прогиба (в его современном положении) и прилегающих к нему с востока территорий Западно-Уральской зоны и с запада – Русской плиты.
3. Карбонатно-сульфатная ассельско-артинская восточной окраины Русской плиты.
4. Эвапоритовая кунгурская Предуральского прогиба.
5. Сульфатно-карбонатная кунгурская восточной окраины Русской плиты.
6. Терригенная лагунно-континентальная молассоидная уфимско-татарская западной части Предуральского прогиба и восточной окраины Русской плиты.

Г.А. Мизенс [16] на Западном Урале выделяет три главные формации горных пород, образовавшиеся в условиях Предуральского прогиба: флишевую (конец нижнего карбона – артинский ярус), морских эвапоритов (кунгурский ярус) и молассовую (верхняя пермь). Он считает, что между породами нижней и верхней перми существует несогласие. Б.И. Чувашов [27], детально проанализировавший историю формирования Предуральского краевого прогиба, показал тесную связь изменения состава осадочных пород перм-

ской системы Урала и Приуралья с развитием Предуральского прогиба, которое началось в башкирском веке среднего карбона. Прогиб закладывался восточнее своего современного положения и постепенно мигрировал в западном направлении. Терригенные нижнепермские породы Западно-Уральской зоны складчатости, по его мнению, следует рассматривать как образования восточной окраины прогиба. Б.И. Чувашовым в направлении с запада на восток для стратиграфического интервала нижний карбон – нижняя пермь до артинского яруса включительно выделяется следующий ряд формаций: 1) формация карбонатной платформы с двумя субформациями: слоистых карбонатов (на плите) и органогенных построек (на восточной границе плиты, в западном борту прогиба), 2) предфлишевая формация – аргиллиты, мергели, глинистые и детритовые известняки (в западном борту прогиба), 3) флишевая – терригенные грубо- и мелкообломочные породы, известняково-глинистые (в прогибе). Породы кунгурского яруса выделены им в самостоятельную эвапоритовую формацию с подразделением на три субформации: терригенную мелководную (на востоке прогиба), существенно глинистую с каменными и калийными солями глубоководную (в центре) и мелководную карбонатно-сульфатную (на западе). Вышележащие породы уфимского яруса верхнего отдела пермской системы отнесены им к существенно наземной молассовой формации. Сопоставляя результаты выполненного нами формационного анализа с результатами указанных авторов видно, что принципиально они не отличаются. Существуют лишь терминологические различия.

Распределение формаций горных пород по возрасту в разрезе пермской системы позволяет выделить в пермском этапе три главные минерагенические фазы: ассельско-артинскую, кунгурскую и уфимско-казанскую (табл. 2). Каждая фаза отличается своеобразием палеотектонических обстановок и фациальных условий образования месторождений и существованием специфических геохимических барьеров, которые, согласно современным представлениям [13, 20], приводят к концентрации полезных ископаемых.

В *ассельско-артинскую минерагеническую фазу* на крайнем востоке Пермского Приуралья плитный периокеанический тектонический режим пассивной окраины Русской плиты начал сменяться коллизионным. В результате инундационная тектоническая обстановка, существовавшая в течение среднего-позднего карбона сменилась к артинскому времени обстановкой краевого прогиба [10]. В восточной прибрежной части морского бассейна существовал мощный гидродинамический барьер, приведший к образованию терригенной флишеидной формации. Слагающие ее породы (песчаники, конгломераты, мергели) могут рассматриваться как перспективные на обнаружение осадочных месторождений строительных материалов класса механических осадков (табл. 3). В породах формации на Южном Урале обнаружены проявления бокситов, образовавшиеся на гидродинамическом и электролитическом барьерах и приуроченные к перерывам в осадконакоплении. Западнее, в пределах Предуральского прогиба и прилегающих к нему территорий, в стадию седиментогенеза существовали биогенные барьеры, приведшие к накоплению морских организмов, и концентрационный барьер, на ко-

Таблица 2

Распределение формаций пермской системы и содержащихся в них полезных ископаемых по минерагеническим фазам и областям Пермского Приуралья

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область		
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская
Уфимско-татарская	Терригенная лагунно-континентальная молассоидная формация (медные руды, волконскоит, известняки, мергели, аргиллиты, песчаники, конгломераты)		
Кунгурская	Сульфатно-карбонатная формация (руды стронция, флюорит, сера, известняки, доломиты, мергели, нефть)	Эвапоритовая формация (руды магния, рубидия, известняки, гипсы, каменная соль, сильвин, доломиты, ангидриты)	
Ассельско-артинская	Карбонатно-сульфатная формация (доломиты, ангидриты, нефть)	Морская карбонатная формация (органогенные и хемогенные известняки, доломиты, горючий газ, нефть)	Терригенная флишоидная формация (конгломераты, песчаники, мергели, бокситов)

Схема размещения полезных ископаемых пермской системы в Пермском Приуралье: 1 – границы тектонических структур (ЦУП – Централно-Уральское поднятие, ЗУЗС – Западно-Уральская зона складчатости, ПП – Предуральский краевой прогиб, ВОРП – Восточная окраина Русской плиты); 2 – геологические границы; 3 – разрывные нарушения; 4 – месторождения солей: 1 – Верхнекамское, 2 – Шумковское; 5 – контур Верхнекамского месторождения; 6 – месторождения гипса и ангидрита: 3 – Бабкинское, 4 – Чумкаское, 5 – Соколино-Саркавское, 6 – Ергачинское, 7 – Полазнинское, 8 – Опокинское, 9 – Дейковское, 10 – Селищенское; 7 – месторождения поделочного гипса и селенита: 11 – Федоровское, 12 – Яковлевское; 8 – месторождение доломита: 13 – Большесарсинское; 9 – месторождения известняков: 14 – Гора Матюковая, 15 – Всеволодовильвенское, 16 – Луньевское, 17 – Рассольное, 18 – Гамовское, 19 – Камайское, 20 – Шарашинское, 21 – Чадское; 10 – месторождения мергелей и известняков для известкования почв: 22 – 57; 11 – месторождения волконскоита: 58 – Ефимятское, 59 – Божьяковское, 60 – Крутоложское, 61 – Самосадкинское, 62 – Селинское, 63 – Лапшинское; 12 – месторождения нефти: 64 – Шумовское, 65 – Краснокамское, 66 – Озерное, 67 – Осокинское, 68 – Бельское, 69 – Ульяновское, 70 – Ольховское, 71 – Верхне-Чусовское, 72 – Копальнинское; 13 – месторождение газа: 73 – Кордонское; 14 – проявления меди; 15 – месторождение стронция: 74 – Мазусовское; 16 – проявление марганца: 75 – Павловское

Таблица 3

Генетическая классификация месторождений и проявлений полезных ископаемых в горных породах пермской системы Пермского Приуралья

Группа	Класс	Подкласс	Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений
Выветривания	Остаточный	Гидролюидный	Строительного и подделочного гипса	Федоровское
	Инфильтрационный	Щелочно-барьерный	Селенитовая	Федоровское
			Флюорит-ратовкитовая	
		Восстановительно-барьерный	Волконскоитовая	Божьяковское
			Медистых песчаников (ванадиево-медная)	
		Фильтрационно-барьерный	Самородной серы	
Осадочная	Механический	Обломочных пород	Песчаников и конгломератов	
			Песчаников, конгломератов, аргиллитов	
			Аргиллитовая	
		Россыпей	Золотоносных россыпей	
	Химический	Концентраты и осадки из истинных растворов	Известняковая	Гора Матюковая
			Доломитовая	Большесарсинское
			Гипс-ангидритовая	Соколино-Саркаевское
			Каменных, калийных и магниевых солей	Верхнекамское
			Минеральных вод	
		Осадков из коллоидных растворов	Бокситовая в терригенных породах	
	Механохимический	Морской	Мергелей	
		Озерный	Мергелей	
Осадочная	Биохимический	Биогенный	Известняковая	Шарашинское
			Фосфоритовая	
		Собственно биохимический	Нефтяная	Верхнечусовское
			Горючих газов	Кордонское
			Серосодержащих нефтей	
			Сероводородных вод	

тором выпадал в осадок карбонат кальция. В результате образовалась морская карбонатная формация с месторождениями органогенных и хемогенных рифовых и слоистых известняков. Позднее, в результате миграции прогиба на запад рифовые постройки, существовавшие на его западном борту и обладающие хорошими коллекторскими свойствами, погребены слабопроницаемыми осадками кунгурского яруса, что привело к образованию фильтрационного барьера и к накоплению в стадию катагенеза горючего газа (Кордонское месторождение в сакмарских рифах) и нефти (Верхнечусовское газонефтяное месторождение в артинских рифах). Западнее, на Русской плите, в течение ассельско-артинской минерагенической фазы продолжала существовать инундационная обстановка плитного режима [9], начавшаяся еще в позднем девоне и прерывавшаяся только в начале раннего карбона. В этой тектонической обстановке в условиях морского бассейна и жаркого аридного климата на геохимическом барьере образовывались толщи доломитов и ангидритов карбонатно-сульфатной субформации. При наличии благоприятных структурных ловушек они могут содержать нефть. Примером может служить Шумовское месторождение, представляющее собой массивную сводовую залежь в сакмарских отложениях.

Минерагения *кунгурской минерагенической фазы* определялась коллизийным режимом и обстановкой краевого прогиба. В прогибе в условиях жаркого аридного климата сформировался региональный геохимический барьер, на котором в достаточно глубоководной обстановке пермского моря шло образование мощной эвапоритовой формации с разнообразными месторождениями полезных ископаемых хемогенного класса: известняков (Гамовское, Шарашинское), доломитов (Большесарсинское), гипса и ангидрита (Соколино-Саркаевское, Чумкаское), каменной соли (Шумковское), каменной, калийной и магниевой солей (Верхнекамское). Спецификой формирования месторождений класса химических осадков, как, по-видимому, и других классов, является существование подготовительной стадии накопления полезных компонентов в растворенном состоянии и интенсивное осадконакопление по способу «лавиной» седиментации. На эту специфику обращал внимание еще Н.М. Страхов (1962). В.И. Копнин [12] пришел к выводу об одноактности калийнакопления из межкристалльных рассолов формировавшегося в течение длительного времени солеродного бассейна. Одним из главных толчков к началу кристаллизации калийных солей, по его мнению, послужили тектонические движения в соседней складчатой области. По способу калийной седиментации солеродные бассейны подразделены на бассейны криофильного и термофильного осадконакопления. В бассейнах первого типа осадконакопление осуществлялось в осенне-зимний период в глубоководных условиях, а в бассейнах второго типа – в весенне-летний период в мелководных условиях. К месторождениям, сформировавшимся в криофильных условиях, В.И. Копнин относил Верхнекамское и Эльзасское, а к месторождениям, сформировавшимся в термофильных условиях, – Гаурдакское, Саскачеванское и Непское. Изложенная концепция уточнена Н.Е. Молоштановой [17]. Последнее детальное описание Верхнекамского месторождения

солей и анализ гипотез его формирования сделаны А.И. Кудряшовым. Главные черты строения и состава соляной толщи сформировались в фазу открытого глубоководного солеродного бассейна, а дальнейшие диа- и катагенетические изменения связаны с миграцией подземных вод [14].

Если образование известняков, доломитов, первичного гипса происходило непосредственно при седиментации по мере осолонения бассейна осадконакопления, то залежи ангидрита связаны с процессами диагенеза, образование вторичного строительного и поделочного гипса – с гидратацией ангидрита при выветривании, а поделочного селенита – с инфильтрационными процессами выветривания [4].

На стыке Предуральского прогиба с Русской плитой в эвапоритовой формации встречаются проявления флюорита-ратовкита [1, 23] и самородной серы, образование которых, по-видимому, связано с более поздними инфильтрационными процессами. Проявления флюорита приурочены к карбонатным породам туйской пачки иренского горизонта, залегающей среди сульфатных пород. Можно предположить, что образование флюорита происходило инфильтрационным путем в результате взаимодействия щелочных натриевых, бедных кальцием подземных вод, обогащенных фтором, с относительно легко растворимыми сульфатными и доломитовыми породами, т.е. на кальциевом геохимическом барьере [28]. Не исключено, что дополнительным источником фтора были газы нефтяных месторождений.

С инфильтрацией стронциеносных вод из вышележащих мезокайнозойских образований, вероятно, связано образование на сульфатном барьере ангидритов кунгурского яруса пластообразной залежи целестиновых руд Мазуевского месторождения, разведанного А.Я. Конопаткиным [11].

Западнее прогиба продолжающаяся коллизия в Уральской складчатой области привела к смене инундационного плитного режима регрессивной обстановкой с образованием сульфатно-карбонатной формации. В этой части Русской плиты среди известняково-доломитовых пород встречаются скопления нефти (верхняя часть Краснокамского месторождения).

В *уфимско-татарскую минерогеническую фазу* основное минералообразование связано с получившей широкое распространение терригенной лагунно-континентальной формацией, перекрывшей прогиб. Ее формирование происходило в условиях регрессивной обстановки, которая в татарское время сменилась эмерсивной. Залежи строительных материалов (конгломераты, песчаники, аргиллиты) и агрохимического сырья (мергели, известняки) связаны с процессами седиментогенеза. Формирование же многочисленных проявлений медной минерализации и уникальных месторождений волконскоита обусловлено наложенными инфильтрационными процессами. В их размещении можно найти много общего с аналогичной по происхождению медно-ванадиево-урановой минерализацией терригенных пород плато Колорадо в США. В Предуралье проявления меди и месторождения волконскоита рассеяны на большой территории по всему разрезу уфимских и татарских отложений и в большинстве случаев приурочены к скоплениям остатков растений.

Проявления медной с ванадием минерализации приурочены к загипсованным терригенным отложениям уфимского яруса Предуральяского прогиба и его западного борта. Они представляют собой небольшие гнезда, линзы и пластовые скопления рассеянной медной минерализации, сложенные халькозином, ковеллином, халькопиритом, самородной медью, азурином, малахитом, купритом и др. Первичные концентрации сульфидов, по-видимому, образовывались на сероводородном геохимическом барьере в связи с попаданием обогащенных медью сульфатных вод в восстановительные условия, связанные с наличием органического вещества или застойных вод.

Месторождения и проявления волконскоита [15] располагаются стратиграфически выше и западнее ванадиево-медной минерализации. Выявлено более семидесяти таких объектов, распространенных на площади около 2500 км² в пределах Пермской, Кировской областей и Удмуртии. Скопления волконскоита приурочены к речным терригенным отложениям татарского и в меньшей степени казанского ярусов и локализируются в виде псевдоморфоз по остаткам крупных древесных растений. Первоначально в этап карбонатизации гниение растений, захороненных в осадке, создавало восстановительную аммиачную среду и приводило, во-первых, к осаждению карбоната кальция из диагенетических вод и замещению им древесины [2, 5, 29]: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + 2\text{NH}_4\text{OH} \rightarrow \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$, а во-вторых, к выносу железа в глеевой среде и накоплению в виде "ржавца" вокруг остатков растений. На следующем этапе происходила инфильтрация растворов, обогащенных хромом, кремнием, алюминием, магнием. Совместная миграция перечисленных химических элементов возможна только в сильнощелочных кислородных гидрокарбонатно-натриевых (содовых) водах [20], которые могли существовать в условиях жаркого аридного климата пермской равнины. На карбонатизированной древесине среда с сильнощелочной менялась на слабощелочную, при этом карбонат кальция растворялся и замещался силикатом хрома.

В последние годы в красноцветах татарского яруса обнаружено Павловское проявление конкреционных марганцевых руд, представляющее собой пластовую залежь мощностью до 40 см [3]. Образование руд, по-видимому, происходило на окислительном геохимическом барьере в стадию диагенеза при попадании бескислородных (аноксических) озерных или болотных вод с повышенным содержанием растворенного марганца в окислительную среду.

Для пермских отложений Пермского Приуралья характерны месторождения экзогенной серии (табл. 3), и только скопления гелия в нефтяных и газовых месторождениях могут быть отнесены к радиогенной серии. Полезные ископаемые экзогенной серии представлены двумя генетическими группами: выветривания и осадочной.

Остаточный класс группы выветривания включает гидрослюдистый подкласс с месторождениями строительного и поделочного гипса. Их образование связано с гидратацией ангидритов в процессе выветривания в условиях формирования гидрослюдистого профиля коры выветривания.

Инфильтрационный класс группы выветривания представлен полезными ископаемыми трех подклассов. К щелочно-барьерному подклассу отнесены месторождения селенита, локализирующиеся вблизи распространения ангидритовых толщ, и проявления флюорита-ратовкита в доломитах, к восстановительно-барьерному подклассу – месторождения волконскоита и проявления меди с ванадием в терригенных преимущественно аллювиальных отложениях, проявления самородной серы в гипс-ангидритовых толщах, к фильтрационно-барьерному подклассу – месторождения питьевых и технических вод.

Минерагенические объекты осадочной группы подразделены на четыре класса: механический, химический, механохимический и биохимический. Полезные ископаемые механического класса образуются на гидродинамических барьерах, химического – на концентрационных и электролитических, биохимического – на биогенных и собственно биохимических.

Класс механических осадков объединяет обломочные породы морского (песчаники, конгломераты), аллювиального (песчаники, конгломераты, аргиллиты), озерного (аргиллиты) происхождения, которые могут являться потенциальным сырьем для промышленности строительных материалов. В грубообломочных отложениях верхнепермского аллювия встречаются незначительные проявления золота, которые при его промышленных содержаниях могут рассматриваться как ископаемые россыпи (см. табл. 3).

В составе класса химических осадков традиционно выделяются два подкласса: концентраты и осадки из истинных растворов и осадки из коллоидных растворов. Месторождения первого подкласса образуются на испарительном геохимическом барьере в морских и лагунных обстановках (хемогенные известняки, доломиты, ангидриты и развитых по ним гипсы, каменные, калийные и магниевые соли). К этому же подклассу отнесены месторождения минеральных вод, образовавшиеся на стадии раннего гипергенеза, когда глубинные рассолы попадают в условия пониженных температур и давлений и смешиваются с пресными подземными водами [13]. Второй подкласс осадков из коллоидных растворов включает проявления бокситов (на Южном Урале) и марганцевых руд, образующиеся на комплексном окислительно-электролитическом геохимическом барьере.

К переходному механохимическому классу отнесены месторождения и проявления морских и озерных мергелей, которые представляют собой агрохимическое сырье и распространены среди пород татарского яруса на западе Пермского Приуралья.

Биохимический класс подразделен на биогенный и собственно биохимический подклассы. К биогенному подклассу отнесены месторождения органогенных известняков и проявления фосфоритов. Что касается собственно биохимического подкласса, то скопления его полезных ископаемых формируются при концентрации продуктов разложения органических веществ в основном на фильтрационном геохимическом барьере. На стадии катагенеза органического вещества образуются нефть и газ, на стадии раннего гипергенеза в районах распространения залежей нефти – сероводородные

подземные воды. Попадание жидких и газообразных продуктов биохимических процессов на фильтрационные барьеры приводит к образованию их месторождений.

Пермское Приуралье расположено на стыке двух минерагенических провинций: Восточно-Европейской и Уральской.

Минерагения областей, приуроченных к Западно-Уральской зоне складчатости, определяется распространением пород морской карбонатной ассельско-артинской формации и заключенных в ней месторождений известняков, реже доломитизированных известняков и доломитов, используемых в химическом производстве (Всеволодо-Вильвенское), производстве естественных строительных камней (Луньевское) и вяжущих материалов (Гора Матюковая). Все карбонатные породы названных месторождений могут использоваться как агросырье для известкования кислых почв. На Южном Урале среди пород формации известны проявления фосфоритов, а в корях выветривания фосфорсодержащих карбонатов – месторождения фосфорного сырья (Ашинское). Несколько восточнее в терригенной флишоидной формации нижней перми обнаружены проявления бокситов.

Особенности *минерагении областей, приуроченных к Предуральскому прогибу*, обусловлены развитием кунгурской эвапоритовой и ассельско-артинской морской карбонатной формации. В породах эвапоритовой формации сосредоточены (сверху вниз по разрезу) месторождения солей, гипсов и ангидритов, доломитов, известняков. Интерес представляют месторождения поделочного гипса и селенита, проявления флюорита и серы. Рифогенные постройки карбонатной формации содержат газонефтяные и газовые залежи.

На *восточной окраине Русской плиты* месторождения полезных ископаемых связаны главным образом с терригенной лагунно-континентальной формацией верхней перми. К ним относятся месторождения волконскоита, мергелей и известняков для сельского хозяйства, проявления медной минерализации и залежи гравийно-галечных, песчаных и глинистых пород. В породах кунгурской сульфатно-карбонатной и ассельско-артинской карбонатно-сульфатной формаций есть сводовые залежи нефти.

Таким образом, минерагенические формации горных пород пермской системы Пермского Приуралья образуют в направлении от складчатой области к платформе следующий обобщенный ряд ассоциаций формаций осадочных горных пород: *терригенная флишоидная* → *карбонатно-эвапоритовая*, включающая ассельско-артинскую морскую карбонатную, кунгурскую эвапоритовую и частично уфимско-татарскую терригенную лагунно-континентальную молассоидную формации, → *карбонатно-сульфатно-терригенная*, включающая ассельско-артинскую карбонатно-сульфатную, кунгурскую сульфатно-карбонатную и уфимско-татарскую терригенную лагунно-континентальную молассоидную формации (см. табл. 2). Формационный ряд и разрез могут считаться типовыми для окраин платформ с преобладающим аридным типом литогенеза, определяя размещение полезных иско-

паемых в пространстве и во времени, и могут быть использованы для прогнозирования месторождений в других регионах.

Библиографический список

1. *Абрамович Ю.М., Нечаев Ю.А.* Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132, №2. С. 414–415.
2. *Александров В.В., Игнатъев Н.А., Кобяк Г.Г.* Волконскоит Прикамья. Учен. зап. / Перм. ун-т. Пермь, 1941. Т. IV. Вып. 3. 77 с.
3. *Бабенышев В.М.* История геологического развития и полезные ископаемые южной части КПАО // Геологическое строение и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар; Пермь, 2003. С. 20–22.
4. *Даровских Н.А., Кудряшов А.И.* Геология и поиски месторождений подолочного гипса. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 161 с.
5. *Енцов Г.И., Игнатъев Н.А., Старков Н.П.* К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья // Зап. ВМО. 1952. №3. С. 179–84.
6. *Ибламинов Р.Г.* К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 34 – 44.
7. Он же. Основы минерагединамики. Пермь, 2001. 220 с.
8. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Месторождения полезных ископаемых Пермской области // Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале. Пермь, 1991. С. 9–15.
9. Он же. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 1995. 136 с.
10. Он же. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. Геология. 1999. Вып. 3. С. 11 – 20.
11. *Конопаткин А.Я.* Мазуевское месторождение целестиновых руд – новая минерально-сырьевая база стронция России // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы науч. конф. Пермь, 1999. С. 122–126.
12. *Копнин В.И.* Строение калиеносных ассоциаций и условия морского хлоридного калийного накопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 44 – 69.
13. *Кропачев А.М.* Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1983. 98 с. Депонировано в ВИНТИ, № 2014-83.
14. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001. 429 с.
15. *Маккензи Р.К.* Волконскоиты Прикамья и Иордании // Зап. ВМО. 1985. Вып. 2. С. 219 – 221.
16. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.
17. *Молюштанова Н.Е.* К вопросу о генезисе сильвинитов Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 44–50.
18. *Наливкин В.Д., Ларионова Е.Н. и Шершнев К.С.* Пермская система // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII, кн. I. С.326 – 358.
19. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Пермской области масштаба 1:1000000 / Сост. *Б.М. Элькина, Э.Х. Барышникова и др.* М.: Союзгеолфонд, 1988.
20. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

21. Петрова Л.И., Кокаровцев В.К. Агрокарбонаты Пермской области / Перм. политехн. ин-т. Пермь, 1990.
22. Соболев И.Д. Тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. С. 7–240.
23. Сомонов М.М. О флюоритовой минерализации пермских отложений Приуралья // Коры выветривания в геологической истории территории СССР. Л., 1984. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 326. С. 60 – 64).
24. Софроницкий П.А., Ожгибесов В.П. Тектоника пермской системы // Международный конгресс: Пермская система земного шара: Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск, 1991. Ч. III. С. 13 – 16.
25. Софроницкий П.А., Рыбаков В.Н. Нефть и природный газ // Геология СССР. М.: Недра, 1973. Т. XII. С. 129 – 182.
26. Ферсман А.Е. Геохимия России // Избранные труды. М., 1953. Т. II. С. 9–211.
27. Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.
28. Шхаулин Р. Геохимические технологии//Природа. 1991. №3. С.64–72.
29. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 295 с.
30. Iblaminov R.G. and Lebedev G.V. Exogenetic Minerogenesis of Permian Rocks in the Pre-Urals of the Perm Region // Contribution to Eurasian Geology / Paper presented at the Permian System of the World. Perm, Russia, 1991. Part 2. Occasional Publication ESRI, New Series, No 9B. USA. 1993. P. 53 – 59.

В.В. Мурзин, А.И. Грабежев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург

СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ГИДРОКСИЛЭЛЛЕСТАДИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ГУМЕСЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Гумешевском скарново-медно-порфировом месторождении (г. Полевской, в 60 км южнее г. Екатеринбург), охарактеризованном ранее [1], установлена зона мощностью более 4,5 м, сложенная преимущественно впервые выявленными в России гидроксилэллестадитовыми метасоматитами. В нижней части зоны по метасоматитам интенсивно развиваются сульфиды, в том числе валлериит, химический состав которого для уральских месторождений определялся только в родингитах Баженовского месторождения хризотил-асбеста [2]. Ниже приводится краткое описание преимущественно рудных минералов данных оригинальных образований.

Гидроксилэллестадитовые метасоматиты наблюдаются в скважине 3871 (южный фланг месторождения) в интервале 530,4–534,5 м (ниже керн отсутствует). В верхней части наблюдается резкий контакт этих метасоматитов, первичным субстратом которых является мрамор, с эпидотизированными диоритами. Разрез свидетельствует, скорее всего, о биметасоматической природе колонки. Метасоматиты слагаются преимущественно светлым голубовато-серым гидроксилэллестадитом. Рассчитанная на основе микро-

зондового анализа кристаллохимическая формула минерала отвечает (без учета гидроксильной воды, выделяющейся при температуре выше 960°C):

$(\text{Ca}_{0,89}, \text{Na}_{0,05}, \text{K}_{0,02}, \text{Fe}_{0,03})_{9,99}[(\text{SiO}_4)_{2,85}(\text{SO}_4)_{2,70}(\text{CO}_3\text{OH})_{0,43}(\text{PO}_4)_{0,06}]_{6,00}(\text{OH}_x, \text{F}_{0,08}, \text{Cl}_{0,04})$.

Ранее данный минерал упоминался в наложенных на известковые скарны поздних ассоциациях [4–6]. В метасоматитах в небольшом количестве присутствуют кальцит, андрадит, везувиян. Широко распространены прожилки гипса (с фуколитом и другими редкими минералами) и редко – пока не диагностированного карбоната кальция и кремния.

Сульфидная минерализация в метасоматитах распространена в интервале 534–534,5 м. Халькопирит, количество которого достигает 15 об.%, является преобладающим сульфидом, выполняющим межзерновые пространства среди агрегатов нерудных минералов. Борнит встречен в единичных мелких выделениях (менее 0,15 мм) всегда в сростках с халькопиритом. Минерал имеет стехиометрический состав по основным компонентам (табл. 1, ан. 1,2). Концентрации в нем наиболее обычных примесей Ni и Co находятся на уровне ниже чувствительности микроанализа (0,02–0,03 мас.%). Борнит характеризуется несколько пониженным содержанием меди, повышенным – железа и серы по отношению к стехиометрическому составу (Cu_5FeS_4). Очевидно, что состав его отвечает метастабильному борнит-халькопиритовому твердому раствору. Пирит и пирротин в образце не зафиксированы. Таким образом, сульфиды образуются в условиях устойчивости борнит-халькопиритовой сульфидной фации, отражающей низкие значения фугитивности серы.

В одном парагенезисе с халькопиритом присутствуют достаточно редкие кристаллы Ni-Co сульфида и ксеноморфные выделения сфалерита, заключенные в халькопирите или находящиеся на контакте последнего с нерудной массой. Размер выделений этих минералов достигает 0,2 мм, чаще менее 0,1 мм. По оптическим свойствам (розоватый, изотропный) и соотношению металлов и серы Ni-Co сульфид отвечает минералу со структурой шпинели. Из минералов с высоким содержанием никеля и кобальта известен лишь один – зигенит, имеющий структуру обращенной шпинели $\text{Ni}^{3+}(\text{Ni}^{2+}\text{Co}^{3+})\text{S}_4$. Особенностью химического состава исследованного зигенита (табл. 1, ан. 3-5) является присутствие избыточного по отношению к стехиометрическому содержанию кобальта (до 7,5 мас.%). По-видимому, имеет место замещение части Ni^{2+} или Ni^{3+} на кобальт, как это наблюдается у чисто никелевого сульфида со сходной структурой – полидимита – NiNi_2S_4 [3]. Очевидно, что данная специфика характерна для парагенезисов в медно-скарновых рудах, где кобальт обычно преобладает над никелем.

Химический состав сфалерита характеризуется значительным набором примесных компонентов и позволяет отнести его к марганцовисто-кадмистой разновидности (табл. 2). Выделения при разрешении оптического микроскопа свободны от вкрапленности халькопирита, однако факт согласованных вариаций концентраций Cu и Fe в зернах сфалерита не позволяет однозначно трактовать эти примеси как изоморфные. В качестве несомненно

Таблица 1
Химический состав минералов меди, никеля и кобальта из гидроксилзлестадитового метасоматита Гумешевского месторождения (обр. ГУ-3871-534), мас. %

№	Минерал	Cu	Fe	Ni	Co	Al	Mg	Cr	S	Сумма
1	Борнит	58.44	12.14	0.0	0.0	-	-	-	27.58	98.16
2	То же	58.66	11.96	0.0	0.0	-	-	-	26.81	97.44
3	Зигенит	0.04	0.22	32.45	26.83	-	-	-	41.90	101.44
4	То же	0.04	0.34	32.49	26.98	-	-	-	41.71	101.56
5	То же	0.02	0.13	32.43	26.15	-	-	-	41.73	100.46
6	Валлериит	24.90	16.95	0.0	0.0	4.04	12.18	0.10	23.18	81.35
7	То же	25.28	16.93	0.0	0.0	3.77	12.42	0.03	23.43	81.86
8	То же	25.56	17.74	0.0	0.0	3.92	12.61	0.0	23.16	82.99

Примечание: Рентгеноспектральный микроанализ минералов в табл. 1 и 2 выполнен в Институте геологии и геохимии УРО РАН на микроанализаторе IXA-5a. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 kV, стандарты и аналитические линии – халькопирит (CuK α , FeK α , SK α), чистые металлы (NiK α , CoK α , MnK α), ZnS (ZnK α), CdS (CdL α), пироп (AlK α , MgK α , CrK α), HgTe (HgM α). Прочерк – элемент не измерялся, 0,0 – содержание элемента ниже чувствительности микроанализа (0.02–0.03%). Кислород и водород в валлериит не измерялись. Пересчет концентраций в этом минерале проведен путем введения O и H в количествах и пропорциях, дополняющих сумму измеренных компонентов до 100%.

Таблица 2
Химический состав сфанерита из гидроксилзлестадитового метасоматита Гумешевского месторождения (обр. ГУ-3871-534), мас. %

№	Zn	Cu	Fe	Cd	Mn	Hg	S	Сумма
1	57.70	0.60	0.85	3.76	3.56	0.0	32.58	99.05
2	57.37	1.16	1.49	3.64	2.94	0.0	32.22	98.82
3	59.20	0.13	0.19	3.50	3.79	0.0	32.18	99.00

изоморфных примесей сфалерита выступают марганец и кадмий. Совместное присутствие этих примесей в значительных количествах наблюдается редко.

Наиболее поздними минералами метасоматита являются карбонат (магнезиальный кальцит?) и валлериит, имеющий теоретическую формулу $4(\text{Fe,Cu})\text{S} \cdot 3(\text{Mg,Al})(\text{OH})_2$. Эти минералы изредка отчетливо секут в виде микропрожилков вышеописанные сульфиды. Выделения валлериита (до 0.2 мм) имеют таблитчатую, клиновидную форму и заключены в карбонате, часто на контактах карбоната с халькопиритом или изредка встречается в виде включений в последнем. Минерал обладает очень сильным двуотражением и анизотропией в синевато-коричневых тонах. Такие аномальные оптические свойства валлериита обязаны гибридной структуре, в которой в пределах одного кристалла существуют пронизывающие друг друга гексагональные сульфидная и бруситовая подрешетки. Из-за несоответствия ионов серы и гидроксила в кристаллохимической формуле минерала при бруситовом компоненте появляется дробный коэффициент, который можно уточнить при помощи электронной микродифракции [3]. Судя по измеренному химическому составу минерала (табл. 1, ан. 6-8), в составе бруситового компонента присутствует значительное количество гидроксида алюминия $\text{Al}(\text{OH})_3$. Наличие валлериита подтверждается присущими ему рефлексами на дифрактограмме (11,3; 5,68; 3,78; 3,23 Å). При насыщении ориентированного образца метасоматита этиленгликолем и отжиге до 550°С данные рефлексы, соответствующие бруситовым слоям в минерале, исчезают.

Развитие по гидроксилэлестадитовым метасоматитам сульфидного оруденения подчеркивает весьма низкотемпературный характер процесса, завершающегося замещением халькопирита валлериитом в магнезиальной среде.

Библиографический список

1. Грабежжев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовская О.Б. Генетическая типизация Гумшевского медно-скарнового месторождения // Докл. РАН. 2001. Т.380, №2. С. 242–244.
2. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С. Рудные минералы – халькогениды метаморфитов Баженовского месторождения // Минералогия родинитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Екатеринбург: УИТГА. 1996. С. 62 – 81.
3. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 504 с.
4. Harada K. K., Nagashima K. N., Kato A. Hydroxyllellestadite, a new apatite from Chichibu mine, Saitama Prefecture, Japan // Am. Miner. 1971. Vol. 56, № 9–10. P. 1507–1518.
5. McConnell D. The substitution of SiO_4 and SO_4 groups for PO_4 groups in the structure of apatite; ellestadite, the end-member // Ibid. 1937. Vol. 22. P. 977–986.
6. Pascal M.-L., Fonteilles M., Verkaeren J., Piret R., Marincea S. The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania // Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39, № 5. P. 1405–1434.

ТИПОМОРФНЫЕ ЧЕРТЫ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГЛИНОЗЕМИСТОГО МАГНЕЗИАЛЬНОГО ТИПА ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

Войкаро-Сыньинский гипербазитовый массив расположен на Полярном Урале в низах офиолитового разреза палеозойской островодужной коры Войкарской мегазоны, надвинутой по Главному Уральскому надвигу на комплексы пассивной окраины Восточно-Европейской платформы. Длина его 200 км, общая площадь 2000 км². С севера на юг в строении массива выделяются пять крупных тектонических блоков [6, 7]. Мантийные гипербазиты представлены гарцбургитовым (68% площади), дунит-гарцбургитовым (19% площади) и верлит-дунитовым комплексами. Последний вытянут вдоль северо-западного (аподунит-гарцбургитовый подкомплекс) и юго-восточного (апогарцбургитовый подкомплекс) краев массива. Перспективность Войкаро-Сыньинского массива на хромитовые руды оценивается очень высоко, в его пределах достаточно полно представлены все типы хромитового оруденения, а также отмечаются валунчатые россыпи хромитовых руд [4, 5].

Основные перспективы массива связаны с хромитовыми рудами глиноземистого магнезиального типа, локализованными в наиболее распространенном гарцбургитовом комплексе и представленными самыми крупными на Урале рудными объектами. Рудами этого типа сложены 32 рудопроявления и большое число пунктов минерализации. Хромитовое оруденение этого типа максимально развито в северной половине массива, в Пайерском, Хойлинском и Погурейском блоках. Морфологические, структурные и вещественные характеристики хромитопроявлений глиноземистого типа весьма изменчивы и находятся в тесной зависимости от положения в структуре гарцбургитового СВК. По условиям локализации, морфологии и характеру контактов рудных тел, текстурно-структурным особенностям и густоте вкрапленности хромитовых руд в глиноземистом типе выделены два класса:

- 1) бедных, редко-, убоговкрапленных руд в дунитовых телах (сегрегационный тип хромитового оруденения);
- 2) богатых, густовкрапленных и сплошных руд в проницаемых зонах среди гарцбургитов (инъекционный тип оруденения).

Класс бедных хромитовых руд локализован исключительно внутри дунитовых тел. Типоморфными чертами класса являются шлировая, жилообразная, линзовидная, неправильная формы и постепенные границы рудных тел, преобладание убого-, редковкрапленных руд. Масштаб бедного вкрапленного оруденения зависит от величины рудовмещающих дунитовых тел,

что позволило разделить класс на две группы: 1) в апофизах крупных дунитовых тел, 2) в средних и мелких дунитовых телах.

Крупные дунитовые тела обычно не несут хромитового оруденения, и только в их апофизах, от которых могут отходить хромитонесные зоны среди гарцбургитов, локализуются тела преимущественно вкрапленных хромитовых руд. Первая группа представлена рудопрооявлениями Лекхойлинское Западное и Центрально-Лаптапайское.

Рудопрооявление Лекхойлинское Западное расположено в центральной части Пайерского блока и локализовано в осевой части выклинивающейся апофизы крупного дунитового тела. На ее продолжении развита линейная зона, в которой гарцбургиты обогащены дунитовыми выделениями. Рудопрооявление представлено рудной залежью 213 линзовидной формы, длиной более 500 м, шириной до 39 м, протяжённостью по падению более 250 м. Простираение залежи северо-восточное, падение на СЗ крутое до суб-вертикального, предполагается пологое, под углом 15^0 , юго-западное склонение. Залежь 213 состоит из серии сближенных кулисообразно расположенных уплощенно-линзовидных тел. Протяженность тел изменяется от 140–170 до 420–500 м, мощность от 0,3 до 12,7 м. В состав рудных тел входят все типы руд по густоте вкрапленности при резком преобладании убого-редковкрапленных разностей (рис. 1А). Богатовкрапленные руды встречаются в виде локальных участков в центральных частях тел. Текстура руд струйчато-полосчатая, реже равномерно вкрапленная, в богатовкрапленных рудах на глубине отмечается пятнистая текстура. Содержание Cr_2O_3 варьирует в пределах 3,8–45,8 мас.%, составляя в среднем по рудопрооявлению 16,2 мас.%. Содержание вредных примесей (CaO , P_2O_5 , SO_3) не превышает допустимых норм. Рудные хромшпинелиды содержат 48,5–52,3 мас.% Cr_2O_3 и 11,8–19 мас.% Al_2O_3 и отличаются относительно повышенной для глиноземистого типа хромистостью. Сопоставление хромшпинелидов убоговкрапленных и средне-, густовкрапленных руд с акцессорными хромшпинелидами из внутрирудных дунитов, экзоконтактных дунитов и околорудных дунитов на удалении от рудного тела показало, что они имеют очень близкий состав (табл. 1). Некоторые вариации в составе как рудных, так и акцессорных хромшпинелидов, вызваны локальным наложением среднетемпературного метаморфизма. По минимальному содержанию FeO' и максимальному количеству Al_2O_3 и MgO в хромшпинелидах наиболее слабо проявленным метаморфизмом выделяются пробы 3-38/9 и 3-38/10. Близость составов рудных и акцессорных хромшпинелидов позволяет сделать вывод о сингенетичности рудовмещающих дунитов и хромитовых руд.

Рудопрооявление Центрально-Лаптапайское находится в центральной части Лаптапайского блока и приурочено к северному окончанию (длиной 1500 м, шириной 90–110 м) субмеридионального тела дунитов. В районе рудопрооявления гипербазиты войкаритизированы*. На протяжении 100 м вскрыты канавами 10 рудных тел линзовидной формы. Три наиболее круп-

* Войкарит – антигорт-оливиновая метаморфическая апогарцбургитовая порода.

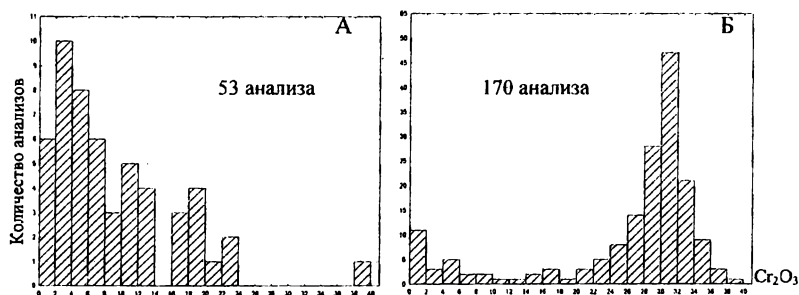


Рис. 1. Гистограммы содержания Cr_2O_3 (мас.%) в хромитовых рудах рудопроявлений Лекхойлинское Западное (А) и Лекхойлинское (Б)

Таблица 1

*Состав хромшпинелидов из хромитовых руд и околорудных дунитов
рудопроявления Лекхойлинское Западное*

Компонент	3-38/6 (2)	3-38/8 (1)	3-38/9 (2)	3-38/10(3)	3-38/11(2)	3-38/13(2)
TiO_2	0,31	0,22	0,31	0,31	0,37	0,34
Cr_2O_3	49,19	51,16	47,15	49,41	49,48	49,19
Al_2O_3	15,81	17,59	19,40	17,88	15,69	16,11
FeO	25,38	22,26	20,32	19,35	22,26	24,36
MnO	0,47	0,51	0,33	0,34	0,35	0,43
NiO	0,10	0,07	0,1	0,09	0,09	0,10
MgO	8,49	7,96	12,11	12,41	11,52	9,23
V_2O_5	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,09
ZnO	0,12	0,11	0,14	0,11	0,12	0,14
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Количество катионов в элементарной ячейке						
Ti	0,06	0,04	0,06	0,06	0,07	0,07
Cr	10,14	10,52	9,34	9,83	9,98	10,08
Al	4,86	5,39	5,74	5,13	4,72	4,92
Fe^{3+}	0,94	0,04	0,86	0,80	1,22	0,94
Fe^{2+}	4,60	4,80	3,40	3,27	3,54	4,34
Mn	0,10	0,11	0,07	0,07	0,08	0,09
Mg	3,30	3,09	4,53	4,66	4,39	3,57
f	58,2	60,9	43,0	41,3	44,6	54,9
ϕ	67,6	66,1	61,9	65,0	67,9	67,2

Примечание: $f = 100 \text{ Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, $\phi = 100 \text{ Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$; в скобках – число анализов. Пробы отобраны из керна скв. ВС-150, пробуренной на рудном теле 213 рудопроявления Лекхойлинское Западное: проба 3-38/6 (глуб. 22,6 м) – хромитовые руды средневкрапленные; проба 3-38/8 (глуб. 23 м) – хромитовые руды густовкрапленные; проба 3-38/9 (глуб. 23,13 м) – дуниты средне-крупнозернистые, внутрирудные; проба 3-38/10 (глуб. 28,7 м) – хромитовые руды убоговкрапленные; проба 3-38/11 (глуб. 29 м) – дуниты из экзоконтакта хромитового тела; проба 3-38/13 (глуб. 41,3 м) – дуниты околорудные. Рентгеноспектральный анализ хромшпинелидов выполнен в ИГиГ УрО РАН В.А. Вилисовым.

ных рудных тела имеют размеры (7,5–12,5)×37 м; (2–5)×27 м; (1–5)×40 м. Остальные тела протяженностью до 5 м, мощностью до 0,5–1,0 м. Их форма линзовидная, неправильная. Текстура руд вкрапленная, массивная. Содержание Cr_2O_3 в рудах (мас.%): в бедновкрапленных – 15–27; в богатовкрапленных – 23–42. Состав рудных хромшпинелидов (мас.%): в редко-средневкрапленных рудах – Cr_2O_3 47–52,26; Al_2O_3 15,06–18,58; в густовкрапленных и сплошных рудах – Cr_2O_3 43,93–44,97; Al_2O_3 22,03–22,11. На примере Центрально-Лаптапайского рудопроявления видна характерная для глиноземистого типа хромитового оруденения обратная зависимость густоты вкрапленности руд и хромистости рудного хромшпинелида. Она имеет противоположный характер по сравнению с зависимостью, установленной для хромитовых руд высокохромистого типа [2, 8].

Вторая группа бедных хромитовых руд приурочена к мелким и средним (до сотен метров) дунитовым телам, она представлена рудопроявлениями Харотское I, IV и другими более мелкими.

Первое появление бедного вкрапленного оруденения в неправильных по форме жилообразных выделениях дунитов среди гарцбургитов представлено шлировыми, шлирово-полосчатыми скоплениями хромшпинелидов шириной до 30–50 см, длиной до 1–2 м, а также повышенной вкрапленностью хромшпинелидов. Хромшпинелиды из сосуществующих гарцбургитов, жилородных выделений дунитов и шлировых выделений хромшпинелидов в дунитах имеют близкий состав (табл. 2), что указывает на однотипные условия их образования. Наиболее ранними в этой триаде являются гарцбургиты, по ним позднее образовались дуниты и шлиры хромшпинелидов.

Шлировые сегрегации хромшпинелидов в жилородных дунитовых телах распространены не повсеместно. Достаточно широко они встречаются на Войкаро-Сыньинском массиве в пределах Кершорского рудопроявления и к востоку от него. В большинстве же случаев среди гарцбургитов они отсутствуют, что может быть вызвано отжиманием рудного мобилизата в линейных хромитовых зонах.

Рудопроявление Харотское I расположено в северо-западной крайней части Пайерского блока Войкаро-Сыньинского массива на водоразделе рек Харота и Правый Кечпель и входит вместе с рудопроявлениями Харотское II, III, IV в хромитовую зону северо-восточного простирания (более 3 км). Рудные тела локализованы в малых дунитовых телах среди гарцбургитов с жилородными выделениями дунитов в количестве до 10%. Рудовмещающие гарцбургиты подвержены войкаритизации. Рудопроявление представлено двумя залежами уплощенно-линзовидной формы протяженностью 65–68 м, мощностью 0,5–3 м. Расстояние между залежами 3–10 м. Контакты тел резкие. Руды убого-, редковкрапленные со шлировыми выделениями густовкрапленных и сплошных. Текстура струйчато-шлировая. Содержание Cr_2O_3 изменяется от 3,3 до 16,76 мас.%. Рудные хромшпинелиды глиноземистые магнезиальные (Cr_2O_3 –38,69 мас.%, Al_2O_3 –27,7 мас.%). Руды в разной степени метаморфизованы, в результате чего в шпинелидах уменьшается

Таблица 2
Состав хромитинелидов из сосуществующих гарибургитов, дунитов и шпоровых скоплений хромитинелидов в дунитах гарибургитового СВК

Компонент	3-9/1(3)	3-9/2(2)	3-9/3А(5)	3-9/3Б(2)	3-12/1(2)	3-12/3(3)	3-14/1(3)	3-14/2(2)	3-14/4(1)	3-37/1(1)	3-37/2(2)
TiO ₂	0,16	0,40	0,37	0,40	0,02	0,49	–	0,22	0,34	0,05	0,39
Cr ₂ O ₃	40,77	35,46	39,26	42,66	37,88	39,77	34,90	38,42	42,00	38,67	31,95
Al ₂ O ₃	23,34	23,83	24,44	25,17	29,54	27,15	33,18	25,36	25,04	26,15	23,90
FeO	23,44	28,78	22,13	16,61	17,75	19,69	19,06	24,37	18,95	21,65	34,18
MnO	0,22	0,23	0,35	0,25	0,22	0,18	0,29	0,34	0,25	0,19	0,31
NiO	0,12	0,24	0,10	0,09	0,06	0,13	0,05	0,05	0,12	0,13	0,27
MgO	11,47	10,56	13,16	14,67	14,25	12,33	12,14	11,02	13,10	12,72	8,50
V ₂ O ₅	0,20	0,21	0,10	0,13	0,15	0,16	0,18	0,15	0,17	0,21	0,18
ZnO	0,29	0,29	0,11	0,02	0,14	0,11	0,21	0,05	0,03	0,24	0,30
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Количество катионов в элементарной ячейке											
Ti	0,03	0,07	0,07	0,07	0,00	0,09	–	0,04	0,06	0,01	0,08
Cr	8,00	6,98	7,56	8,12	7,11	7,64	6,56	7,47	8,09	7,44	6,36
Al	6,82	6,99	7,02	7,15	8,27	7,78	9,30	7,35	7,19	7,50	7,09
Fe ³⁺	1,15	1,96	1,36	0,67	0,61	0,50	0,15	1,13	0,67	1,06	2,47
Fe ²⁺	3,71	4,03	3,15	2,68	2,91	3,50	3,64	3,88	3,19	3,35	4,74
Mn	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07	0,05	0,04	0,07
Mg	4,24	3,92	4,78	5,27	5,04	4,46	4,30	4,04	4,76	4,61	3,19
f	46,6	50,7	39,7	33,7	36,6	43,9	45,8	49,0	40,2	42,1	59,8
φ	54,0	50,0	51,8	53,2	46,3	49,6	40,1	50,4	52,9	49,8	47,4

Примечание: f = 100 Fe/(Fe+Mg), φ = 100 Cr/(Cr+Al). Тн 3-9 расположена на рудопроявлении Кершорское, в пределах канав 98, 99; проба 3-9/1 – гарибургиты неистощенные, проба 3-9/2 – дуниты из сложных по форме жилородных выделений в гарибургитах, пробы 3-9/3А и 3-9/3Б – хромититы из шпоровых скоплений в дунитах: убоговкрапленные (А) и густовкрапленные (Б). Тн 3-12 находится в рудопроявлении Кершорское, у канавы 10; проба 3-12/1 – гарибургиты неистощенные, проба 3-12/3 – хромититы убоговкрапленные из шпир в неправильно жилородном выделении дунитов. Тн 3-14 находится к юго-востоку от рудопроявления Кершорское: проба 3-14/1 – гарибургиты неистощенные, проба 3-14/2 – дуниты из жилородного выделения сложной формы, проба 3-14/4 – хромититы среднекрапленные из шпир в дунитах. Тн 3-37 находится на рудопроявлении Кершорское: проба 3-37/1 – гарибургиты неистощенные, проба 3-37/2 – дуниты из линейных жилородных выделений в гарибургитах. Рентгеноспектральный анализ хромитинелидов выполнен в Институте геологии и геохимии Уро РАН В.А. Вилисовым.

содержание Al_2O_3 до 10,45 мас.% и увеличивается содержание Cr_2O_3 до 53,4 мас.% и FeO^{1-} до 29,83 мас.%.

Вторую группу класса бедных руд глиноземистого типа характеризуют следующие особенности. Рудные тела залегают в центральных или краевых частях дунитовых тел и вытянуты согласно удлинению. Границы рудных тел как постепенные, так и резкие. Размеры оруденения небольшие, рудные зоны обычно включают несколько линзовидных тел мощностью до первых метров. Руды убого-, редковкрапленные, частично средне- и густовкрапленные. Вокруг рудных тел в дунитах отмечается повышенная вкрапленность хромшпинелидов (до 5–10%). Рудные хромшпинелиды по сравнению с хромшпинелидами из хромитовых руд первой группы являются менее хромистыми и более глиноземистыми. Две группы класса бедных глиноземистых хромитовых руд, помимо геологического положения, отличаются морфологией рудных тел и их размерами. Не все средние и малые дунитовые тела включают хромитовое оруденение. Это может быть вызвано тем, что хромитовый мобилизат отжимался из дунитовых тел.

Класс бедных вкрапленных руд по тесной пространственной связи с дунитовыми телами, морфологии рудных тел и их границам, структурно-текстурным признакам хромитовых руд является сингенетичным с вмещающими дунитами и относится к сегрегационному типу. В апофизы крупных дунитовых тел хромитовый мобилизат перемещен из центральных частей этих тел.

Бедновкрапленные хромитовые руды глиноземистого магнезиального типа для использования в огнеупорной промышленности необходимо обогащать. Размеры рудных тел бедновкрапленных руд в малых и средних дунитовых телах незначительны. Более крупные размеры имеют рудные тела первой группы, локализованные в апофизах крупных дунитовых тел, хотя они редки. Для этих руд характерно повышенное содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах, близкое к 50 мас.%, а в метаморфизованных рудах превышающее эту цифру. Такие руды могут быть использованы для получения феррохрома.

Класс богатых хромитовых руд представлен линзовидными, столбовообразными и жильными телами, залегающими вдоль линейных палеозон сколово-пластичных деформаций, которые трассируются в гарцбургитах цепочкой вытянутых тел дунитов, развитием жил дунитов, пироксенитов и габбро, и включают одну или ряд рудных залежей, названы *рудоконтролирующими* или *хромитоносными*.

Размеры хромитоносных зон варьируют по длине – до нескольких километров, по ширине – от долей метра до десятков и, реже, первых сотен метров. Наиболее крупные и протяженные хромитоносные зоны отходят от крупных дунитовых тел и иногда связывают их. Они глубоко врезаются в поля гарцбургитов. Сколово-пластичные зоны меньшего размера пространственно связаны с дунитовыми телами среднего и малого размеров. Хромитоносные зоны располагаются как параллельно структурным элементам в гарцбургитах, так и секут их под разными углами. Для хромитоносных зон характерны пережимы, раздувы, нерезкие границы, кулисообразное расположение

дунитовых и рудных тел. Крупные хромитоносные зоны развиты там, где ореол дунитовых жилородных выделений вокруг крупных дунитовых тел отсутствует или слабо проявлен. При развитом ореоле дунитовых жилородных тел хромитовое оруденение представлено многочисленными маломощными жилами.

В зависимости от структурной позиции и размера рудоконтролирующих хромитоносных зон оруденение класса богатых глиноземистых хромитовых руд разделено на две группы: 1) в крупных протяженных деформационных зонах, отходящих от крупных дунитовых тел и насыщенных телами дунитов; 2) в небольших деформационных зонах среди гарцбургитов, генетически и пространственно преимущественно связанных со средними и малыми дунитовыми телами.

Первую группу глиноземистого магнезиального типа хромитового оруденения представляют рудопроявления Лекхойлинское, Лепопайерское, Морковкинское, Кершорское, Южно-Погурейское, Северо-Лаптапайское.

Рудопроявление Лекхойлинское является наиболее крупным в данной группе. Возможно, оно является крупнейшим на Урале среди рудных объектов глиноземистого магнезиального типа. Рудопроявление расположено на восточном склоне Войкаро-Сынынского массива, в 700 м к востоку от рудопроявления Лекхойлинское Западное. Оно залегает в хромитоносной зоне северо-восточного простираия, шириной 300–400 м, длиной более 1,5 км. На юго-востоке хромитоносная зона предположительно примыкает к достаточно крупному дунитовому телу. Рудопроявление включает группу кулисообразно расположенных субпараллельных рудных тел линзовидной, уплощенной линзовидной формы. Рудные тела окружены дунитовой оторочкой (от метров до десятков метров) и залегают среди неистощенных гарцбургитов с жилородными телами дунитов в количестве 5–15%. Наиболее крупное хромитовое тело 206 имеет мощность до 31,6 м и протяженность до 300 м. Простираие рудного тела северо-восточное, падение северо-западное, очень крутое – 80–90°. Главное рудное тело 206 сопровождается мелкими телами мощностью 2–15 м. Оно смято во флексуобразную складку. Выявлены “слепые” рудные тела с резкими контактами. По разрезам скважин в них отмечаются прожилки дунитов пересеченной мощностью 0,3–1,1 м.

Центральные части рудных тел сложены средне-густовкрапленными рудами пятнистой и вкрапленной текстуры с линзами сплошных (Cr_2O_3 до 38,6 мас.%), которые в краевых частях и на выклинивании рудных тел сменяются средне-, редко-, убоговкрапленными рудами (рис. 1Б). На гистограмме модальное содержание Cr_2O_3 в руде составляет 30–32 мас.%. Среднее содержание в сырой руде Cr_2O_3 – 29,7 мас.%, Al_2O_3 – 20,5 мас.%, отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}'$ – 2,1–3,3. Рудные хромшпинелиды содержат (мас.%): Cr_2O_3 39,2–42,4, Al_2O_3 25,3–26,8, FeO' 15–22,9. Повышенное содержание в хромшпинелидах железа и хрома указывает на слабое, среднее по интенсивности наложение метаморфизма на убого-, редковкрапленные руды. Цемент руд – серпентин-хлоритовый.

Сопоставление рудопроявлений Лекхойлинское Западное и Лекхойлинское показало, что с увеличением густоты вкрапленности хромитовых руд хромистость рудных хромшпинелидов понижается.

Рудопроявление Кершорское расположено у восточной границы южной части Хойлинского блока Войкаро-Сыньинского массива. Хромитоносная зона, включающая 15 рудных тел, на поверхности имеет форму овала 1000×500 м. В ее строении принимают участие неистощенные гарцбургиты с 20–30% пироксена, пронизанные линейными и неправильными по форме жилоподобными мелкими телами дунитов. Содержание тонких линейных тел дунитов изменяется от отсутствия до первых процентов. Количество сложных жилоподобных тел дунитов варьирует от 5–10 до 10–20, иногда до 30 %, что позволяет выделять парагенерации гарцбургитов с жилоподобными выделениями дунитов до 10 и свыше 10%. В сложных жилоподобных телах дунитов участками содержится повышенная (5–10%) вкрапленность и шлировые скопления хромшпинелидов. В строении хромитоносной зоны выделялись значительные по размерам дунитовые тела, включающие рудные. Проведенные авторами исследования показали, что рудные тела залегают в гарцбургитах с высоким (более 10%), реже низким (до 10%) содержанием сложных по форме выделений дунитов и окружены дунитовой оторочкой мощностью от долей метра до 10–20 м. Рудные тела имеют столбообразную, неправильную, коротколинзовидную, реже линзовидную форму, резкие контакты. Размеры по длине изменяются от 1 до 45 м (среднее 18,4 м), по ширине от 0,4 до 30,8 м (среднее 4 м). Элементы залегания изменчивы: простирание варьирует от 340 до 100° при преобладании северо-восточного направления; падение рудных тел на северо-запад и юго-восток под углом от 20 до 90° при преимущественном крутом залегании. Выход хромитоносной зоны на поверхность в виде овала, морфология рудных тел и элементы залегания позволяют сделать вывод о столбообразной форме хромитоносной зоны и крутом склонении. Формирование зоны могло произойти вдоль линии пересечения двух крупных крутопадающих зон сколово-пластичных деформаций.

Хромитовые руды рудопроявления Кершорское по густоте вкрапленности представлены всеми разновидностями – от редковкрапленных до сплошных (Cr_2O_3 4,3–47,3 мас.%) с образованием трех экстремумов – убоговкрапленных, редко-средневкрапленных и густовкрапленных, сплошных (рис. 2). Густовкрапленными и сплошными рудами сложены рудные тела 1, 2, 3, 3/1, 4, 4/1, 5, 6, 7, 8, а редко-средневкрапленными и убоговкрапленными рудами – рудные тела 9, 9/1, 10, 13. Руды слабо метаморфизованы. Для них характерно разнообразие текстур (массивная, вкрапленная, пятнистая, орбиткулярная, полосчатая) и структур (средне-крупнозернистая, мелкозернистая).

Состав рудных хромшпинелидов изменчив. В богатовкрапленных рудах хромшпинелиды имеют более хромистый состав (мас.%): Cr_2O_3 – 41,25–47,86, в метаморфических разностях увеличиваясь до 51,16; Al_2O_3 – 27,25–22,61, уменьшаясь в метаморфизованных рудах до 18,55. В убого- и редко-средневкрапленных рудах хромшпинелиды более глиноземистые и содержат

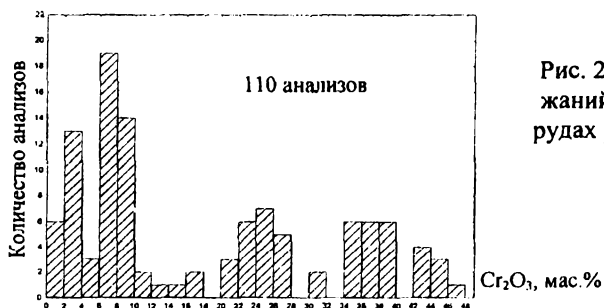


Рис. 2. Гистограмма содержания Cr_2O_3 в хромитовых рудах рудопроявления Кершорское

(мас.%): Cr_2O_3 – 33,63–40,19, увеличиваясь в метаморфизованных рудах до 43,92; Al_2O_3 – 32,63–23,36, уменьшаясь в метаморфизованных рудах до 17,83.

Из хромитовых руд орбикулярной текстуры в Институте геологии и геохимии УрО РАН В.А. Вилисовым выполнен рентгеноспектральный анализ хромшпинелидов. Из густовкрапленной основной массы (мас.%) – TiO_2 – 0,37; Cr_2O_3 – 48,80; Al_2O_3 – 20,96; FeO – 13,34; MnO – 0,18; NiO – 0,19; MgO – 16,07; V_2O_5 – 0,08; сумма 100,00 (проба 3-12/5А) и из орбикулы, сложенной убоговкрапленной хромитовой рудой, (мас.%) – TiO_2 – 0,36; Cr_2O_3 – 51,16; Al_2O_3 – 17,51; FeO – 15,48; MnO – 0,24; NiO – 0,10; MgO – 14,96; V_2O_5 – 0,09; ZnO – 0,09; сумма 100,00 (проба 3-12/5Б). В основной массе и в орбикуле хромшпинелиды имеют среднехромистый состав. В орбикуле хромшпинелид более хромистый и железистый, что может быть связано с метаморфизмом, более интенсивно проявившимся в убоговкрапленных рудах.

Хромшпинелиды из бедновкрапленных руд Кершорского рудопроявления (табл. 2) близки по составу с аксессуарными хромшпинелидами и хромшпинелидами из шпиров в дунитовых жилоподобных телах. Это позволяет высказать предположение, что образование бедновкрапленных руд могло происходить в связи с образованием малых и средних дунитовых тел в пределах хромитоносной зоны или вблизи нее. Богатовкрапленные руды с более высокохромистыми хромшпинелидами генетически ассоциируют с крупным дунитовым телом и инъецировали по хромитоносной зоне на значительное расстояние.

Характерные особенности первой группы богатовкрапленных руд:

- приуроченность к протяженным и мощным хромитоносным зонам;
- достаточно крупные размеры рудных тел; их кулисообразные скопления вдоль хромитоносных зон;
- линзовидная, столбообразная, неправильная форма рудных тел;
- резкие контакты рудных тел;
- развитие вокруг рудных тел дунитовых оторочек мощностью от первых метров до десятков метров;

- преобладание средне-густовкрапленных и сплошных руд при незначительном развитии в краевых частях рудных тел редко-, средневкрапленных руд;
- широкий диапазон изменчивости рудных хромшпинелидов по хромистости.

Вторая группа класса богатых хромитовых руд развита в гарцбургитах вдоль зон пластично-сколовых деформаций, секущих структурные элементы вмещающих пород. Ее оруденение уступает по размерам рудным объектам первой группы, хотя количественно распространено значительно шире и представлены рудопрооявлениями Вороновское, 499, 287,118, 121, Лабогейское II, 74, 3976А, 52 и другие.

Мелкие тела хромитовых руд данной группы наблюдаются в ореоле жилоподобных выделений дунитов и жил пироксенитов вокруг средних дунитовых тел. Они представлены мелкими линейными жилами. Границы жил резкие, руды сплошные. В более крупных пластично-сколовых зонах среди гарцбургитов содержатся более крупные тела уплотненно-линзовидной и жильной форм мощностью до 1–5 м и протяженностью десятки, редко первые сотни метров. Руды этих тел преимущественно сплошные и густовкрапленные. Более крупные хромитовые тела окружены тонкими дунитовыми оторочками.

Рудопрооявление Вороновское расположено в центральной части Пайерского блока Войкаро-Сыньинского массива, на правом борту верховьев р. Малая Хараматалоу, и залегает в поле неистощенных гарцбургитов гарцбургитового СВК. Рудопрооявление представлено одним жилообразным телом уплотненной формы мощностью 0,3–1,5 м, протяженностью до 70 м. Вокруг рудного тела развита маломощная дунитовая оторочка. Тело вытянуто в меридиональном направлении (ССВ 10^0) с падением на ЮОВ под углом 75^0 . Хромитовые руды средне-крупнозернистые сплошные, сложены хромшпинелидами глиноземистого магнезиального типа (мас.%): TiO_2 – 0,24; Al_2O_3 – 28,98; Cr_2O_3 – 39,75; Fe_2O_3 – 3,25; FeO – 11,04; MgO – 16,64; MnO – 0,1.

Рудопрооявление 121 находится вблизи юго-восточной границы Хойлинского блока Войкаро-Сыньинского массива, на левобережье верховьев р. Лагорта-Ю. Вмещающие породы – неистощенные гарцбургиты гарцбургитового СВК. Рудопрооявление представлено одним рудным телом жильной формы, вытянутым на 30^0 СВ и крутопадающим под углом $85–90^0$. Длина тела по простиранию 150 м, мощность 0,6 м. Контакты с дунитовой оторочкой резкие. Руды густовкрапленные, содержат (мас.%): Cr_2O_3 – 32,31; Al_2O_3 – 19,11. Рудный хромшпинелид представлен алюмохромитом и относится к глиноземистому магнезиальному типу, состав его (мас.%): TiO_2 – 0,31; Al_2O_3 – 29,31; Cr_2O_3 – 37,09; Fe_2O_3 – 3,80; FeO – 14,82; MgO – 14,2. Руды слабометаморфизованные.

Хромитовое оруденение второй группы отличает от первой группы меньшая масштабность, концентрация рудного вещества в единичных телах, более вытянутая форма рудных тел, более высокие густота вкрапленности хромитовых руд и глиноземистость рудных хромшпинелидов.

В целом класс богатых хромитовых руд глиноземистого типа характеризуют следующие типоморфные признаки:

- локализация в гарцбургитах вдоль рудоконтролирующих зон (от мельчайших до протяженных) пластично-сколовых деформаций;
- секущее положение к структурным элементам гарцбургитов;
- значительные вариации тел по размеру – от жил до крупных тел линзовидной, столбообразной и неправильной форм;
- резкие контакты и наличие, за исключением маломощных рудных тел, дунитовых оторочек от сантиметров до десятков метров;
- преобладание богатовкрапленных руд с появлением средневкрапленных руд в краевых частях рудных тел большой мощности;
- хромитовые руды неметаморфизованы или метаморфизованы в слабой степени.

Перечисленные особенности позволяют говорить об инъекционном характере хромитовых тел данного класса. По сравнению с классом бедных руд они имеют большие запасы и высокое качество.

Для глиноземистого типа хромитового оруденения намечаются две закономерности общего плана:

- 1) более высокая хромистость хромшпинелидов в рудах, залегающих в апофизах крупных дунитовых тел или в крупных хромитоносных зонах, т.е. в первых группах оруденения;
- 2) увеличение глиноземистости рудного хромшпинелида с увеличением густоты вкрапленности хромитовых руд.

Тела хромитовых руд глиноземистого типа локализуются вблизи (не далее 1-2 км) от кровли гипербазитовых массивов и их границы с габбро [1, 3, 9]. Анализ распределения хромитового оруденения глиноземистого магнезиального типа в пределах Войкаро-Сыниньского массива показывает, что часть рудных объектов действительно находится вблизи границы с перекрывающими верлит-дунитовым и полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексами (рудопроявления Морковкинское, 287, Лагортинское I, Кершорское и другие). Другая часть хромитовых тел (рудопроявления Лекхойлинское, Лекхойлинское Западное, Левопайерское, 499, Пайтивисское V, Лабогейское I, II, III, IV, Южно-Погурейское, 82 и другие) локализована в центральных частях массива на значительном удалении (3-5 км и более) от границ массива. Это указывает на неоднозначность критерия размещения хромитовых руд глиноземистого магнезиального типа относительно кровли гипербазитовых массивов.

Библиографический список

1. Комплексные геофизические исследования при прогнозе, поисках и разведке хромитовых месторождений. М.: Недра, 1986. 260 с.
2. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
3. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома / Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 1. С. 168 – 220.

4. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / Б.В. Перевозчиков, Л.Д. Булыкин, И.И. Попов и др. Пермь, 2000. 474 с.
5. Перевозчиков Б.В., Попов И.И., Овечкин А.М., Печенкин Б.В., Кениг В.В., Клочко А.А. Региональный прогноз хромитоносности Полярного Урала / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы научной конференции / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 93 – 95.
6. Петрология и метаморфизм древних офиолитов / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. / Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, 1977. Вып. 368. 221 с.
7. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной оксанической коре / Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.
8. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения / Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М.: Изд. АН СССР, 1948. Вып. 97. Сер. рудн. м-ний. № 12. 128 с.
9. Thauer T.P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits / Magmatic Ore Deposits / Econ. Geol. Mon., 1969. № 4. P. 132 – 146.

В.О. Ильченко*, А.П. Каленич,
В.В. Гавриленко***, И.Г. Добрецова****
* СПГИ (ТУ), ** ПМГРЭ, *** СПбГУ, г. Санкт-Петербург

ОСОБЕННОСТИ РУДОГЕНЕЗА ПАВЛОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРХ. НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

Архипелаг Новая Земля всегда привлекал геологов широким набором полезных ископаемых, ведущими из которых являются свинец, цинк, марганец, медь, флюорит и оптический кварц. Наибольший интерес на архипелаге представляют свинцово-цинковые месторождения и многочисленные рудопоявления, которые активно исследовались с середины 20 в. На Новой Земле наиболее значимым является Павловское полиметаллическое месторождение, обнаруженное в 1991 г. на северо-западе Южного острова, в бассейне р. Безымянной. В 1998 г. на этой территории выделен Безымянский полиметаллический рудный узел, включающий еще ряд рудопоявлений (Андреевское, Северное, Перевальное и др.). В мае 2002 г. ГКЗ внесла один из фрагментов месторождения в группу оцененных с утвержденными балансовыми запасами 1,3 млн т цинка и свинца по категориям C₁ и C₂ [1].

Новая Земля входит в состав Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции, в пределах которой выделены несколько минерагенических областей. Свинцово-цинковое оруденение широко распространено в пределах Вайгач-Южноновоземельской и Центральноновоземельской областей и представлено преобладающим сульфидным полиметаллическим и скарновым типами. Полиметаллическое оруденение локализовано в разно-

возрастных (S_1 - C_1 включительно) карбонатных отложениях различного состава (рис. 1), в зонах объемного катаклаза, соскладчатых и оперяющих их разломах раннемезозойского возраста (киммерийская складчатость). Площадная геохимическая съемка и опробование толщ по опорным разрезам показали отсутствие специализации осадочных пород на Zn, Pb, Ag и другие элементы, повышенные содержания которых устанавливаются только вблизи рудных тел (первичный ореол), а на удалении фиксируются фоновые содержания, характерные для района в целом.

Крупные рудные объекты характерны только для Центральнорудноземельской области, где в пределах Безымянского рудного узла отмечается наибольшая дислоцированность карбонатных палеозойских пород, представляющих собой циклический набор морских терригенно-карбонатных формаций. Магматические образования локальны – отмечаются позднедевонские силлы габбро-долеритов и редкие постскладчатые мезозойские дайки субщелочных пикро-долеритов.

Особенности геологии Павловского месторождения в структуре района определяются несколькими факторами:

- расположением в зоне взаимодействия крупных долгоживущих региональных разломов – Главного Рудоземельского и Байдаракского, которые были активизированы в начальный период киммерийской складчатости;
- локализацией оруденения в карбонатных породах раннего девона (грибовская свита) на крыльях крупной, интенсивно деформированной многочисленными осложнениями низших порядков Безымянской антиклинали с терригенными породами в ядре;
- перекрытием рудовмещающей толщи мощной пачкой глинистых отложений среднего девона (тайнинская свита), являющихся надежным экраном, не допускающим вывода рудоносных растворов на вышележащие уровни.

На месторождении установлены три рудоносных блока: Западный, Центральный, расположенные ближе к ядру Безымянской антиклинали, и Восточный – отделенный от основных рудоносных структур зоной разрывных нарушений и являющийся крупным тектоническим блоком в виде горст-антиклинального сооружения низшего порядка, осложняющего крыло антиклинали (рис. 2).

Рудные тела с отчетливыми границами уверенно оконтуриваются геологически на уровне эрозионного среза и по керну скважин. Границы выражены относительно резкой сменой (в интервалах 0,1–5 м) безрудных карбонатных пород слабо оруденелыми и собственно рудой. Тела сплошных руд имеют максимальные раздувы мощности (до 100 м) в ядре структуры и лентовидную конфигурацию с клиновидными расщеплениями на флангах. Контакты рудных тел с рудовмещающей толщей несогласные, кососекущие, но с подчинением строгому литолого-структурному контролю. По объемным зонам дробления вдоль пологозалегающих дугообразных тектонических нарушений выявлено штокерное оруденение. Отмечаются поздние пострудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ										Эр. осн.	Хар. актеристика пород
ОРЕДОВИЧСКАЯ СИГУРЬСКАЯ										Система	
ДЕВОНСКАЯ										Осад.	
КАМЕННО-УГОЛЬНАЯ										Друг.	
ПЕРМСКАЯ										Слага.	
Общ. осн.										Мощность, м	
Литологическая колонка											
											Довериты субэлювиальные
											Политомовые песчанники, аргилиты с прослоями алевролитов
											Аргилиты с прослоями алевролитов и песчанников
											Аргилиты и сланцы с прослоями известняков, темн. и светл. кремне-розово-красноватых пород, прослоями мрамористых алевролитов
											Средне-зернистые известняки скрепленные и мраморизованные с прослоями доломитов и известняков
											Углисто-кремнистые аргилиты с прослоями известняков
											Темно-серые и черные углисто-кремнистые аргилиты и известняки
											Глинистые сланцы, алевролиты, политомовые известняки, песчанники
											Габбро-диабазы
											Темно-серые до черных известняки аргилиты, в подчиненном количестве глинистые известняки
											Органоглинные и органогеоло-оболочечные известняки в различной степени доломитизированные, глинисто-карбонатные сланцы
											Кварцито-песчанники, мелко- и среднезернистые кварцевые песчанники, мелко- и среднезернистые сланцы и красноватые сланцы с прослоями доломитовых известняков, доломитов, жемчужняков и гравелитов
											Доломиты, песчанники и сланцы с прослоями известняков и кварцевых сланцев
											Вакульно-галечные конгломераты с прослоями кварцевых и аргировых песчанников, линзами кварцевых гравелитов и прослоями алевролитов
											Темно-серые флюидитовидные, глинисто-сланцевые и кварцево-сланцевые сланцы с прослоями светло-серых мелкозернистых аргировых и олигомерных песчанников, линзами конгломератов

Рис.1. Положение полиметаллического оруденения в разрезе осадочной толщи палеозоя в районе Безымянского рудного узла

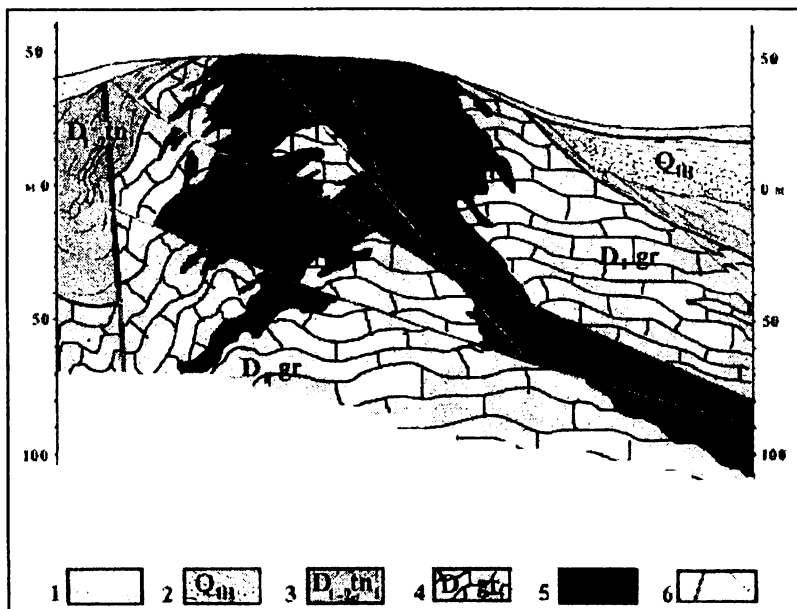


Рис 2. Геологический разрез вкрест простирания рудного тела Восточного блока: 1 – пролювиально-делювиальные образования, 2 – морские галечники и глины, 3 – аргиллиты, глинистые сланцы, 4 – рудовмещающие известняки, 5 – галенит-сфалерит-пиритовые руды, 6 – разрывные нарушения различного ранга

Руды относятся к типу серебросодержащих свинцово-цинковых колчеданных и характеризуются содержанием свинца (1–2,9%), цинка (1,6–17%), высокими содержаниями сульфидной серы (17–30%) и кремнезема (до 15,5%). Специфической особенностью руд является наличие примесей S_{org} (0,26%) и бария (0,24%) [3].

Руды имеют простой минеральный состав: пирит (от 10 до 90%), сфалерит (от 5 до 70%), галенит (от 2 до 50%) – главные рудные минералы, с суммарными содержаниями, часто превышающими 90%; буланжерит, геокронит, аргентит, мираргирит, пираргирит – редкие. Среди нерудных минералов в рудах и околорудно измененных породах установлены кварц, Са-Mg-Fe-карбонаты переменного состава, кальцит, доломит, в качестве аксессуарных – альбит, апатит, мусковит, рутил, хлорит, эпидот; характерно присутствие кимрита и антраксолита.

В зависимости от содержания сульфидов и взаимоотношений с жильными минералами и вмещающими породами в рудах выделяются массивные, брекчиевые и прожилково-гнездово-вкрапленные текстуры, распространен катаклаз, внутрирудные и пострудные деформации.

Вмещающие породы и руды подверглись многократным метасоматическим преобразованиям, среди которых выделяются процессы кремнещелочного метасоматоза с образованием кварца, разнообразных Ca-Mg-Fe-карбонатов, доломита, пирита, альбита, калиевого полевого шпата, хлорита, биотита; кремнекислого метасоматоза с образованием кварца и мусковита; кислотного выщелачивания с образованием кварцевого гранобластового мономинерального агрегата с вкрапленностью пирита, замещающего полиметаллические руды.

Ореол околорудных изменений распространен не более чем на 30–50 м от кровли рудного тела, что обусловлено реакционной способностью карбонатных пород нейтрализовывать растворы любого состава [3]. При этом четкой метасоматической зональности не устанавливается, но можно условно выделить внешнюю зону с новообразованными карбонатами с примесью кварца, альбита, калиевого полевого шпата, хлорита, биотита и внутреннюю зону, характеризующуюся более широким развитием кварца с примесью мусковита, подвергнувшуюся воздействию более кислых растворов.

Рудные минералы представлены смесью агрегатов различных генераций с глобулярными, почковидными, колломорфно–полосчатыми, тонко- и мелкозернистыми полифазными структурами, характерными для ранних сульфидов. Поздние генерации характеризуются кристаллически-зернистыми выделениями. Для пострудных жил и прожилков характерно образование идиоморфных кристаллов галенита и сфалерита. Резкое различие форм выделения может говорить о различных условиях генезиса ранних и поздних генераций сульфидов. Для первых характерны образование полифазных гелей и быстрая кристаллизация из растворов при резких сменах физико-химических условий среды – перепадов давления, температуры, состава растворов, для вторых – образование в более стабильных условиях [2].

Практически каждая генерация пирита, сфалерита и галенита характеризуется уникальным набором микропримесей с максимальными содержаниями какого-либо элемента. Основными примесями в пирите являются Tl, Ag, Ni, и Cd, реже отмечаются Sn, Co и In (табл. 1).

Основными примесями в сфалерите являются Cd, Ge, Ag, Ga, Co, реже отмечаются Sn, In и Sb. Повышенные содержания свинца и сурьмы, вероятно, обусловлены включениями галенита (табл. 2).

Наиболее интересен по составу колломорфный сфалерит II, который отличается аномально высокими содержаниями Ge (до 800 г/т). Собственных германиевых фаз в рудах пока не обнаружено, в сфалерите отмечаются отдельные локальные области (до 10 мкм), обогащенные Ge (до 10%), в пределах которых содержания Zn, Fe, S понижены, а Cu, As, Sn отсутствуют. Это может говорить об изоморфном характере вхождения германия в структуру сфалерита. Для юга Новой Земли и Вайгача характерны высокие содержания германия в сфалеритах на уровне 0,0п %, при этом в рудах иногда отмечают собственные германиевые минералы (аргиродит, германит, реньерит) [4].

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в пирите, г/т

Генерации		Tl	Ag	Cd	Sn	Co	Ni	In	Тип руд
Ранние	МЗ	323	49,3	102	-	-	12,2	6,7	Спл. руды
	МЗ	265	32,9	35	3*	2,3	6,8	3	ПВ руды
	Рад.	750	46,5	75	-	-	7,5	4,5	Спл. руды
Поздняя	КЗ	93,3	10,1	73,3	-	-	1,67	1	Спл. руды

Примечание: * без учета пробы с содержанием 80 г/т. Здесь и далее: МЗ – мелкозернистый, Рад. – радиально-лучистый, КЗ – крупнозернистый (кристаллический), ПВ – прожилково-вкрапленные руды, Спл. – сплошные руды.

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей в сфалерите, г/т

Генерации		Cd	Ag	Pb	Sb	Ga	Sn	Ge	Co	In	Тип руд
Сфалерит II		1460	59	709	28,5	1,2	***	343	1,9	-	Спл. руды
Сфалерит III		1400	21,2	3000*	-	5,6	-	8,2	5,8	3,4	ПВ руды
Сфалерит III		1800	20,5	1675*	10,8	7,5**	1,8	18,1	7,7	0,8	Спл. руды
Сфалерит IV		2670	8,1	637	6	6	2	6	3	3	Кв.

Примечание: * примесь галенита, ** без учета 2 проб с содержанием 150 и 160 г/т, *** без учета единичной пробы с содержанием 84 г/т. Здесь и далее Кв. – поздние кварц-кальцитовые прожилки с галенитом и сфалеритом.

Таблица 3

Средние содержания элементов-примесей в галените, г/т

Генерации		Cd	Ag	Zn	Sb	Bi	Co	Sn	In	Ge	Тип руд
Ранние	КЗ	200	780	>1%	720	-	7	-	4,5	50*	ПВ руды
	КЗ	290	670	>1%	730	-	5,1	14*	10,3	27	Спл. руды
Поздняя	КЗ	28	980	630	1225**	18,6	2,6	4*	-	-	Кв.

Примечание: * содержания в единичных пробах, ** без учета пробы с содержанием 8400 г/т.

Таблица 4

*Модельный возраст рудных минералов
по данным изотопных исследований, млн. лет*

Рудный объект	Минерал		
	пирит	сфалерит	галенит
Павловское	210 – 260	200 – 260	225 – 280
Северное	-	-	300 – 315
Андреевское	230 – 240	240 – 330	290 – 340

Галенит ранних генераций из сульфидных руд характеризуется повышенным содержанием Cd, Co, In, Ge, Sb, высокими – Ag. В галените из поздних кварцево-сульфидных прожилков отмечается повышенное содержание Ag, Sb и Bi, пониженное – Cd и Co (табл. 3).

Исследования изотопного состава свинца главных рудных минералов показали, что модельный возраст рудогенерирующего процесса составляет 210 – 280 млн лет (при возрасте рудовмещающей грибовской свиты 380 – 410 млн. лет), что обусловлено длительным этапом жизни гидротермально-метасоматической системы в зоне сочленения долгоживущих разрывных систем региона.

Различие возрастов, полученное по изотопным данным из различных рудных объектов Безымянского рудного узла, составляет между наиболее «древними» и «молодыми» рудными образованиями 25–40 млн лет. Наиболее древние руды представлены богатыми (до образования мономинеральных рудных тел) сфалеритовыми и галенитовыми рудами, практически без пирита, а самые молодые рудные образования Павловского месторождения полисульфидны, причем в относительно малом объеме пространственно совмещены несколько генераций руд.

На основании вышеизложенного можно предположить гидротермально-метасоматический генезис руд Павловского полиметаллического месторождения и подчеркнуть его следующие особенности:

- многоуровневость и сквозной характер оруденения в Безымянском рудном узле в широком возрастном диапазоне осадочных пород (S_1 – C_1), без его приуроченности к какому-либо определенному стратиграфическому горизонту, а также отсутствие геохимической специализации осадочных пород на полиметаллы;
- складчатый и позднескладчатый характер оруденения, что подтверждается геологическими данными и соответствующими изотопными исследованиями;
- четкий литолого-структурный контроль и приуроченность оруденения к деформационным структурам, осложняющим складчатость;
- широкое проявление процессов метасоматических изменений околорудных пород;
- большое разнообразие текстурно-структурных разностей руд, зависящее от физико-химических условий для различных стадий рудоотложения и обширное развитие колломорфных и тонкозернистых структур;
- постоянный минеральный состав руд (пирит, сфалерит, галенит) с широкими вариациями количественных соотношений главных рудных минералов;
- различие набора и содержаний элементов-примесей в главных рудных минералах каждой генерации. Обращают внимание аномально высокие содержания германия, характерные для одной из генераций сфалерита при отсутствии собственных германиевых минералов;
- длительность формирования, обусловленная резко дифференцированным стилем тектонических напряжений, существовавших от начальных до конеч-

ных фаз складчатости, предопределила возможность отложения значительных объемов рудного вещества.

Многочисленные месторождения и проявления полиметаллических руд, фиксирующиеся в полосе от Полярного Урала, Пайхоя и Вайгача на Новую Землю, по многим признакам похожи.

Работа поддержана АФГИР (CRDF), грант ST-015-02, а также программой «Научные исследования Высшей школы по приоритетным направлениям науки и техники», подпрограмма 207 «Экология и рациональное недропользование».

Библиографический список

1. Каленич А. П., Крюков В. Д., Ласточкин А. В. и др. Новое месторождение серебро-содержащих свинцово-цинковых руд на архипелаге Новая Земля // Разведка и охрана недр. 2002. №9. С. 20–23.
2. Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 310 с.
3. Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В. А. Жарикова, В. Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
4. Юшкин Н. П., Еремин Н. И., Макеев А. Б., Петров Т. Г. Сфалерит Пайхойско-Южноновоземельской провинции (топоминералогия и типоморфизм) // Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978. С. 23–52.

Т. В. Харитонов
ФГУП «Геокарта-Пермь»

ПЕРМСКАЯ ЗЕМЛЯ – КОЛЫБЕЛЬ МЕДЕПЛАВИЛЬНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Пермские медистые песчаники в виде полосы шириной до 100 км тянутся с севера на юг от Верхнекамья до Актюбинска, вдоль всего западного склона Урала, на расстоянии около 1500 км.

На базе медистых песчаников каргалинской группы Оренбуржья в начале III тыс. до н.э. возникла металлургия меди на Урале. В Прикамье на базе пермской группы медистых песчаников во II тыс. до н.э. существовал гаринско-борский металлургический очаг [2]. Еще в 1769 г. Рычков в своих "Дневных записках" сообщал о находках домниц и плавильных шлаков около сел Редикор и Пянтег. Следы местной плавки металла обнаружены на поселении Бор I в низовьях р. Чусовой. Раскопки Турбинского могильника на Шустовой горе, недалеко от Перми, дали богатейший набор бронзовых и медных изделий. Несколько изделий из него, характеризующихся повышенной чистотой состава меди, отнесены к изделиям химической группы МП (медистых песчаников Приуралья) [5]. Медные изделия в формах и литниках были обнаружены в теле оползня у д. Пешковой в устье Кондаса. В 2002 г. в городище

Ермаши (на территории ПНОСа) впервые в Прикамье найдена древняя шахта с костяком погибшего рудокопа.

В начале железного века цветная металлургия достигла на Урале наивысшего развития, сойдя на нет к XIV в. нашей эры и оставив после себя легенды о чуди. Эти легенды способствовали появлению у новгородских посадников, а позднее у московских князей стойкого убеждения в наличии в Предуралье и на Урале месторождений серебра, меди, золота и драгоценных камней.

Развитие в XV в. Московского государства увеличило потребность в золоте, серебре и меди, что объяснялось необходимостью изготовления денег. Московское государство закупало металлы или даже валюту (т.н. «ефимки») в Европе и запуская в товарно-денежное обращение [1]. Колокола и пушки также отливались из импортной меди. Поэтому неслучайно Иван III в 1491 г. отправил в бассейн р. Печоры первую геологоразведочную экспедицию, которая обнаружила первое месторождение меди в устье р. Цильмы [3]. Но его разработки не последовало.

В царствование Михаила Федоровича, в 1617 г., из вотчины графа Строганова Яков Литвинов извещал, что в городке Орле на р. Язьве (Яйве? – Т.Х.) и других землях Строгановых имеется много медной руды. Из Москвы были посланы Аврам Иванович Бертенев, подьячий Гавриил Леонтьев, рудознатец и плавильщик английский мастер Джон Ватер, переводчик, три плавильщика и боярский сын Алексей Головин. Яков Литвинов указал членам экспедиции на реке Язьве (Яйве? – Т.Х.) гору, где залегала медная руда. С 5 по 10 июня¹ экспедиция добыла 185 пудов руды, из которой было выплавлено 4,92 пуда меди (содержание 2,7 %). До августа была пройдена штольня сечением 4 квадратных сажени (2,1 на 2,1 м) и длиной 5 саженей (10,7 м). Яков Литвинов указал еще одно месторождение медной руды – по р. Каме, на Григоровой горе. Сам он в это время был послан на р. Цильму для освидетельствования тамошних руд. В его отсутствие сын Якова Василий и целовальник Осип не смогли обнаружить руду на Григоровой горе. Позже вернувшийся в августе с Цильмы Яков Литвинов пояснил, что добыча медной руды на Каме на Григоровой горе будет возможна летом после спада воды.

12 августа 1617 г. Бертеневу из Москвы пришла грамота, в которой приказывалось организовать в Орле, на р. Язьве (Яйве? – Т.Х.) добычу медной руды и постройку медеплавильного завода. Одновременно продолжались поиски других медно-рудных месторождений. Было решено в случае обнаружения более удобных для эксплуатации мест перенести туда завод с р. Язьвы (Яйвы? – Т.Х.). Работы проводились до 1620 г. В 1626 г. англичане Фрич и Герольд были отправлены с дворянином Загряжским «для приискаания руд в Пермь». В 1631 г. Строгановы организовали у себя поиски руд и обследовали все древние, т.н. «чудские» места добычи медистых песчаников и самородной меди. Работы выполняла поисковая партия стольника Свешни-

¹ Даты приведены по старому стилю.

кова. В 1634 г. окольничий Василий Иванович Стрешнев повторно обнаружил в Григоровой Горе медные руды и основал медеплавильный завод, за что получил от царя в награду 307 руб. [4].

В 1635 г. московский купец Надея Свитейщиков, подьячий Кирилло и рудознатец «немчин» Арист Петцольт были посланы, выражаясь современно, на «освоение» Григоровского месторождения. Они перенесли завод Стрешнева с Григоровой горы в более удобное место - на земли Пыскорского монастыря в 30 км южнее Григоровой горы, на речку Камгорку при впадении ее в Каму. Это был первый медеплавильный завод на Урале и в России. Это стало началом развития медеплавильной промышленности России.

Позднее, в золотой век Прикамской медной промышленности (XVIII – первая половина XIX в.), на базе медистых песчаников в Пермском крае работало около 30 медеплавильных заводов, дававших около 40 % всей российской меди. Прикамская медь отличалась чистотой и согласно специальному правительственному указу отправлялась прямиком на Екатеринбургский монетный двор. Впоследствии из-за изменений в конъюнктуре, отсутствия дешевой рабочей силы, уничтожения лесов для углежжения, отсутствия разведанных запасов руд медеплавильное производство в Прикамье тихо угасло. Это, а не «истощение руд» явилось причиной упадка некогда мощной отрасли хозяйства Пермского горного округа.

Таким образом, Пермская земля является не только местом находки первого русского алмаза, здесь зародилась не только алмазодобывающая промышленность (1941 г.). Начало развития горной промышленности и цветной металлургии России тоже было положено на Пермской земле [4]. В 2004 г. исполнится не только 175-я годовщина находки первого российского алмаза и 63-я годовщина российской алмазодобычи, но и 369-я годовщину российской цветной металлургии. Мне кажется, что эти события добавляют привлекательности положительному инвестиционному облику Пермской области, сложившемуся в последние годы.

Библиографический список

1. Бердюгин Ю.П. К истории геологических открытий и исследований Урала в эпоху освоения русскими его территорий. Екатеринбург, 1999.
2. История Урала с древнейших времен до 1861 г. М., Наука: 1989.
3. Кузин А.А. История открытий рудных месторождений в России до середины XIX века. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
4. Основные вехи истории горного дела и геологии в России. // Специальный совместный юбилейный выпуск журналов «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление» и «Геология нефти и газа». 2002. Декабрь.
5. Черных Е.Н. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 1970.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ*

В существующей теории рудообразования не рассматривается временная последовательность процессов образования рудного минерала и формирования рудных тел. Заведомо принимается, что эти процессы происходят одновременно: образуется рудный минерал и сразу же формируются рудные тела. Сам процесс возникновения рудного минерала при существующих взглядах на его появление в верхних горизонтах земной коры остается загадкой, потому что никто не может сказать, в каком фазовом состоянии, а также ионном виде или уже состоявшимся рудные минералы доставляются к месту формирования рудных тел. К тому же предположение о существовании мономинеральных или близких к ним растворов, поступающих из магматического очага, содержащего, по утвердившимся представлениям, разнообразный по минеральному составу расплав, является нереальным. Общепринятая теория рудообразования, может быть, внешне выглядит красиво, но, по сути, состоит из одних предположений, в обосновании которых геологи совершенно не преуспели.

В статье [2] изложена иная концепция процесса рудообразования. Из нее следует, что рудное вещество в виде состоявшихся минералов, имея космическое происхождение, изначально находится во вмещающих породах в рассеянном состоянии. Магматическое происхождение рудного вещества и возможность формирования интрузивных тел подвергаются сомнению. Генезис всех рудных месторождений определяется как гидротермально-метасоматический или гидротермально-метаморфический. Рудообразование, то есть концентрация рудного вещества (рудных минералов), начинается только тогда, когда появляется возможность его свободного перемещения для создания скоплений – рудных тел, при наличии зон тектонического разуплотнения. Рудное вещество заполняет открытые трещины и (или) цементирует разуплотненные породы. Причины, побуждающие именно данный минерал (или минералы) концентрироваться в рудные тела, вряд ли когда-то будут точно определены. Кем-то из исследователей была высказана интересная мысль о том, что главной отличительной чертой метасоматоза является стремление к мономинеральности. Этот факт подмечен очень правильно, но суть явления, его движущие силы остаются неразгаданными.

Если согласиться с представлением о различных, разорванных во времени, процессах образования рудных минералов и рудных тел, то последует

вывод, что рудные минералы образовались значительно раньше рудных тел. И, вообще, все минералы образовались раньше, чем горные породы, которые они слагают, поэтому определение абсолютного возраста каких-либо отложений или массивов по минералам в принципе неверно. При этом определяется возраст минералов, а не осадочных и метаморфических образований или рудных тел.

Как нельзя считать одинаковым возраст рудных минералов и рудных тел, так же нельзя предполагать одинаковые термодинамические условия их образования. Разорванные во времени эти процессы проходили в разных условиях. Одни условия были необходимы для образования минерала, другие – для роста его зерен, то есть формирования рудных тел. Можно предположить, что последний процесс проходил при более низких температурах и давлениях. Механический перенос условий образования минерала, которые обычно определяются, на образование рудных тел не корректен и ошибочен.

Поскольку в существующей теории рудообразования процессы образования рудных минералов и рудных тел не разделяются, возникают многие сложности в определении условий формирования месторождений и выработке критериев их прогноза и поиска. Например, установив, что образование минерала алмаза происходит при высоких температуре и давлении, геологи никак не могут допустить, что рост его зерен до промышленных размеров может происходить в менее экстремальных условиях. Только поэтому формирование алмазных месторождений всегда стараются увязать с магматизмом, с глубокими горизонтами нашей планеты, с верхней мантией. Только поэтому месторождения уральских алмазов крайне необходимо было найти магматический носитель, которым и стали в конце концов так называемые туффизиты.

Якобы определившись с алмазоносной магматической породой, геологи никакой ясности в процесс образования, а также в прогнозирование и поиски алмазных месторождений на Урале не внесли, потому что четких критериев прогноза не появилось. По-прежнему остается неясным, где по прихоти природы могли образоваться месторождения алмазов, поэтому их поиски научно обоснованными назвать никак нельзя, и проводятся они или по методу рудознатцев – «от руды к руде», или методом «тыка», т.е. на авось, с надеждой на случайное везение. Такие методы используются в процессе широко развернувшихся в последнее время поисковых работ на алмазы в пределах Пермской области. Увязывая происхождение рудных месторождений с магматизмом, всегда хочется предполагать, что минерализация прослеживается на значительные глубины. Исчезновение промышленной алмазоносности на самых крупных уральских месторождениях уже на глубине 40 м никак не желает подтверждать туффизитовую гипотезу. Горные породы, диагностируемые как туффизиты, в основном состоят из глины, что по аналогии с другими рудными месторождениями позволяет считать их результатом метасоматической переработки разуплотненных вмещающих горных пород и сделать вывод о том, что происхождение алмазных

что происхождение алмазных месторождений (появление алмазов промышленной крупности) также можно считать гидротермально-метасоматическим с использованием рудного вещества (мелких алмазов), находящегося в рассеянном состоянии в горных породах [2]. Рудным телом в данном случае служит каждый отдельный кристалл алмаза или сросток кристаллов. Не может быть никаких сомнений в том, что скопления алмазов, связанные с метасоматитами, являются коренными первоисточниками уральских алмазных россыпей различного генезиса. Иное происхождение алмазов промышленной крупности в условиях складчатой области обосновать трудно [1]. Подтверждением метасоматической природы туффизитов является то, что их стали обнаруживать повсеместно в связи с самой разнообразной рудной минерализацией. Глинистые породы в «туффизитовом понимании» могут служить поисковым признаком алмазной минерализации, но не должны являться критерием прогноза этой минерализации на глубину.

Формирование алмазных месторождений, как и других рудных образований, происходило в приповерхностных условиях, что было обусловлено особенностями образования зон тектонического разуплотнения [2], которые определили размещение промышленной алмазной минерализации. Глубина распространения алмазной минерализации, как и любой другой, зависит от глубины развития зон тектонически разуплотненных и метасоматически измененных пород. Исходя из этого должны проводиться прогнозирование и поиски новых алмазных месторождений, и более глубокое изучение уже известных объектов.

Если оставить в стороне механизм формирования кимберлитовых и лампроитовых диатрем, критерии образования связанных с ними алмазных месторождений будут аналогичны описанным выше. Они заключаются в наличии во вмещающих породах (кимберлитах и лампроитах) рассеянного алмазного вещества (мелких алмазов) и существовании зон тектонического разуплотнения. Процессы метасоматоза в пределах последних и привели к формированию месторождений алмазов. Факт, что промышленно алмазоносными являются всего лишь 2,5 – 3% известных диатрем, объясняется повсеместным развитием зон тектонического разуплотнения. Велика вероятность того, что неалмазоносность большого числа диатрем обусловлена просто отсутствием мелких алмазов (рудного вещества) в слагающих диатремы породах.

В практику геологоразведочных работ на алмазы давно вошел метод поиска по минералам-спутникам. Большое внимание уделяется выявлению такого минерала, как пироп. Но геологами связь основного рудного минерала с его минералами-спутниками часто упрощается. Любое обнаружение в рыхлых отложениях вышеназванного граната объявляется чуть ли не открытием собственно алмазного месторождения. Здесь следует учитывать следующее. В процессе метасоматических преобразований происходит увеличение размеров зерен и других минералов, совместно с рудообразующими присутствующих в горных породах. Только наличие более крупных зерен

таких минералов по сравнению с их характерными размерами может быть использовано в качестве поискового признака для обнаружения рудных тел.

Формирование зон тектонического разуплотнения, благоприятных для рудообразования, происходит не повсеместно, о чем свидетельствует довольно редкая встречаемость рудных месторождений. Они образуются только там, где залегание горных пород было уже осложнено предыдущими тектоническими подвижками. Как указывалось в [2], такими местами чаще всего являются флексуры. В складчатых зонах, где горные породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, выявить флексурные изгибы очень сложно. Как это ни покажется странным, нагляднее связь рудных месторождений с флексурами выражена на платформах. Если учесть, что в [2] обосновывается тектоническое происхождение рельефа, а процессам эрозии, денудации и выветривания отводится лишь косметическая роль, то борта речных долин и логов являются крутыми участками флексурных изгибов, которые наиболее подвержены воздействию последующих тектонических подвижек. Факт приуроченности месторождений и проявлений самых различных полезных ископаемых в пределах платформенной части Пермской области (селенит, белый поделочный гипс, волконскоит, стронциевые руды, медь, марганец) к бортам речных долин и логов наглядно подтверждает такие представления. В свою очередь, далеко не все борта долин и логов усеяны проявлениями и месторождениями полезных ископаемых. Для формирования зон разуплотненных пород требуется, чтобы литологический разрез был представлен переслаиванием горных пород с контрастными физико-механическими свойствами – хрупких и относительно пластичных. Зоны разуплотнения развиваются в хрупких породах, к которым относятся известняки, песчаники, конгломераты. Наблюдаемая преимущественная пространственная связь уральских алмазопоявлений с конгломератами и песчаниками такатинской свиты среднего девона при наличии мелких алмазов в породах других стратиграфических подразделений обусловлена более высокой способностью первых к хрупким деформациям.

Таким образом, к основным критериям, которые должны определять методику прогнозных исследований и поисковых работ и которые можно визуально зафиксировать на местности и в процессе опробования, относятся: а) наличие искомого рудного вещества в горных породах, слагающих данную территорию; б) изрезанность рельефа речными долинами и логами; в) нахождение в литологическом разрезе пород с контрастными физико-механическими свойствами. Наличие рассеянного рудного вещества в горных породах, которое чаще всего обнаруживается в первую очередь при опробовании коренных или рыхлых образований, является всего лишь предпосылкой того, что на данной территории существует вероятность обнаружения скоплений этого рудного вещества в виде рудных тел. Определяющими в положительном прогнозе при наличии рассеянного рудного вещества являются благоприятные условия для формирования зон тектонического разуплотнения, к которым относятся два

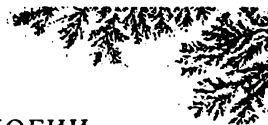
других критерия. Вероятные размеры предполагаемых рудоносных структур определяются размерами флексурных изгибов и мощностью пластов или прослоев горных пород, способных к хрупким деформациям, а размеры прогнозируемых рудных тел зависят от размеров структур и от содержания рудного вещества во вмещающих породах.

Наличие рассеянного рудного вещества в горных породах интересующей нас территории хотя и не является определяющим при прогнозе рудных месторождений, но его отсутствие однозначно указывает на то, что искомым рудным тел просто не может быть. Наблюдается стремление некоторых геологов только на основании отдешифрированных по аэрофото- и космоснимкам разрывных структур без установления присутствия мелких алмазов в слагающих территорию горных породах смело прогнозировать алмазоносные тела, что сразу ставит под сомнение обоснованность таких прогнозов. И не только по причине возможного отсутствия рудного вещества. Еще в шестидесятых годах прошлого столетия, в период поголовного увлечения дешифрированием аэрофотоснимков, проведением опытно-методических работ по геологическому картированию масштаба 1: 50000 отдельных площадей хрусталеносной провинции Приполярного Урала с использованием аэрометодов, высококвалифицированными сотрудниками аэрогеологического треста было установлено, что даже крупные хрусталеносные структуры длиной до 1,5 км при всем богатстве отдешифрированной разрывной тектоники не могут быть этими методами выявлены. Строение рудоносных структур таково, что на аэрофотоснимках они не отражаются [2].

С этих же позиций следует критически рассмотреть проводимые исследования в районе верхнего течения р. Кама, который считается перспективным на обнаружение месторождений золота. Распространение тонкого золота в юрских отложениях не является достаточным основанием для прогнозирования на этой территории золоторудных месторождений. Для большей убедительности прогноза нужно удостовериться в наличии в литологическом разрезе юрских золотосодержащих отложений горных пород с контрастными физико-механическими свойствами, которые обнажались бы в бортах речных долин и логов. Попытки как-то оконтурить в пределах огромной площади распространения тонкого золота участки его повышенной концентрации без понимания того, чем эта концентрация может быть обусловлена и возможна ли она вообще, к успеху не приведут. Работы, проводимые с надеждой на случайную удачу, только дискредитируют геологическую науку.

Библиографический список

1. Кучин Е.С. Вероятные первоисточники вишерских алмазов // Разведка и охрана недр. 1997. № 11. С. 2–3.
2. Он же. Об основных вопросах эндогенного рудообразования // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 20–30.



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.И. Чайковский
Пермский университет

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ СУБПРОВИНЦИЯ (РАЙОНИРОВАНИЕ И СПЕЦИФИКА)

Введение

Кимберлиты в Зимнебережном районе Архангельской области, на Терском берегу, в Финляндии и в Восточном Приазовье, мелилитовые базальты Среднего Тимана и Белоруссии, дайки лампроитов Костамукшы позволяют рассматривать Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) как крупную алмазоносную структуру. Дискретность и неравномерность распространения кимберлитов и лампроитов на данной территории делает невозможным в настоящее время районирование от конкретных проявлений к полям и районам (т.е. снизу-вверх) в отличие от Восточно-Сибирской платформы, где известно большое число кимберлитовых трубок. Тем не менее алмазоносность ВЕП, иерархия основных структур и известные закономерности распространения кимберлитоподобных пород в других регионах позволяют провести мелкомасштабное металлогеническое районирование. О том, что подобная задача не является преждевременной, могут свидетельствовать уже имеющиеся публикации [8, 17]. Актуальность работы продиктована необходимостью увязки традиционных представлений об алмазоносных первоисточниках с накопившимися за последние годы сведениями об интрузивных и изверженных пирокластитах Урала и Тимана.

Районирование Восточно-Европейской платформы

Существует три подхода к районированию. Один – петрографический, фиксирующий площади распространения магматитов определенного состава, так называемые "петрографические провинции". На примере щелочных пород показано [13], что они концентрируются в пределах отдельных геотектонических регионов. Так, на ВЕП и ее обрамлении выделяются Карело-Кольская, Западно-, и Восточно-Украинская, Армянская, Грузинская, Талышская, Тиманская, Уральская и Мугоджарская щелочные провинции. Столь же не строгий принцип использован для района (размером 100х70 км)

развития кимберлитов, мелилититов и оливиновых базальтов Зимнего берега, получившего ранг провинции [1].

Второй, петрологический, подход применительно к алмазонасным территориям обоснован В.А. Милашевым [16]. В качестве провинции им рассматривалась обширная область платформы, в центре которой находятся ранние тела, сформировавшиеся при максимальных давлениях и температурах (алмазная субфация), в мезозоне – более молодые (средние), а на периферии – поздние кимберлиты пироловой субфации и комагматичные им пикритовые породы. Кимберлитовый вулканизм представлялся как продукт деятельности одного разрастающегося очага. Однако открытие кимберлитов Зимнего берега и детальное изучение Якутской и Южно-Африканской провинций показали однонаправленный характер изменений. Одни объясняют это дрейфом плиты над мантийным плюмом [12], другие – сменой дифференциатов, образующихся на различных глубинах в надсубдукционном мантийном клине [1].

Третий (самый иерархически разработанный подход) применяется при минерагеническом анализе территорий. Обычно выделяется следующий ряд таксонов: *провинция, субпровинция, область, зона, район, поле и месторождение* [10]. Приуроченность кимберлитов к кратонизированным областям позволяет в качестве провинции рассматривать только древние платформы (Сибирскую, Восточно-Европейскую и др.). Исходя из этого подхода, европейская часть России представляет собой одну провинцию – Восточно-Европейскую или Русскую.

К алмазной субпровинции соответственно относится крупный тектонический блок в пределах древней платформы с близким возрастом кратонизации и сходной историей дальнейшего развития [4]. М.В. Михайлов и др. [17] в качестве таких подразделений рассматривают авлакогены (палеорифты) и сопряженные с ними поднятия. На Русской плите ими выделены три среднепалеозойские (кимберлитовые) субпровинции. Они совпадают с антеклизмами, сопряженными с авлакогенами, или с поднятиями, примыкающими к прогибам.

Однако более логично субпровинциям соотнести крупные тектонические элементы диаметром от 600 до 1200 км, известные как мегаструктуры центрального типа [28] или нуклеары [3]. Для них обоснованы связь с крупными мантийными неоднородностями и образование на ранней (лунной) стадии аккреции Земли. В состав Русской платформы в качестве ядер (нуклеаров) входят приподнятые мегасводовые структуры: Беломорская, Волго-Уральская, Среднерусская; а также опущенные мегаколыцевые блоки: Прикаспийский и Прибалтийский. В настоящее время на Беломорской и Среднерусской установлены щелочно-ультраосновные мантийные производные, позволяющие рассматривать их как кимберлитовые субпровинции.

В качестве областей алмазонасного (кимберлитового) магматизма в пределах нуклеаров могут выступать массивы с архейским возрастом кратонизации, не подвергшиеся существенной раннепротерозойской переработке. С этими древними (более 1,5 млрд лет) блоками – кратко-

нами —связывал продуктивные кимберлиты Т. Клиффорд. На Русской плите такие массивы диаметром порядка от 100 до 400 км выделялись разными исследователями [17, 26, 29], однако их границы не всегда совпадают, свидетельствуя о сложности оконтуривания. С зонами распространения ниже- и среднепротерозойских пород основного и ультраосновного состава [18] и авлакогенов рифейско-фанерозойского возраста [5], выявленными по данным геофизики и бурения (рис. 1), лучше всего согласуются контуры, предложенные А.В. Синицыным [27]. Практически все кратоны, за исключением Новгородского, оказываются локализованными в пределах нуклеаров. Наименее раздробленным и переработанным является частично обнаженный Беломорский нуклеар, а наиболее дислоцированным и перекрытым осадочным чехлом — Волго-Уральский, состоящий из шести кратонов, осложненных авлакогенами.

Алмазоносная минерагеническая зона — высокопроницаемая линейная структура древнего заложения (длиной до 500 км и более) [4], контролирующая процессы коромантийного энергомассопереноса. Это могут быть скрытые разломы в фундаменте, контролирующие размещение кимберлитовых полей или мобильные зоны, разделяющие кратоны, с лампроитовыми телами внутри и кимберлитовыми на их "плечах".

На современном уровне изученности минерагенические зоны на ВЕП не могут быть уверенно выделены, хотя некоторые закономерности пространственного распределения кимберлитовых и близких к ним пород выявляются. Так кимберлиты Восточной Финляндии, содержащие алмазы, от кембрийского до силурийского возраста приурочены к прицентральной части Беломорского нуклеара (Карельский кратон). Они группируются в поля трубчатых и дайковых тел (Куопинское, Каавинское, Липиринское).

Позднедевонские алмазоносные кимберлиты Зимнего берега одни связывают с внутрикратонными обстановками, другие отмечают их приуроченность к центральным частям рифтовой зоны, а третьи считают, что они находятся на их "плечах" [1, 8, 27]. Приводится весь спектр обстановок, возможных на древних платформах. Вероятно, разрешением этого противоречия может служить изотопный (Sr, Nd) состав элементов магматитов [1], указывающий на генерацию расплавов в обогащенной мантии под мобильными и (или) субдукционными зонами. Поля непродуктивных мелилититов (Ненокское, Ижмозерское) в северо-восточном направлении сменяются высокоалмазоносными кимберлитами (Золотицкое поле), а затем алмазоносными оливин-флогопитовыми мелилититами и высокоалмазоносными кимберлитами Верхотинского поля [1]. Таким образом, в их распределении ведущую роль играют разломы северо-восточного направления, определяющие не только пространственное положение, но и ориентировку тел, многие из которых имеют вытянутую в плане форму, что хорошо проявлено на диатремах Золотицкого поля. Это вполне согласуется с северо-восточным простиранием зоны предполагаемой вендской активизации [27], которая параллельна северо-восточной границе Балтийского щита. Все поля кимберлитовых и кимберлитоподобных пород Зимнего берега могут быть объединены в Архангель-

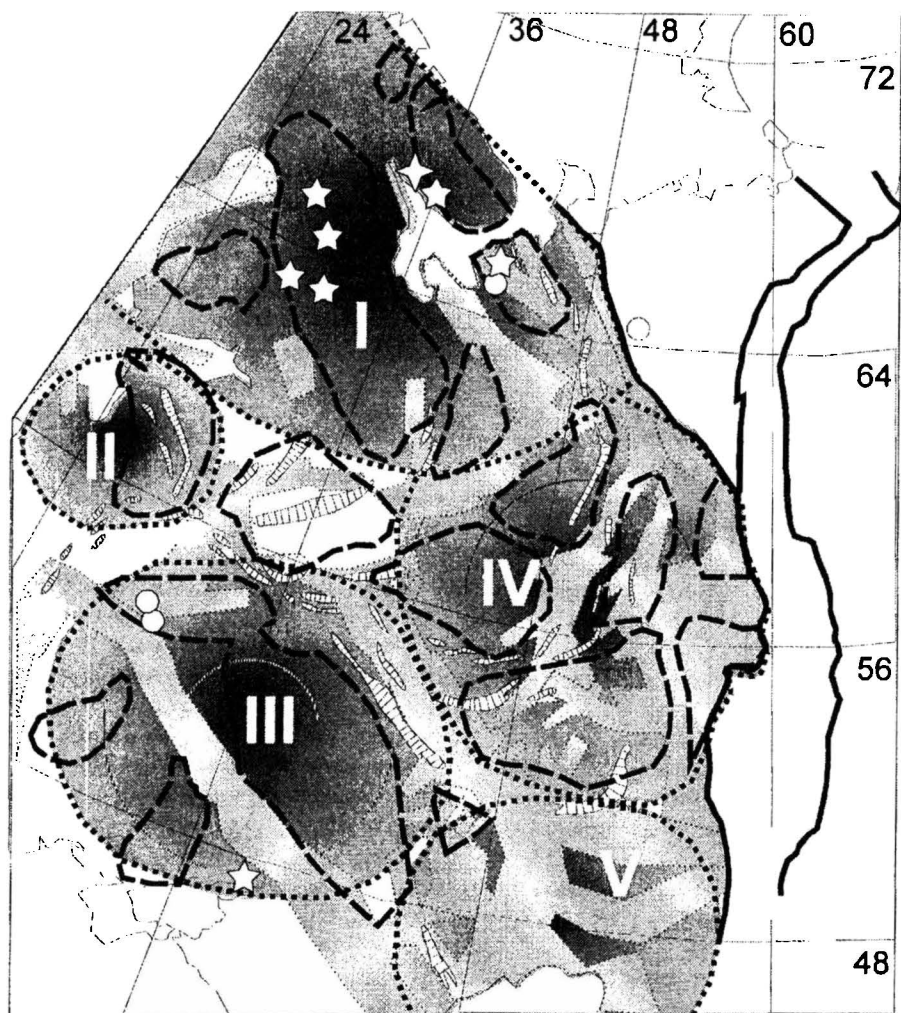


Рис. 1. Схема районирования Восточно-Европейской алмазоносной провинции: 1- субпровинции или нуклеары (по В.В. Соловьеву, 1978; В.Н. Брюханову и др., 1987) - (I- Беломорский, II- Прибалтийский, III- Среднерусский, IV- Волго-Уральский, V- Прикаспийский); 2- архейские кратоны (по А.В. Синицыну и др., 1986); 3- авлакогены (по Р.Н. Валсеву, 1981); 4- зоны развития ультраосновных и основных пород (по М.В. Муратову, 1975); 5- места проявления вулканитов щелочно-ультраосновного состава (кимберлитов, лапроитов, мелилититов)

ский минерагенический район. Вероятно, архангельские алмазонаосные породы и тела средне-позднедевонских слюдяных кимберлитов Терского берега группируются в единую минерагеническую (Кольско-Кулойскую) зону, приуроченную к юго-западной окраине соответствующего кратона. Кимберлитовые тела (трубки и дайки) позднедевонского возраста известны также в Приазовье на Украинском кристаллическом щите, где они приурочены к прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины.

Мелилиты позднедевонского возраста в Беларуси [20] слагают два поля (Жлобинское и Уваровичское), приуроченных к рифтовым зонам и их плечевым частям. Схожие раннедевонские породы встречаются в бассейне р. Умбы на Среднем Тимане [15], где они расположены в пределах активизированной окраины эпибайкальской Печорской плиты. Проявления лампроитового магматизма на ВЕП более редки. Отдельные дайки лампроитов с мелкими алмазами рифейского (около 1230 млн лет) возраста открыты в районе Костомукши, где они приурочены к рифтогенной структуре (авлакогену) рифейского заложения.

Таким образом, на ВЕП и ее обрамлении установлены самые разнообразные мантийные породы: мелилитсодержащие ультрабазиты, лампроиты и кимберлиты, часть которых содержит алмазы, в том числе в промышленных количествах. Продуктивные кимберлиты известны пока только в пределах Беломорского нуклеара (субпровинции). Глубинный магматизм на платформе проявлялся неоднократно. Свидетелями самой ранней активности являются рифейские алмазсодержащие лампроиты Костамукши, приуроченные к авлакогенной структуре, и кембрийско-силурийские продуктивные внутрикратонные кимберлиты Восточной Финляндии. Следующая, позднедевонская, активизация проявилась практически по всей платформе: кимберлиты локализованы в пределах различных рифтовых зон от Терского и Зимнего берега на севере до Приазовья на юге, а мелилитовые породы – от Беларуси на западе до Среднего Тимана на востоке.

Магматическую активизацию Русской плиты связывают с двумя причинами. Так, еще А.П. Карпинский в 1894 г. видел ее в "кряжеобразовательных" процессах по периферии платформы. Весь кимберлитовый магматизм Беломорского и Среднерусского нуклеаров может быть связан с раннепалеозойским тектогенезом, когда на северо-западную окраину платформы были надвинуты каледониды северной Скандинавии. Другая точка зрения [22] объясняет магматизм как результат взаимодействия малых мантийных плюмов с континентальной корой. При этом происходят сводообразование, рифтогенез и последующее заложение пострифтового осадочного бассейна за счет остывания (и утяжеления) локализованного в основании коры мантийного материала. Подобный механизм используется для объяснения природы Московской, Мезенской и Прикаспийской синеклиз. Материалы В.И. Горного [9] по распределению тепловых полей на территории ВЕП действительно показывают, что самые площадные тепловые аномалии приурочены к синеклизам, т.е. к межнуклеарным пространствам или их краевым

частям, подверженным авлакогенной переработке, несмотря на то, что большинство авлакогенов было сформировано в рифейское время.

Районирование Волго-Уральской субпровинции

В последние годы в пределах известных россыпных месторождений вдоль всего западного склона Урала выявлены молодые (пермско-юрские и, возможно, моложе) алмазоносные и потенциально алмазоносные интрузивные пирокластиты, состав которых наиболее близок к низкотитанистым лампроитам [23, 24, 31–33]. Локализация продуктивных пород на переработанной складчатостью перикратонной части Волго-Уральского нуклеара может свидетельствовать об алмазоносности основания коры, несмотря на сильную раздробленность и широкое развитие авлакогенов (Вятского, Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского).

Кроме активизированной окраины эндогенные молодые породы встречены и на платформе: в прицентральной части нуклеара [2, 21, 30] и в северной, отвечающей Верхнекамской триас-юрской впадине [19, 25, 28, 37]. Их петрографическое, минералогическое и петро- и геохимическое сходство с интрузивными пирокластитам Западного Урала позволяет говорить о распространности данных образований на удалении от переработанной окраины и специфике молодого магматизма всего Волго-Уральского нуклеара.

В качестве более мелких таксонов в составе субпровинции могут быть выделены три, в различной степени изученные, минерагенические области или, судя по вытянутой форме, зоны: Урало-Тиманская, Пермско-Казанская, Московско-Мезенская. Они имеют в целом серповидную форму и приурочены к восточной, северной границам и прицентральной части Волго-Уральского нуклеара (рис. 2).

Урало-Тиманская зона локализована в пределах и по периферии алохтонных пластин (поднятий), надвинутых на переработанную в рифейское и герцинское время окраину ВЕП (Волго-Уральский нуклеар). Это (с севера на юг) Вольско-Вымская гряда, Полюдов кряж, Кваркушско-Каменногорский и Башкирский мегантиклинории. Известные в их пределах проявления и месторождения можно отнести к следующим минерагеническим районам: Средне-Тиманскому, Колвинскому, Красновишерскому, Чикманскому, Горнозаводскому и др. Вулканы, слагающие согласные и секущие тела, штокверковые зоны, редко диатремы формировались из газовой-ксеногенно-пепловых и водно-пепловых взвесей, чем схожи с производными грязевых вулканов. Характеристика отдельных проявлений и районов приведена в ряде работ [14, 23, 25–27].

Московско-Мезенская зона приурочена к северной окраине Волго-Уральского нуклеара, претерпевшей погружение в триас-юрское время. Она частично захватывает площади Вятского, Среднерусского авлакогенов, а также рифтовых зон Мезенской синеклизы. Пермскими геологами [25, 34, 35, 37] было показано, что наряду с прослоями терригенного и карбонатного материала верхи верхнепермской, раннетриасовой и низы среднеюрской

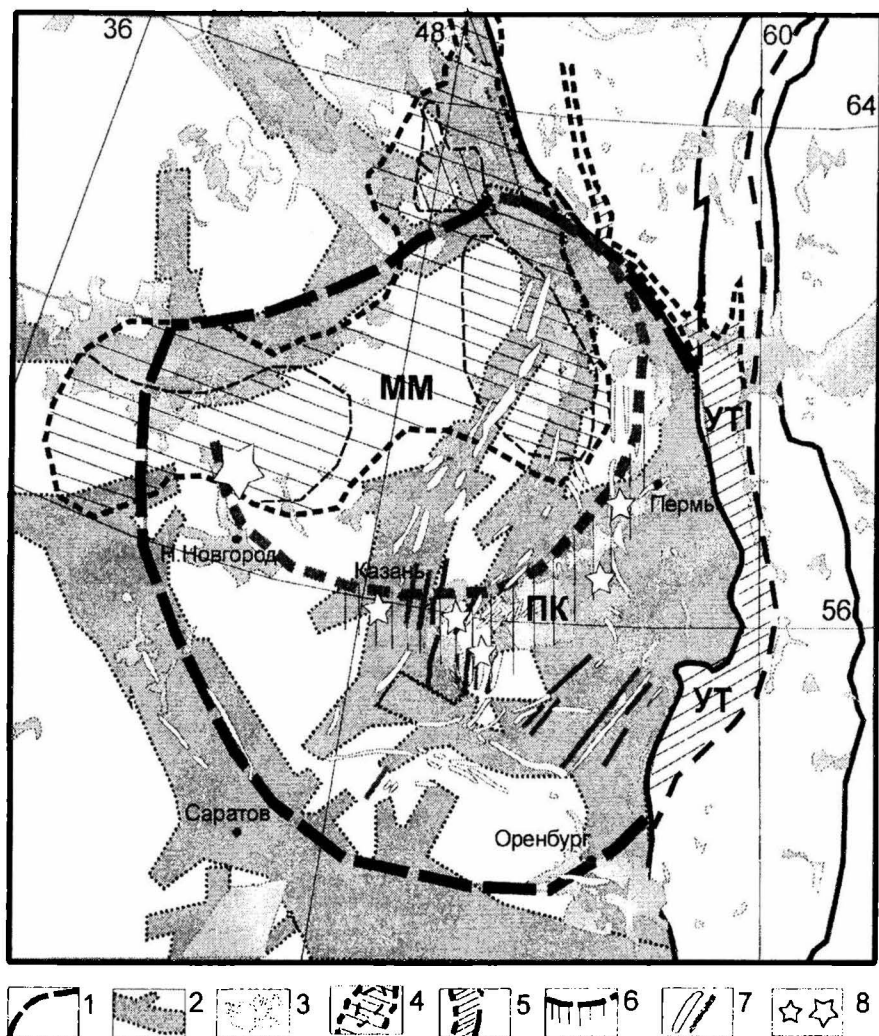


Рис. 2. Схема Волго-Уральской алмазоносной субпровинции: 1– контур Волго-Уральского нуклеара; 2– авлакогены; 3– тепловые аномалии; 4–6– минерагенические зоны (4–Московско-Мезенская зона (ММ); 5– Урало-Тиманская (УТ); 6– Пермь-Казанская (ПК)); 7– валы и прогибы (по Хачатряну, 1979); 8– отдельные проявления интрузивных пирокластитов (с востока на запад: Очерский, Янауло-Кусединский, Набережных Челнов, Карлинский) и Пучеж-Катунская вулкано-эксплозивная структура

толщ практически нацело сложены пирокластическим материалом преимущественно смектитового состава. Вулканокластика образует покровы (?) излившихся туфов, слои туффитов, а также секущие их жилы. Отмечено активное химическое влияние на карбонатные прослои, что наряду с ксеногенной и аутигенной минерализацией (сидеритовой и золоторудной) свидетельствует об эндогенной, а не кластогенной природе. Идея о связи Вятско-Камской триасовой впадины и выполняющих ее отложений с мезозойской тектономагматической активизацией и возможными кимберлитовыми трубками взрыва впервые высказана А.В. Синицыным с соавторами [27]. Она подтверждается широким распространением среди мезозойских отложений минералов-спутников [7], установлением самого алмаза [36]. Другим возможным источником пирокластики в мезозойских толщах могут являться структуры типа Пучеж-Катунской (диаметр 80–100 км, расположена близ Нижнего Новгорода) в триас-юрском поле. Некоторыми специалистами она диагностируется как взрывная [6] или вулканотектоническая [11].

Пермско-Казанская зона выделяется условно в связи с недостаточной изученностью. Она представлена цепочкой проявлений вулканитов вдоль среднего и нижнего течения Камы: Заполье [2], Янауло-Куединская площадь [21], район Набережных Челнов [30] и Карлинских дислокаций. На всех участках среди верхнепермских терригенных толщ описаны зоны, инъецированные пирокластическим (жильным, штокверковым) материалом, масштабы которых пока не ясны. Пространственное распределение проявлений интрузивных пирокластитов может контролироваться как основной ветвью (северо-восточного простирания) Камско-Кинельской системы прогибов, заложенных в позднем девоне– раннем карбоне, так и серповидным разломом, проходящим вдоль среднего и верхнего течения Камы, а также Волги в районе Нижнего Новгорода. К Пермско-Казанской зоне приурочена цепочка площадных тепловых аномалий Волго-Уральского нуклеара. Сведения об алмазоносности этой зоны пока малочисленны, однако локализация проявлений на участках разгрузки эндогенного тепла свидетельствует о ее проницаемости.

Заключение

Волго-Уральский нуклеар представляет собой алмазоносную субпровинцию со специфичным, местами алмазоносным вулканизмом. В его пределах выделены три минерагенические зоны (Урало-Тиманская, Пермско-Казанская и Московско-Мезенская). Их серповидные в плане очертания, а также жильная и штокверковая (а не трубообразная) форма тел, вероятно, подтверждают становление вулканитов на фоне левосдвиговых движений, связанных с косым характером уральской коллизии. Близость химизма магматитов к низкотитанистым миаскитовым лампроитам может отражать как значительную переработанность фундамента Волго-Уральского нуклеара неоднократно раздробленного авлакогенами (и соответственно обогащенность подстилающей его мантии), так и условия тектонического сжатия, пре-

допределившие контаминацию восходящего мантийного вещества коровым материалом.

Одновременное проявление вулканитов вдоль трех выделенных зон дает основание предполагать, что возникшие флюидно-магматические очаги связаны не с малыми плюмами, влияющими на тектонические движения в пределах кратона, а обусловлены формированием проницаемых структур под действием тектонических событий в соседнем (Уральском) подвижном поясе. О северо-западном направлении сжатия могут свидетельствовать северо-восточное простираание валов и прогибов, а также погружение северной части Волго-Уральского нуклеара на границе с Беломорским, сопровождаемое заложением триас-юрской впадины.

Таким образом, в Восточно-Европейской алмазонасной провинции наряду с кимберлитами, сформировавшимися в каледонское время на Беломорском и Среднерусском нуклеарах, на Волго-Уральском проявлены постгерцинские (P_2 - T_1 - J_2) интрузивные и изверженные пирокластиты лампроитового ряда. Это вполне согласуется с представлениями [4] о доминировании определенного геолого-промышленного типа алмазных месторождений, как правило, близкого возраста, в конкретной субпровинции.

Библиографический список

1. Архангельская алмазонасная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. Бабенышев В.М. Перспективы алмазонасности северной части Камско-Бельского авлакогена // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. С. 55–57.
3. Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З. Кольцевые структуры континентов. М.: Недра, 1987. 184 с.
4. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000. 371 с.
5. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 154 с.
6. Варданянц Л.А. Трубка взрыва в центральной части Русской платформы // Известия АН Арм. ССР. 1961. XIV, №2. С. 57–62.
7. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А и др. Минералы-спутники алмаза в отложениях мезозойского и кайнозойского возраста южных районов республики Коми // Алмазонасность европейского севера России: Труды XI геолог. конф. Коми АССР, 1993. С. 124–129.
8. Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Ваганов В.И. Принципы ранжирования алмазоперспективных площадей для территории Восточно-Европейской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века / Воронежский ун-т. Воронеж, 2003. С. 52–57.
9. Горный В.И. Геодинамика Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (по данным дистанционного геотермического метода) // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С.76–86.
10. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 220 с.

11. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Москвы: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. М., 1997. Т. 72, вып. 5. С. 6–17.
12. Князев Г.И., Тарасюк О.Н. Региональная векториальная минерагеническая зональность алмазоносных провинций // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Материалы международной научно-практической конференции. Симферополь, 1999. С. 54–56.
13. Магматические горные породы / Е.Д. Андреева и др. Т.2. М.: Наука, 1984. С. 13–22.
14. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
15. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995. 52 с.
16. Милашев В.А. Структуры рудных полей. Л.: Недра, 1979. 183 с.
17. Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Т.С. и др. Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения. 2000. №12. С. 158–177.
18. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
19. Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Савченко С.В., Захарова Т.И. Первая находка кимберлитов и трубок взрыва в верхнем течении р. Кама // УГЖ. 1999. №3. С. 47–54.
20. Никитин Е.А., Хомич П.З., Гудак С.П. и др. Перспективы алмазоносности территории Беларуси // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь, 1999. С. 148–151.
21. Остроумов В.Р. Потенциально алмазоносные пирокластиты Янауло-Куединской площади // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 249–255.
22. Петров О.В., Костюченко С.Л. Плюмовая тектоника в эволюции осадочных впадин Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С.5–22.
23. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т.353, № 1. С.90–93.
24. Рыбальченко А.Я. Модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь-Судак, 1999. С. 158–163.
25. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М. Эмбриональный рифтогенез восточной окраины Восточноевропейской платформы и проблемы алмазоносности: Материалы Всерос. совещ. СПб, 2000. (CD-ROM). С. 289–292.
26. Сеницын А.В., Ермолаева Л.А., Станковский А.Ф. и др. О мезозойской тектонической и магматической активизации северной части Русской плиты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 6. С. 1458–1461.
27. Сеницын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С.74–78.
28. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
29. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 171 с.

30. *Чайкин В.Г., Месхи А.М.* Позднепермский вулканизм Вятско-Камской межрифтовой зоны // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 130–134.
31. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
32. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В.* Петрология и минералогия Пермской диатремы на Среднем Урале. Пермь, 2003. 124 с.
33. *Чайковский И.И., Логутов Б.Б.* Морфология алмазов из зон эксплозивной дезинтеграции Самаринского лога (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 194–201.
34. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П.* О вулканической природе глинистого материала триас-юрских отложений Верхнекамской впадины // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2003. С. 49–56.
35. *Чайковский И.И.* Процессы минерало- и рудообразования в триас-юрских отложениях Верхнекамской впадины // Там же. С. 91–97.
36. *Щербаков Э.С., Митяков С.Н.* О палеогеографии средней юры в Сысольской котловине и возможных источниках алмазов // Южные районы Республики Коми: геология, минеральные ресурсы, проблемы освоения. Сыктывкар, 2002. С. 96–97.
37. *Узрюмов А.Н., Узрюмов Ар.Н.* Эндогенные метасоматиты и золотое оруденение Камского свода // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1999. Т. IV. С. 125–128.

К.М. Алексеевский
ИЛРАН, Москва

ОБ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ АЛМАЗОНОСНОСТИ РУССКОГО СЕВЕРА (в порядке научного завещания)

В авторитетнейшем обзоре исследований алмазоносности Севера Росс и [57], равно как в заключительной монографии об успехе геологов этого региона [17] работы по Северному Тиману теперь даже не обсуждаются. Чего же ожидать от трудов, более скромных по охвату и объему... По прошествии четырех десятков лет после их начала видно, что геологические причины играют в этом далеко не первую роль. Исследователей не только головного в разработке проблемы ЦНИГРИ, но и живущих в разных частях бывшего СССР обуряла мысль: привести любые доводы, даже ложные, в пользу отсутствия первоисточника алмазов на Тимане. Но алмазы там найдены и изучены, древнейший носитель минералов-индикаторов кимберлита определен, а важнейший генетический спутник алмаза пироп изучен детально многосторонне, что позволило сделать ряд нетрадиционных выводов.

Сговор, даже косвенный, исключен, во всяком случае, среди подавляющего большинства. Мистика, свойственная россиянам. В ученом мире советских геологов при искажении истины огромна роль "землячества". Разные школы в описании одного и того же района учитывают работы (за ред-

ким исключением!) только "своих" исследователей вне зависимости от дат, пренебрегая работами неугодных, чужаков. Для объективности оценки вклада каждого исследователя "зарубеж" предложил индекс цитируемости. Значит, надо упомянуть друзей. Но при замалчивании неугодных "выплескивается" и важная информация. Это особенно видно в алмазной тематике, с "полузакрытым" выходом на публикации, где замалчивание может быть прикрито "стратегическими интересами", якобы государственными.

В работах петербуржцев, начавших разработку основных направлений исследований алмазоносности, ссылки на московских авторов редки. Москвичи из курирующего ЦНИГРИ пишут так, будто до их прихода в проблему и далее ученых ВСЕГЕИ вообще не было и нет. Геологи Урала или республики Коми кроме своих земляков изредка упоминают питерских, москвичей-кураторов по Тиману, архангелогородцев. Последние без московских кураторов ни шагу, ни слова. Послушные... Пока.

По большинству проблем komponуются такие авторские сообщества, что относительно Тимана может создаться впечатление, будто Тиманов полдюжины и все они в разных странах. Секретность многих работ по алмазам давала козырь кабинетным "тузам", которые вместо обсуждения диктовали свое мнение. Возможно, пошло это от Якутии, где в связи с премиями за открытия неблагоприятные приемы широко культивировались. Только по прошествию многих лет, когда "иных уж нет, а те – далече", в печать попадают сведения об этом (мемуары М.А. Гневушева, Н.Н. Сарсадских, Г.Х. Файнштейна – осторожные, еще по горячим следам, или М.В. Сусова [51], более жесткие, современные...). Постепенно становятся известными истории открытий, драматичные, как на Аляске. Среди исследователей Сибири много впоследствии реабилитированных или не дождавшихся хотя бы извинения большевиков (сохранивших доступ к кормилам) за подлость. Этих тружеников, по примеру насилия амакинского Бондаренко над легендарной "Ларисой Попугаевой", получившей это имя радисткой партизанского отряда (от расстрелянного в 1936 г. отца у неё было другое), всегда можно лишить открытий как отцовских фамилий. Если ЧК, НКВД, КГБ предложит: "оборотни" всегда в силе...

Выкорышки наследников ЧК сейчас у власти, в том числе и моральной. Недобрая "групповщина" бытует и это имеет отрицательные последствия, не только для людей (инсульт А.И. Боткунова на совести докторского Ученого Совета ЦНИГРИ), но и для экономики страны. Интересные начинания нередко глохнут из-за политической или сугубо личной неприязни к авторам или несовпадения с принятым данной группой научным направлением.

В СССР первый успех, практический и теоретический, связанный с обнаружением алмазоносных кимберлитов, пришел к исследователям Сибирской платформы в основном питерской школы А.А. Кухаренко, которую плавно заменили москвичи и львовичи плеяды В.С. и Н.В. Соболевых, новые якутяне, исследовавшие на самом современном уровне процесс зарождения кимберлитовых алмазов в мантии Земли. Образовав классическую школу, работы которой широко публикуются дома и за рубежом, они подняли уровень аппаратного исследования так высоко, что иные взгляды на гене-

зис алмаза стали если не чудачеством, то экстравагантным теоретизированием или ересью. Кураторы Мингео (ЦНИГРИ) вовремя сориентировались, взяв их за зная. С противниками не дискутировали: достаточно пренебречь, походя отвергнуть, отлучив от центральной печати. Научным диссидентам оставили выступления на конференциях, куцые публикации тезисов, мало влияющие на ход исследований. Успешно развивалась основная идея, отменяя неподходящие авторитеты, сужались информационные и финансовые возможности для "чужих" изысканий. Но многие из них имели неоспоримое обоснование и постепенно образовывали направления, претендующие на научную и экономическую значимость. Работой Ф.В. Каминского [30], подытожившей их монополия кимберлитов на материнство ювелирных алмазов окончательно развенчана, но пресса, аппаратура и финансы остались в руках прежних авторитетов... Однако настала пора переоценки известных фактов и выводов, замалчиваемых десятки лет. Тяжелая, в отличие от нефтедобычи бескровная, слава Богу, но инсультно-инфарктная.

Северный Тиман в методическом смысле показателен. Низкие содержания алмаза в рудах гарантируют важное место в изучении и поисках его минералов-спутников, этот регион стал плацдармом доработки методики поисков алмаза, "пироповой дорожки" [47], по В.П. Батурину [14], к первоисточникам, вне зависимости от принятой гипотезы генезиса. Дорабатывать её охотно помогали пионеры алмазного дела, разными путями отошедшие от основного финансирования, сохранившие свое благородство, фактический материал и даже аппаратуру, что помогло получить интересные фрагменты характеристики алмазогенеза.

Канино-Тиманский регион – это северо-восточная, заполярная периферия Восточно-Европейской (Русской) платформы. На смятых рифейских породах амфиболитовой фации метаморфизма здесь лежит прерывистый, слабо дислоцированный чехол мощностью до первых сотен метров. Морские осадки среднего и верхнего палеозоя с прослоями эффузивов слабо нарушены пликативной и дизъюнктивной германотипной тектоникой. Терригенные морские и прибрежно-морские образования мезозоя и кайнозоя претерпели только вертикальные движения. Четвертичные и современные отложения доминируют в строении поверхности и прогнозе перспектив алмазоносности как носители терригенных ореолов рассеяния, основного плацдарма поисковых работ.

Обнаженность в регионе фрагментарная, по долинам основных рек, морскому побережью и на некоторых вершинах. Остальная площадь покрыта болотами, а потому увязка разрезов без дорогих здесь горно-буровых работ поддается только опытным геологосъемщикам или в тесном контакте с ними непосредственно в поле. Поскольку минералы-индикаторы кимберлитов проще встретить в современных отложениях, а в каждой предыдущей ступени осадочной дифференциации доступность их носителей уменьшается, работы стратиграфов становятся исключительно важными для практики поисков, оценки перспектив.

Исследования Северного Тимана после неудач [13] возобновились в 1965 г лабораторией осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) по инициативе Л.В. Пустовалова, под руководством В.К. Чайковского, а затем Л.В. Сидоренко, реорганизовавшего ЛОПИ в Институт литосферы (ИЛСАН). Ориентировались они на поиски первоисточника кимберлитового типа, что оправдалось находками алмазов, несколько отличных от якутских и уральских [31], а также их минералов-спутников [2], подобных аналогам якутских кимберлитов.

Результаты работ ЛОПИ обнадежили. Во взаимодействии с геологами ВСЕГЕИ и корифеями Тимана, даже при плохой оснащённости, удалось упорядочить рисовку грубообломочной части девонского разреза на Северном Тимане, отличающуюся от изданных геолкарт–двухсоток. Расчистки выяснили взаимоотношение девонских "свит" как разновозрастных фациальных единиц. Совместные обследования с З.И. Цзю внесли поправки [52] в принятую стратиграфию Тиманского листа Геологической карты СССР 1:200 000 [33, 34]. Однако многие пишущие геологи игнорируют эти поправки до сих пор [15, 20, 44]. Загадка тридцатилетнего игнорирования трудно поддается объяснению, если не учитывать заинтересованности.

Доброжелательная практическая и бескорыстная помощь обогащателей ВИМС и ЦНИГРИ, минералогов ВСЕГЕИ (Ленинград), ИГЕМ, МГУ, НИИАлмаз (Москва), ИМР (Симферополь) и Академии наук Казахстана позволила ЛОПИ (ИЛСАН) выполнять работы по обогащению проб в поле на уникальной опытной аппаратуре с доводкой промпродуктов в институтах, обеспечив современный уровень исследований тиманских аналогов основных минералов-спутников алмаза. Г.С. Момджи, Л.Г. Подкосов и Г.А. Коц подарили авторские приборы, на них в поле получались "серые" концентраты, вывозимые в Москву. Там доводка концентратов велась на оборудовании ВИМСа, частично – тульской базы ЦНИГРИ. Доводка монофракций – в ИГЕМ, ВСЕГЕИ, СИМС, ЛОПИ-ИЛСАН. силами исследователей темы ЛОПИ при помощи владельцев приборов, их методик. Микрорентгенанализы выполнили В.И. Архипкин, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева и И.П. Лапутина, рентгеноструктурные – И.С. Кудьяров, М.А. Симонов, С.И. Футергендлер, прецизионные замеры плотности – Л.Н. Михайловская и Т.Т. Николаева. Показатели преломления гранатов определялись на теодолитном приборе В.Г. Фекличева его автором и Т.Т. Николаевой. Спектры проходящего света срезов пиропса на ПООС-1 – К.М. Алексеевским. М.А. Гневушев, В.О. Ружицкий и Н.Н. Сарсадских поделились, кроме опыта первоисследователей, рабочим каменным материалом, Н.В. Соболев – эталонными сколками пиропса, проанализированного за рубежом и на родине, что дало уверенность в полученных результатах.

Характер изученных кристаллов тиманских алмазов свидетельствовал в пользу беспокойной обстановки их кристаллизации [31]. На основе публикаций по алмазоносным регионам и своих анализов удалось оконтурить границы составов пиропса – генетического спутника алмаза и исследовать пиропс, не связанный с алмазоносностью [7, 9]. Это укрепило пошатнувшийся авто-

ритет "пироповой дрожжи". Астеризм бликов дебаеграмм высокохромистых пиропов Тимана и более глубокое изучение строения их на RT-Sintex в МГУ с помощью М.А. Симонова привели к выводу о механическом двойниковании кристаллов в момент роста: одностороннем (механическом!) давлении в материнской среде [42]. Кноррингитовые пиропы Тимана на срезах показали неоднородный химизм в еще большей степени, чем аналоги из трубки Мир, чем четко отличились от чешских пиропов Ленгорки и из трубок Зарница, Обнаженная, стерильных по алмазам [43]. Исследование срезов кноррингитовых пиропов на Microscan 5 - Cambridge (в ИЛСАНе), пусть устаревшем, но в руках В.В. Ермилова – чудесном, при контроле И.Г. Ганеева, выявило приток калия с началом кристаллизации алмаза и активную агрессию калиевой щелочи в завершающий этап алмазогенеза. Она подтверждена экспериментом образования искусственного келифита на пиропе [9]. При работе на более совершенном оборудовании ролью калия (к сожалению) нередко пренебрегают, как не всегда существенной в магматическом процессе. Опубликованные выводы по работам ЛОПИ–ИЛСАН плохо укладываются в общепринятую схему кимберлитового алмазогенеза и, видимо, потому не обсуждаются в доступной печати.

Первые исследователи алмазоносности Северного Тимана [1, 13] вслед за Л.С. Коссовым [33, 34], отнесли к живетскому ярусу всю немую кварц-конгломератовую толщу под названием надеждинская свита, якобы перекрывающую псаммит-пелитовую травянскую, несущую флору живетского яруса, увеличивая тем самым мощность отложений среднего девона до 530 м. В неё включали и туфоконгломераты в местах налегания их на кварцевые конгломераты, в универсальные для Русской платформы промежуточные коллекторы алмаза – среднедевонские или силурийские отложения [48]. Однообразные по всей восточной окраине Русской платформы, они образовались за счет переотложения материала метаморфического фундамента и в чистом виде не имеют достоверных находок алмаза.

Фактически, кварцевые конгломераты надеждинской свиты образуют линзы в сотни метров мощностью до первых десятков метров, фациально сменяемые псаммит-пелитами травянской. При совместной полевой работе геологов ЛОПИ и З.И. Цзю с этим согласились творцы стратиграфии Тимана [54], ибо рисовка воображаемых налеганий разновозрастных фациальных разностей живетского яруса приводила к искажению геологической истории с придуманной грандиозностью размыва для образования могучей толщи галечников надеждинской свиты и к выводам о глобальных перемещениях материала в среднем девоне. Почти чисто кварцевый состав их подразумевал переувлажнение грандиозной (километровой!) коры выветривания, с удалением (не аннигиляцией!?) других компонентов кварцсодержащих пород области размыва. Однако спорадичность нынешнего распространения якобы повсеместных когда-то галечников вызывала необходимость опять мощного послесреднедевонского размыва с близким накоплением огромных масс материала разной размерности, которых нет. Более естественна обновленная редакции стратиграфии девона [54].

Многокубовые чисто отобранные и полуобогатенные на месте пробы конгломерат-песчаников живетского яруса среднего девона на Северном Тимане не показали минералов-индикаторов кимберлита, ограничив нижний возрастной предел ожидаемых первоисточников. Повторное опробование силурийских и среднедевонских отложений в местах опубликованных находок алмаза [29] при тщательном отборе материала также не подтвердило находок, зато показало вероятность заражения алмазоносным аллювием при отборе проб и вероятность путаницы в стратиграфии. Протоочки выявили древнейший носитель алмазоносных ассоциаций минералов – туфоконгломераты эффузивно-осадочной кумушкинской свиты франского яруса позднего девона [4].

Разобраться в строении и значении эффузивно-осадочной толщи позволили работы ВСЕГЕИ [40]. Свита представлена четырьмя покровами базальтов, разделенными пачками туфогенных, туфогенно-осадочных и осадочных пород с раннефранской флорой. Пелиты с углистыми прослоями и спорами раннего франа местами сохранились под первым покровом. На нем через остатки коры выветривания, а чаще следы интенсивного размыва лежат туфоконгломераты [6].

Каолиновая кора выветривания (более метра) по базальтам первого покрова известна в микрогорсте ниже Малых ворот на р. Белой [11]. Ее образование естественно коррелировать с континентальным докыновским перерывом [10], в который образовались бокситы на Среднем Тимане. Следы ее на Большой Ковриге обнаружены под плитняком, переходящим в обломочные брекчии и далее в конгломераты из галек подстилающих пород (в том числе рифейских сланцев) и туфового материала. Песчано-туфовый цемент базальный, литифицированный, округлые обломки базальтов и мандельшейна не соприкасаются и погружены в мелкозем.

В местах налегания на лучше сортированные кварцевые конгломераты живетского яруса туфоконгломераты обогащаются кварцевой галькой. При беглом взгляде все сливается в единую грубообломочную толщу, как в публикациях, авторы которых при знакомстве с разрезом опирались на устаревшую работу [33], игнорируя поправки в неё тех же авторов [54] (и работы ЛОПИ) на корпоративном основании. Это позволяло куратору [48] "уносить" первоисточник алмазов далеко на запад от Тимана как в процессе исследований [29], так и много лет позже, в настоящее время, по наследству от старших [20, 24] и вслед за молодым куратором [44]. Единственный точно датированный коллектор минералов-индикаторов алмазоносных кимберлитов – туфоконгломераты раннего франа – теперь вообще не упоминается [15]. Он исследован, остается уточнить, откуда в нем появились индикаторы алмазов.

Мощность туфоконгломератов от первых сантиметров до полуметра. Для них характерны ртуть (анализ З.В. Курбановой, ИМГРЭ, 0,0005%) в виде киновари, металлических капель, золотомедных амальгам, сульфиды полиметаллов, знаки золота и платины [41]. В протоочках (до 200 кг), независимо от состава подстилающих пород, туфоконгломераты содержат минералы-спутники алмаза. Сомнений, что они связаны с обломочной, а не туфогенной

частью, в те годы не возникло. Авторитет корифеев довлел и над нами. Озадачивала равномерная бедность индикаторами на площади почти 90 км – с переходом от Тимана через пролив на п-ов Канин, при сохранении мощности туфоконгломератов до 0,5 м!

Лейкобазальты Северного Тимана, с которыми связаны кумушкинские туфоконгломераты, достойны пристального внимания не только в связи с проблемой алмазоносности. В туфогенах раннего франа на Северном Тимане и Канине много ильменита, из фракции которого извлекался пикроильменит. На Южном Тимане кыновские слои франского яруса вмещают Ярегское титановое (лейкоксеновое) месторождение. Близки к ним по положению в разрезе туфогены ястребовского горизонта того же яруса у с. Верхний Мамон Воронежской области, вмещающие линзы туфопесчаников с ильменитом до 70% [27]. Он в них подобен пикроильмениту якутских кимберлитов, но вдвое богаче марганцем, легко растворяется в кислотах с промежуточным продуктом, близким лейкоксену. Это свойство позволяет испытать его для получения дефицитных титановых белил, несмотря на некондиционно высокое содержание хрома. Опробование этих туфогенов на спутники алмаза также не проводилось. В подошве мамонской верхнедевон-раннекарбоновой толщи, местами залегающей на ястребовских слоях у д. Петровки, в керне скважины 360 обнаружены гранаты, содержащие 45–47% пиропового минала, 43–45% альмандинового и 10%grossулярового [5], аналоги спутников уральских алмазов [53] и гранатов эклогитовых алмазоносных нодулей кимберлитов Якутии [49].

Геологи ЦНИГРИ, присоединяясь к оценке первых исследователей, в своих диссертациях, в монографии, написанной на основе полутора сезонов работ на вездеходе-амфибии [32], презрели результаты прочих предшественников и дискутируют (заочно) с проработавшим до них в регионе более 15 лет Л.С. Коссовым при толковании некоторых обнажений. Но в ссылках и списках литературы они не указывают ни геологические карты 1:200 000, изданные им в 1960 и 1969 гг., ни его публикации. Зато проиллюстрировали свою работу рисунками карт, разрезов, графиков. Создание книги "Природные модели алмазных россыпей в конгломератах" с глобальным теоретическим выводом на довольно бедной фактуре в труднодоступном регионе (Северный Тиман!) требовало (как минимум) убедиться в продуктивности толщи, принятой за эталон. Сомнительная находка алмаза, искусственное включение продуктивной, но чуждой этому эталону по возрасту и генезису (эффузивно-осадочной) части разреза – плохая основа для выводов по прибрежно-морским конгломератам. Бросается в глаза однобокое (в силу пренебрежения к чужим работам) знакомство с литературой опорного региона и отсутствие практики наблюдения добычи алмаза из конгломерата (в России такой нет, а знакомство с дражными полигонами к исследованию конгломератов не относится). Очевидная цель монографии – доказать чуждость алмаза для Тимана, как и для Урала, с использованием ошибок (или подтасовок?) стратиграфии и опробования. Упоминая зарубежных исследователей и опыт такатинских находок (оспоренных проверкой [50]), ее авторы объясняют скопление тяже-

лых минералов в верхах "единой толщи конгломератов", вопреки известной закономерности концентрации у плотика продуктивных, в том числе и галечных наносов. Не споря с геологами Урала, а пользуясь "административным ресурсом" публикации. Выделять верхи толщи в другой ярус, залегающий через значительный (континентальный!) перерыв осадконакопления, они не соглашались (при зарождении этой идеи) даже в живой дискуссии в устье ручья Глубокого с участием В.И. Башилова [16], тут же подсказавшего способ разграничения толщ по составу гальки в обнажении, ибо это опрокидывало их теоретическое обоснование опубликованной потом "модели" для Тимана и Урала. Предложения о пересмотре существа алмазности такатинской свиты Урала и направления поисковых работ [12] остались без внимания кураторов и много лет спустя [20]. Поиски ореолов вторичного рассеяния материала кимберлита направили в отложения древнего его становления, где могут вмещаться трубки, а не продукты их размыва. Коллективный труд под редакцией Б.М. Зубарева [32] служит авторам (и читателям) упражнением в использовании действительно высокой эрудиции, но дает ложное направление поискам.

Послефранские осадочные образования Тимана заражены пиропом, в том числе и кноррингитовым, меньше – хромдиопсидом. Ильменит и хромшпнелид, типоморфные для кимберлита, разности которых требовали сложного выделения и диагностики, извлекались только из проб, несущих пироп, и количество их в толщах нами не определялось. Из опыта Якутии взяли главное – поиски велись в основном пиропе, прежде всего – в аллювии. Для работы ЛОПИ (ИЛСАН) свойственно принципиальное стремление к представительным пробам, с определением содержания пиропе в тяжелой терригенной фракции, а не в объеме или весе исходной пробы, ибо выход тяжелой фракции характеризует фациальные условия, но не определяет дальность переноса и связь с первоисточником, отраженную в качественном составе тяжелой фракции.

О.С. Кочетков [35], изучая минералы всего терригенного комплекса выделил замкнутую "Тиманскую терригенно-минералогическую провинцию", чем исключил существенный привнос тяжелых минералов со стороны. Работы ЛОПИ подтвердили специфику региона по типоморфизму минералов-индикаторов кимберлита и отсутствию минералов с Кольского полуострова в послеживетской части разреза, вопреки "привнесу" пиропе на Тиман со стороны [15, 24].

Сторонниками идеи привноса алмазносного материала из внутренних частей Русской платформы или Скандинавии разрез четвертичных отложений толковался как ледниковый и постледниковый с дальнеприносным материалом. Попавшие в учебники грандиозные ледники давно опровергались Н.А. Куликом [37], но вновь появились в печати, помогая отмахнуться от трудных вопросов [15, 20]. Как точно отметил Н.А. Шилов, валунные суглинки на крайнем севере Русской платформы попали в ледниковые отложения исключительно стараниями гляционистов [56]. Гипотезы о влиянии многовековых ледников на историю Тимана и Притиманья отвергаются литоло-

гами [36]. Дело не только в легенде о "ледниковых шрамах", для проведения которых по "бараньим лбам" из гранитов и гнейсов потребовались бы алмазные резцы гигантских размеров, армированные в стальные обоймы, а не в лед. Набор минералов шлиха (в том числе спутников алмаза) в "ледниковых" и других отложениях кайнозоя стабилен, свидетельствуя о едином источнике сноса, без чуждого влияния [3]. Морская фауна хорошей сохранности позволила В.С. Зархидзе определить по нашим сборам возраст кайнозойских отложений, температуру и глубину морей, в которых они отлагались, в подтверждение его собственных построений [28]. Но если нет заимствования алмаза для Канино-Тиманья из Феноскандии или Беломорья, то откуда он?

Крамольная мысль об участии флюидов в генезисе якутских алмазов впервые высказана Б.И. Боткуновым [19]. С его помощью мы исследовали вскрытое транспортной аппарелью амебовидное грубо-горизонтальное тело около трубки Интернациональная [8]. Это тело (Амеба-Интра в наших пикетажах) с набором типоморфных минералов кимберлита, впрыснутых в песчаники без видимого нарушения их залегания, замещало объем с нечеткими контурами, постепенными переходами от кимберлита центральных частей во вмещающие слоистые мелкозернистые кварц-аркозовые песчаники на карбонатном цементе. В эндозальбанде тела – следы слоистости, продолжающейся из песчаников.

На кноррингитовых пиробах Амебы сохранилась келифитовая оболочка, след агрессии калиевой щелочи в среде, где завершался алмазогенез. Воздействие её на пироб привело к почти полному выщелачиванию кальция, частичному – кремния, алюминия, малому – железа и внедрению калия в поверхностный слой зерен. Следов щелочного метасоматоза на других зернах песчаника – кварца, соссюритизированных плагиоклазах, пироксена, роговой обманке, на карбонатном цементе – нет. Пиробы претерпели метасоматоз до попадания в песчаник, сохранив (не полностью) келифит.

Осаждение в морских условиях крупных зерен пироба (плотность 3.2–3.7) одноактно с хорошо сортированным аркозовым материалом (плотность 2.5–2.7), зерна которого на порядок мельче, потребовало бы турбулентных условий, противоречащих выдержанности тонких нечетких слоев спокойного осаждения, свойственных песчаникам, вмещающим Амебу. В этом теле со вмещены не совместимые, по общепринятым понятиям, признаки (к ним авторы, до сих пор безуспешно, привлекали внимание).

Для объяснения образования вскрытого тела (алмазоносного!) ни о каких взрывах, якобы сопутствующих становлению кимберлита, не может быть и речи. Кварц-аркозовые мелкозернистые песчаники постепенно сменяются все увеличивающимися в процентном отношении крупными зернами спутников алмаза и через несколько дециметров вместо песчаника в борту аппарели обнажен кимберлит, пронизанный по трещинам не карбонатом кимберлитовых трубок, а celestine. Во избежание полемики в ДАН СССР авторы не противопоставили генезис Амебы-Интра магматическому, тогда общепринятому для кимберлитов, но указали на серьезное участие в нем

флюидов. Их существенная роль теперь отмечается в образовании кимберлитов Зимнего Берега [17].

Обоснованием "алмазоносности" палеозойских осадочных пород Урала служили находки алмазов в их корах выветривания. Однако тщательное исследование расшифровало так называемые "коры выветривания" на них вблизи Вишерских алмазных россыпей как алмазоносные туффизиты [46]. Но после красноречивой работы В.Н Ваганова [21] о невозможности возникновения высокосортных алмазов в туффизитах был предложен путь захвата ими алмазов при прохождении магмы или флюида, образовавшего их, через опять-таки породы силура, которым "возвращалась" алмазоносность [15] в таком случае феноменально богатейшая: походя захватить можно основной состав или обильные включения... Пренебрегая Северным Тиманом, Среднему и Южному Тиману, как и всей республике Коми, отводится роль возможного вместилища россыпей с исключением надежд на коренную алмазоносность [24], а её для Тимано-Уральских россыпей следует искать ("как извolute") на Русской платформе [44]...

Остается удивляться, почему добыча (!) алмазов из туфов, переслаивающихся с осадочными породами в трубках Южной Африки [52], установление таких же алмазоносных туфов, тоже переслаивающихся с пустыми породами, в кратерах на Зимнем Берегу [17] не отрицаются, а обнаружение алмаза на Полюдовом Кряже вызывает бурное негодование крупных специалистов, правда, за исключением геологов-уральцев [55]. А старая гвардия энтузиастов-алмазников отреагировала обоснованным предложением строить поиски первоисточников россыпей алмаза Урала и Русской платформы на основе новой концепции [25].

После успехов архангелогородцев и расшифровки сущности "алмазоносности силурийских отложений" напрашивается параллелизация кумушкинских туфопесчаников и туффизитов Полюдова Кряжа с породами Амеба-Интра. Помимо полного набора типоморфных минералов кимберлита, в сравниваемых эффузивах много гидротермальных минералов. Налицо образование алмазоносных тел с минерализацией, близкой к кимберлитовой, и значительной ролью щелочных флюидов. На Северном Тимане (и Канине) они вырвались на поверхность, вынося каменный материал.

Для сравниваемых объектов характерна большая доля в алмазах додекаэдридов, в том числе кривогранных. Отмечено, что первоисточники алмаза, связанные с решительным воздействием флюидов, дают заметный процент ювелирных, более ценных камней [38], добыча которых рентабельна при невысоких содержаниях.

В свете приведенных сопоставлений правомочен вывод, что кумушкинские туфогены – древнейший, но не экзогенный коллектор алмазоносного материала, а его эндогенный первоисточник, родственный кимберлитам-импрегнитам Амебы и туффизитам Полюдова Кряжа.

Принятие кумушкинских туфогенов за первоисточник северотиманских алмазов согласуется с расширением понятия о генезисе алмазоносных пород, необязательно кимберлитов, намечая перспективную на алмазы поло-

су от Зимнего Берега через Канин, Северный Тиман к Полюдову кряжу, объясняет и неудачи с поисками трубок типичных кимберлитов. Потребуется пересмотреть отношение к идее А.А. Меняйлова [39] и П.Е. Оффмана [45] о связи алмазов с траппами, находкам Р.Г. Геворкяна [26] алмаза в базальте Армении и другим случаям алмазности эффузивов, в том числе Камчатки.

Практические рекомендации ЦНИГРИ [20, 32] для Севера России, основанные на ошибочной идее среднедевонских промежуточных коллекторов в регионе, равно как и поучения по шлихо-минералогическим поискам в гипотетичных ледниково-моренных условиях, не имеющих отношения к региону, не продуктивны. Это пример того, как корпоративность победила высочайшую эрудицию "кастрацией" фактматериала, превратив "Основы прогнозирования" в упражнение по риторике.

Алмазность Канино-Тиманья – факт, а идея дальнего транспорта материала в девоне и плейстоцене требует большой фантазии и пренебрежения к фактам. Держится она на интересах и солидарности единомышленников, прикрывается владельцами массовой печати, так же, как это принято у нас в политике.

Бронированные покровами базальтов, маломощные туфоконгломераты, в складках вскрытые узкими долинами, не дали богатых россыпей, хотя и обеспечили заражение своими минералами пород кайнозоя. Это затмило экономический интерес к Тиману на фоне богатых зимнебережных трубок. Трагическая гибель А.В. Сидоренко, а через две недели смерть соисполнителя алмазной тематики в ИЛСАНе и последовавшее её закрытие отдалили решение интересного вопроса. Но когда правители России вместо возведения "вертикали власти" внутри России переключат ассигнования на науку, Северный Тиман будет востребован, пригодятся и предлагаемые выводы. Алмазность Амебы-Интра, Зимнебережья и туффизиты Полюдова Кряжа позволяют надеяться на лучшее. Не будь трагедии в Алжире, унесшей жизнь выдающегося ученого и организатора науки, человеческого руководителя, академика А.В. Сидоренко, оптимистический прогноз был бы более обоснован. Подкреплением ему может стать тщательный отбор на протоолочку 0,5 кубометра туфоконгломератов с максимальной очисткой от гальки и бережное обогащение материала для получения промпродукта с доводкой на высококачественной аппаратуре ВИМС и в минералогической лаборатории Москвы или Симферополя.

Библиографический список

1. Алексеева В.П., Бархатова М.И., Плотникова М.И. Состояние изученности алмазности Русской платформы. // Рудоносность Русской платформы, М.: Наука, 1965. С. 130–136. .
2. Алексеевский К.М., Николаева Т.Т. Новые данные о возможных первисточниках Тиманских алмазов // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, №4. С. 925–926.
3. Алексеевский К.М., Горский-Кручинин В.И. Роль четвертичных ледниковых отложений при поисках алмазов на Северном Тимане // Процессы дифферен-

циации и методы исследования четвертичных терригенных отложений: Тезисы межведомственного семинара. Пермь, 1973. С. 4-5.

4. *Алексеевский К.М., Губанов В.А., Николаева Т.Т.* Характеристика пиропита Северного Тимана в связи с проблемой алмазности // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, №6. С. 1420–1423.

5. *Алексеевский К.М., Николаева Т.Т., Прокопчук Б.И.* Алмазные формации // Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1974. С. 159–179.

6. *Алексеевский К.М., Николаева Т.Т., Настасиенко Е.В.* Девонская терригенно-вулканогенная формация – древнейший коллектор алмазного материала // Научные методы прогнозирования поисков и оценки месторождений алмазов: Тезисы. Новосибирск, 1980. С. 27–28.

7. *Алексеевский К.М.* Связь гранатов различной химической характеристики с алмазностью кимберлитов // Бюл. МОИП, 1982. Т. 57, вып. 5. С. 133.

8. *Алексеевский К.М., Боткунов А.И., Ганеев И.Г. и др.* Келифит на пиропе в песчаниках // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, №6. С. 1475–1477.

9. *Алексеевский К.М., Боткунов А.И., Николаева Т.Т. и др.* О химических изменениях среды алмазогенеза // Вопросы орудуения в ультрамафитах. М.: Наука, 1985. С. 100–117.

10. *Алексеевский К.М., Левченко С.В., Николаева Т.Т.* Грубообломочные породы Северного Тимана – свидетели континентальных перерывов // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ европейского северо-востока СССР: Труды X геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1987. С. 16–17.

11. *Алексеевский К.М., Кудьяров И.С., Николаева Т.Т.* Раннефранская кора выветривания на базальтах Северного Тимана // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, №2. С. 405–408.

12. *Алексеевский К.М.* Поисковая роль аналогов такатинской свиты на Тимане // Разведка и охрана недр. 1990. №2. С. 9–11.

13. *Апенко М.А., Матвеева Г.В., Плотнокова М.И.* Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазности // Материалы по изучению алмазов и алмазных районов СССР. Новая серия. ВСЕГЕИ. Л., 1960. Вып. 40. С. 5–13.

14. *Батулин В.П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку; М.: АЗОНТИ, 1937. 291 с.

15. *Бакулина Л.П., Кочетков О.С., Деркач В.В., Савельев Б.Ч.* Проблемы алмазности и пути ее решения // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона Сыктывкар: Геолпринт, 2001. С. 62–63.

16. *Башилов В.И., Каминский Ф.В., Шевченко В.И.* Новые данные по тектонике и алмазности Тимана // Тезисы совещания "Геология, магматизм и металлогения Тимана". Сыктывкар; Ухта, 1973. С. 31–32.

17. *Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др.* Архангельская алмазная провинция. М.: Изд-во МГУ, 2000. 521 с.

18. *Богатилов О.А., Кононова В.А., Первов В.А. и др.* Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы кимберлитов северной окраины Русской плиты // Петрология. 2001. Т. 9, №3. С. 227–241.

19. *Боткунов А.И.* Некоторые закономерности распространения алмазов в трубке Мир // Зап. ВМО. 1964. Ч. 93, вып. 4. С. 424–435.

20. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. (Основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000. 371с.

21. *Ваганов В.И.* Кристовулканическая модель туффизитов Урала // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 78–80.

22. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Фельдман А.А. и др. Карта алмазоносности России – фактологическая основа федеральной программы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 572–573.
23. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е. и др. Проблема новых генетических типов коренных источников алмазов на Урале и Среднем Тимане // Там же. С. 573–575.
24. Ваганов В.И., Голубев Н.А., Прусакова Н.Л. Оценка перспективы алмазоносности республики Коми // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона, Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 31–32.
25. Введенская Н.В., Голубева И.И. Планетарные закономерности размещения и строения алмазоносные россыпей и коренных источников алмазов на Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 265–279.
26. Геворкян Р.Г., Дуденков Ю.А., Ключев Ю.А. О находке и исследовании кристаллов алмаза в Армении // Докл. АН Арм.ССР. 1975. Т.61, №3. С. 160–163.
27. Гурвич Е.И., Алексеевский К.М. Титан-циркониевые россыпи // Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М.: Наука, 1967. С. 226–238.
28. Зархидзе В.С. История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых комплексов моллюсков // Геология кайнозоя Севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 56–72.
29. Каминский Ф.В., Ключев Ю.А., Константиновский Д.А. и др. Находки алмазов в палеозойских отложениях Тимана // Докл. АН СССР, 1976. Т.228, №4. С. 917–920.
30. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
31. Ключев Ю.А., Дуденков Ю.А., Непша В.И., Николаева Т.Т. Некоторые особенности алмазов Сев. Тимана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, №6. С. 1424–1426.
32. Константиновский А.А., Левин В.И., Пиотровский С.В. Природные модели алмазных россыпей в конгломератах. М.:Недра,1984. 134 с.
33. Коссовой Л.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Тиманская серия лист 0-39-VII. М.: Госгеолиздат, 1960.
34. Коссовой Л.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Тиманская серия лист 0-39-VII М.: Госгеолиздат, 1969.
35. Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967.120 с.
36. Крапивнер Р.Б. Мореноподобные суглинки Печерской низменности – осадки длительно замерзающих морей // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1973. №12. С. 28–37.
37. Кулик Н.А. О северном постплиоцене // Геологический вестник, М., 1926.Т. 5., № 1–3 С. 8–12.
38. Макеев А.Б., Макеев Б.А. Новые данные об алмазах и минералах-спутниках Тимана // Научные доклады. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 75 с.
39. Меняйлов А.А. Кимберлиты, трапповая магма и связанные с ними комплексы минералов – алмаз и его спутники // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 418–420.
40. Настасиенко Е.В. Некоторые особенности строения верхнедевонской базальтовой толши на Северном Тимане // Геология и полезные ископаемые северо-

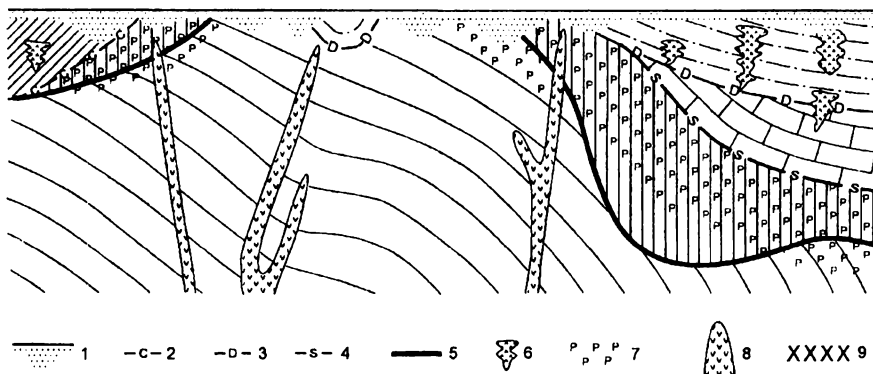
- востока Европейской части СССР и Севера Урала: Труды VII геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1973. Т. 2. С. 351–354.
41. Николаева Т.Т. О проявлении ртути на Северном Тимане // Материалы VIII конференции молодых ученых. М., 1970. Ч. 4. С. 117–118.
42. Николаева Т.Т. Об использовании особенностей внутреннего строения пиропов для поисков алмазов на Тимане // Тезисы докладов конференции "Геология и прогнозирование месторождений алмаза". Мирный, 1974 С. 89.
43. Николаева Т.Т., Алексеевский К.М. Типоморфные особенности пирона Северного Тимана // Изв. Академии наук СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 131–135.
44. Оловянишников В.Г. Перовоисточники россыпей алмазов Тимана // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 59–62.
45. Оффман П.Е. Происхождение Тимана // Труды ГИН АН СССР. 1961. Вып. 58. 139 с.
46. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др., О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН РФ. 1997.Т. 353, № 1. С. 90–93.
47. Сарсадских Н.Н. Поиски месторождений алмаза по минералам-спутникам // Инф. бюл. НТИ Мин. геол. и охр. недр. М., 1958. № 1. С. 13–17.
48. Смирнов Ю.Д. Источники алмазов уральских россыпей // Тезисы докладов второго совещания по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1964. С. 86–87.
49. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов // М.: Наука, 1964. 218 с.
50. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. Алмазоносность европейского Северо-востока России на основе анализа россыпей Урала // Алмазоносность европейского Севера России. КНЦ УрО РАН Сыктывкар, 1993 С. 58–65.
51. Сусов М.В. Неизвестные страницы в истории открытия якутских алмазов. М.: Наука, 2002. 145 с.
52. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 299 с.
53. Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала // Сов. геология. 1965. №8. С. 115–125.
54. Цзю З.И., Коссовой Л.С. Тимано-Печерская область // Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн.1. М.: Недра, 1973. С. 145–166.
55. Чайковский И.И. Процессы формирования и становления алмазоносных пирокластов Западного Урала // Литосфера. 2002. №3. С. 69–86.
56. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука. 1985. 398 с.
57. Юшкин Н.П. Проблемы алмазов и роль Тимано-Уральского региона в развитии алмазного потенциала России // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 7–10.

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА РАССОЛЬНИНСКО–ВОЛЫНСКИХ ВНЕДОЛИННЫХ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ

Особенностью почти общепринятой в настоящее время трактовки геологического строения района Рассольнинско–Волынских (Вишерских) алмазных месторождений и проявлений стало представление о широком развитии здесь нескольких систем разрывных нарушений. На геологических картах района многие границы между разновозрастными толщами изображаются как тектонические. Исключениями являются граница между верхнеордовикской поллюдовской и нижнесилурийской колчимской свитами, нижние границы той же поллюдовской и эмской такатинской свит, принадлежность которых (границ) к поверхностям размыва очевидна. Ограничивающая интересующую нас территорию с запада граница между девонскими и додевонскими толщами, с одной стороны, карбоновыми и пермскими, с другой стороны, всегда интерпретируется как тектоническая. При этом игнорируется то, что в нашем районе и севернее (Верхне-Ухтымская и Ксенофоновская антиклинали) эта граница постоянно отделяет додевонские и иногда нижнедевонские отложения именно от карбоновых. С последними связаны геологические образования [1], для которых пока что не исключена возможность интерпретации в качестве пачек осадочных пород карбонового (скорее, средне- и верхнекарбонового) возраста, обильно насыщенных материалом размыва додевонских толщ. Вполне может быть, что указанная граница следует вдоль системы уступов дневной поверхности карбонового времени, на которых разновозрастные карбоновые пачки с очень глубоким размывом легли на более древние (преимущественно доверхнесилурийские) свиты.

Назначение схемы – объяснение наблюдающихся в рассматриваемом районе особенностей пространственного распределения повышенных концентраций алмазов исходя из обосновывавшейся в работах [2, 3] гипотезы о связи уральских алмазов с предпозднесилурийским пикрит-калимончикитовым вулканизмом, проявившимся в формировании прилегающего к предпозднесилурийской поверхности несогласия снизу эпигоризонта алмазопродуктивной вулканопульверации и уходящих на большие глубины слабо алмазонасных дайкообразных тел. Предполагается, что промышленные концентрации алмазов своим появлением обязаны преимущественно многостадийному (конец раннего–начало позднего силура, предэмское время, конец среднего–начало позднего девона, ранний и средний карбон, некоторые эпохи мезо–кайнозоя) выветриванию и воздействию на коры выветривания маломощных водных потоков. Самая богатая алмазами зона отождествляется с участком совмещения мест сравнительно хорошей сохранности

XXXXXXXXXX



Нарочито утрированная (с полностью проигнорированными несомненно присутствующими на рассматриваемой территории разрывными нарушениями) схема геологического строения района Рассольнинско-Волынских внедолинных алмазных месторождений и проявлений.

Условные обозначения:

1 – современная дневная поверхность и прилегающий к ней чехол мезокайнозойских кор выветривания и продуктов их недалекого переноса;

2 – уровень внутрикарбовой поверхности несогласия, связанных с нею не перемещенных и мало перемещенных продуктов выветривания более древних горных пород;

3 – уровень поверхности несогласия в подошве эмских отложений (такатинская свита), не перемещенных и мало перемещенных предэмских кор выветривания;

4 – уровень поверхности несогласия в подошве отложений лудловского яруса (язьвинская свита) с реликтами предпозднесилурийских кор выветривания и продуктов их недалекого переноса;

5 – поверхность стратиграфического и углового несогласия в основании нижнесилурийско-верхнеордовикской толщи;

6 – герцинские дислокационные диапиры и мезо-кайнозойские грязевулканические образования;

7 – зоны предпозднесилурийской вулканопульверации, представленной преимущественно импрегнациями и прожилками глинизированного, карбонатизированного и ожелезненного калилампрофирового (калимончикитового) материала;

8 – предпозднесилурийские жилы и дайки пикрит-калилампрофирового и щелочно-диабазового состава;

9 – зона особенно широкого распространения многостадийных (предлудловских, предэмских, мезо-кайнозойских) кор выветривания предпозднесилурийского эпигоризонта алмазопродуктивной вулканопульверации, продуктов перемыва и недалекого переноса таких кор

предпозднесилурийских, предэмских и мезо-кайнозойских продуктов выветривания пород эпигоризонта алмазопродуктивной вулканопульверации. Допускается возможность обнаружения алмазных месторождений и проявлений, связанных с древними корами выветривания, приуроченными к ограничивающей наш район с запада зоне предположительно несогласного стратиграфического контакта карбоновых отложений с нижнедевонскими, ордовикско-силурийскими и доордовикскими. Определенного внимания в качестве возможных, скорее всего, обычно довольно бедных носителей алмазов заслуживают также показанные на рисунке герцинские дислокационные диапиры и мезо-кайнозойские грязевулканические образования как “выдавыши” глинизированного вещества предпозднесилурийских вулканитов и их древних кор выветривания в блоки, сложенные более молодыми осадочными горными породами.

Библиографический список

1. Геологическое строение Верхне-Ухтымской антиклинали на Северном Урале / Г.П. Снитко, Т.Н. Попова, М.К. Горбунова и др. // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. научных статей / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 156–163.
2. Шурубор Ю.В. Природа первоисточников уральских алмазов // Уральский геологический журнал. 2001. № 2 (20). С. 133–148.
3. Шурубор Ю.В. О происхождении уральских и тиманских промышленно алмазонасных внедолинных отложений (на основе сопоставления Ичетьюского, Рассольнинско-Волинских, Порожнинского месторождений и проявлений) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. научных статей / Перм. ун-т. Пермь, 2002. С. 247–258.

А.И. Тихонов*, И.С. Копылов**

* ООО «НИИГИГЭП», г. Чебоксары

** ФГУП «Геокарта-Пермь», г. Пермь

ИЗОТОПНО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

В 1980-х гг. в процессе радиоизотопных исследований подземных и поверхностных вод на территории Якутии учеными ВСЕГИНГЕО М.П.Ежовой и В.А.Поляковым было установлено, что подземные воды в пределах кимберлитовых трубок взрыва характеризуются необычно высоким сдвигом четных изотопов урана, т.е. величина отношения альфа-активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$ достигала 9,40 относительно равновесного урана и более, в то время как в пластовых водах осадочных образований она не превышала 1,50–2,00. В подземных водах кимберлитовых трубок наблюдалось

аномально повышенное содержание химических элементов протоматмических минералов. На основе указанных особенностей уран-изотопных и гидрогеохимических показателей подземных вод ими был разработан новый экспрессный способ поисков кимберлитовых трубок, зарегистрированный в Госкомизобретений в качестве изобретения [1]. Способ основан на открытии В.В. Чердынцева и П.И. Чалова [4] «Явление естественного разделения урана-234 и урана-238», явившемся надежным природным индикатором для изучения различных процессов в гидросфере Земли.

Первые работы с использованием нового изотопно-гидрогеохимического метода были проведены изотопной лабораторией (Тихонов А.И. и др., 1999) Национальной академии наук Чувашской Республики (НАНИ ЧР), благодаря наличию аппаратуры и оборудования для выполнения уран-изотопных исследований природных вод. Работы проводились по заказу МПР ЧР в районе так называемых «Карлинских дислокаций» на юго-восточной границе Чувашии с Республикой Татарстан. Основанием для их проведения явились результаты исследований московских геологов (Дмитриев В.П., Ермаков Ю.Н. и др., 1986, ПГО «Центргеология») материалов о геологическом строении центральных районов Восточно-Европейской платформы с целью оценки перспектив их алмазоносности. При шлиховом опробовании современных речных отложений р. Карла, протекающей на границе Чувашской и Татарской Республик, были найдены 14 сколов кристаллов алмазов и много зерен минералов-спутников алмазов. Результаты этих работ изложены в отчете ПГО «Центргеология».

Район нахождения алмазов на границе Чувашии и Республики Татарстан привлекал внимание геологов Москвы, Казани, Нижнего Новгорода и Чувашии еще с 19 в. (с 1887 г.) экзотическими обнажениями древних перемятых и раздробленных пород среди более молодых геологических образований, известных под названием «Карлинских дислокаций». В зависимости от геологической изученности района и общего уровня развития геологических наук исследователями в последующие годы выдвигались различные гипотезы образования этих «дислокаций»: от астроблемы до взрывного внедрения кимберлитовой магмы.

Итоги исследований превзошли ожидания. Установлено 5 участков расположения предполагаемых трубок взрыва, отвечающие критериям указанного выше изобретения для поисков кимберлитовых трубок. На этих участках изотопные сдвиги урана достигают 1200–1800% относительно равновесного урана и все сопровождаются характерными для алмазоносных трубок аномальными концентрациями цинка, свинца, циркония и алюминия в подземных водах. Наиболее перспективные на обнаружение алмазов трубки находятся не в районе известных "Карлинских дислокаций", а несколько западнее и выше по течению р. Карла, где и были найдены геологами Москвы в 1985 г. кристаллы алмаза и минералы-спутники. Они в то время в отчете выражали недоумение по поводу обнаружения алмазов выше расположения известных дислокаций по течению реки.

В результате последующих работ по комплексному минералогеохимическому изучению терригенных пород Чувашской Республики, проведенных также НАНИ ЧР по заказу МПР Чувашской Республики (Кожевников А.И., 2000), в районах выделенных по изотопно-гидрогеохимическим данным перспективных участков найдены многочисленные неокатанные зерна минералов-спутников алмазов, что свидетельствует о близком расположении коренных источников, на местоположение которых, по-видимому, указывают изотопно-гидрогеохимические аномалии. Это подтверждает возможность успешного использования нового метода при поисках коренных месторождений алмазов.

В 2000 г. по заказу ТГРУ АО «Татнефть» ученые НИИГЭП НАНИ ЧР в комплексе эколого-гидрогеологических работ провели изотопно-гидрогеохимические исследования на территории сопредельных с Чувашией юго-западных районов Республики Татарстан (Тихонов А.И. и др.). По данным этих исследований на указанной территории выявлено несколько изотопно-гидрогеохимических аномалий, обусловленных внедрением в пределы верхних водоносных горизонтов глубинных вод. Эти участки в соответствии с критериями изобретения [1] признаны представляющими интерес для поисков кимберлитовых трубок. В результате работ с использованием геологических методов в районе выявленных перспективных изотопно-геохимических аномальных участков практически в отложениях всех имеющихся на этой территории рек найдены минералы-спутники алмазов. Территория юго-западных районов Республики Татарстан в настоящее время казанскими геологами названа «потенциальным алмазонасным районом Республики Татарстан» [3].

Результаты указанных исследований свидетельствуют о появлении изотопно-гидрогеохимических поисковых предпосылок вследствие современного внедрения в районах кимберлитовых трубок глубинных вод, характеризующихся высоким изотопным сдвигом природного урана и аномальным содержанием элементов протомагматических минералов.

В Пермской области промышленная разработка россыпных алмазных месторождений насчитывает полувековую историю (Вишерский, Яйвинский, Горнозаводский алмазонасные районы), поэтому их запасы значительно истощены. Основные перспективы обнаружения алмазов связываются с коренными источниками, как традиционных типа трубок кимберлитового или лампроитового составов, так и источников, подтверждающих «туффизитовую» гипотезу [2], причем последняя стала определять методологию и стратегию поисково-разведочных работ. Открытие новых месторождений кроме традиционных алмазонасных районов возможно в Лысьвенском, Краснокамском, Пермском, Кунгурском, Очерском и других районах Пермской области и Коми-Пермяцком автономном округе, которые могут составить «Пермский сегмент» в системе алмазонасных провинций Восточно-Европейской платформы и Приуралья. Многими пермскими геологами (Кириллов В.А., Морозов Г.Г., Рыбальченко А.Я., Нельзин Л.П., Сычкин Г.Н. и др.) отмечается перспективность территории Пермского Предуралья для выявления первоис-

точников алмазов, которые связывают с объектами кимберлитового, лампроитового или туффизитового типа. Они часто расположены вдоль разломов северо-восточного и северо-западного простирания (выявлено более 70 перспективных участков по геолого-геофизическим критериям).

По геохимическим критериям, в результате проведения многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 (МГХК-1000) территории листа О-40, в котором принимали участие ИМГРЭ, фирма «ГЭТИ», ПГГСП «Геокарта» (Вострокнутов Г.А., Гапонцев Г.П., Демидов В.И. и др., 2001; Копылов И.С., Алексеева Л.В. и др., 2000), в пределах Пермской области выделены комплексные геохимические аномальные зоны, которые могут оказаться перспективными участками для поисков первоисточников алмазов. Закартировано 17 комплексных литогеохимических аномальных зон с площадями 1–3,5 тыс. км²: 1) Косинская (площадные – Pb, Cd, Be, Cr, Cu, Mn, Ti, Zr, Ga; локальные – Zn, Ni, Co, V, Ba, Sr); 2) Иньвинская (площадные – Pb, Be, Ni, Cr, Cu, Mn, Ba, Ti, Zr, Ga; локальные – Zn, Cd, P); 3) Чермозская (площадные – Pb, Cd, Be, Cr, Cu, Mn, Ti, Zr, Ga; локальные – Zn, Ni, Cn); 4) Яйвинская (площадные – Pb, Cd, Be, Cr, Cu, Mn, Ti, Zr, Ga; локальные – Zn, P, Ni, Ba); 5) Косьвинская (площадные – Pb, Zn, Cd, Be, Ni, Cr, Cu, Mn, Ti, Zr, Ga; локальные – Ba); 6) Усьвинская (площадные – Pb, Zn, Cd, Be, Cr, Mn, Ti, Zr, Ga; локальные – P, Ni, Cu, Ba, V, Ba, Sn); 7) Койвинская (площадные – Pb, Zn, P, Mn, Ga; локальные – Be, Cu, Ba, V, Ba, Ti, Zr); 8) Среднечусовская (площадные – Pb, Be, Ni, Cr, Cu, Mn, Ti, Ga; локальные – Zn, Cd, V, Ba, Zr); 9) Обвинская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, Ga; локальные – Mn, V, Sr); 10) Добрянская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, Ga; локальные – Mn, V); 11) Среднекамская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, V, Ga; локальные – Cd, Be, Co, Cr, Mo, Mn, Ba, Sn, Ti, Zr); 12) Шаквинская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, V, Ga; локальные – Mo, Mn); 13) Верхнесылвинская (площадные – Be, P, Ni, Cr, Cu, Mn, V, Zr, Ga; локальные – Pb, Zn, Ti); 14) Очерская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, Ga; локальные – Mn); 15) Иреньская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, V, Ga; локальные – Mo, Mn, Sr); 16) Тулвинская (площадные – Pb, Zn, P, Ni, Cu, V, Ga; локальные – Mn); 17) Буйская (площадные – Pb, P, Ni, Mn, V, Ga; локальные – Zn, Cu, Ti). Основными факторами выделенных аномалий являются природные условия формирования при контролирующей роли структурно-тектонического фактора. Отмечается пространственное совпадение практически всех крупных аномалий с зонами флюидопроницаемости, приуроченными к узлам пересечения рудоконтролирующих разрывных нарушений (которые прослеживаются в северо-восточном направлении к Центрально-Уральскому поднятию), поэтому вероятна связь аномалий с месторождениями и рудопроявлениями полезных ископаемых. Выделенные литогеохимические аномалии подтверждаются гидрогеохимическими аномалиями. В подземных водах отмечено высокое среднее содержание брома и бора с формированием обширных аномальных зон. Установлены 14 микроэлементов, формирующих аномалии: региональные (Ba, Mn, Ti), локальные (Sb, Be, Cd, V, Cr, Ni, Pb, Sr) и точечные (Zn, Co, Mo).

По данным ртутOMETрической съемки и МГХК-1000 (Вострокнутов Г.А., Гапонцев Г.П., Демидов В.И. и др., 2001) в Пермском Предуралье выявлены несколько полей алмазной специализации. В пределах Коми-Пермяцкого АО установлены 2 кимберлитовых и лампроитовых поля, приуроченных, к зонам тектонической трещиноватости региональных проницаемых зон фундамента. Крупнейшая региональная проницаемая зона (площадью 600 км², размером 55 x 10–20 км) установлена в долинах рек Лолог и Сеполь с центром в д. Большое Бачманово. С ней пространственно совпадают повышенные изоконцентраты валовой ртути в коренных породах и почвенных горизонтах «А» и «В»; внутри нее установлены повышенные аномальные концентрации ванадия, кобальта, марганца, меди, никеля, скандия, стронция и хрома. Вторая проницаемая зона находится в 6 км к западу от г. Кудымкар (площадь 230 км², 40x5–10 км). С ней пространственно совпадают повышенные изоконцентраты валовой ртути только в почвенном горизонте «А». Внутри зоны установлены аномальные содержания бария, кобальта, меди, молибдена, никеля, стронция, урана, хрома и цинка.

В состав комплексных критериев для прогнозирования коренных источников алмазов, наряду с основными критериями – геологическими, геофизическими тектоническими, литологическими, петрографическими, минералогическими, должны входить геохимические критерии, в т.ч. изотопно-гидрогеохимические.

Учитывая нахождение многочисленных алмазоносных россыпей «ближнего сноса», объектов – вероятных первоисточников алмазов на площадях Кваркушско-Каменогорского и Полюдово-Колчимского антиклинориев, а также перспективы Верхнекамской впадины (в пределах Коми-Пермяцкого АО), целесообразно провести апробацию методики изотопно-гидрогеохимического метода в пределах территории Пермской области именно в этих районах.

Задачи исследований: 1) изучение процессов формирования и циркуляции подземных вод; 2) определение гидравлической связи подземных вод с поверхностными водами; 3) выявление и оконтуривание участков поступления глубинных вод; 4) изучение многокомпонентного гидрогеохимического состава подземных вод и выявление участков с аномальной концентрацией химических элементов протемагматических минералов; 5) определение местонахождения изотопно-гидрогеохимических ореолов – перспективных участков для обнаружения алмазоносных кимберлитовых трубок и других первоисточников.

Методика исследований. Поставленные задачи будут решаться с использованием уран-изотопного и многоэлементного гидрогеохимического методов. Уран-изотопная съемка включает отбор проб подземных, родниковых и поверхностных вод на изучаемой площади. Для опробования подземных вод используются эксплуатационные скважины на воду и родники. Они располагаются на местности неравномерно. Поэтому опробуемые скважины и родники выбираются с учетом известных геолого-гидрогеологических условий территории, чтобы обеспечить, по возможности, наиболее представи-

тельное опробование подземных вод. Для изучения пространственных процессов их взаимосвязи с поверхностными производится опробование имеющихся поверхностных водотоков.

В связи с весьма низким содержанием урана в природных водах и необходимостью получения измеримых количеств урана в препаратах (10^{-5} г) объем каждой пробы будет составлять около 50 л. В полевых условиях содержащийся в пробах природный уран концентрируется на активированном угле. Затем подготовленные в виде порошка угля пробы в стационарной радиохимической лаборатории очищаются от альфа-активных изотопов других элементов (Ra, Th). Изотопный состав урана исследуется также в стационарных условиях с помощью высокочувствительного ионизационного альфа-спектрометра, позволяющего выполнять измерения с погрешностью 1–3%.

Интерпретация полученной информации производится с использованием компьютерной технологии путем изучения пространственных закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах на исследуемой территории. В результате интерпретации уран-изотопных данных строится пространственная индикаторная модель циркуляции и взаимодействия подземных вод. Эта модель отражает процессы формирования различных потоков в пределах водоносного горизонта, позволяет трассировать эти потоки, выявить и оконтурить участки поступления глубинных вод в зонах активных неотектонических нарушений, уран-изотопные аномалии, перспективные для обнаружения алмазоносных кимберлитовых трубок согласно критериям изобретения ВСЕГИНГЕО. В результате исследований составляется комплект карт распределения уран-изотопных показателей, а также элементов протоматмических минералов в подземных водах; модель формирования и циркуляции подземных вод территории (с помощью уран-изотопного метода); карта тектонических нарушений по уран-изотопным данным с выделением комплексных изотопно-гидрогеохимических ореолов кимберлитовых трубок и других первоисточников.

Перечисленные выше виды работ могут выполняться на основе субподрядного договора силами Научно-исследовательского института геологических и геоэкологических проблем. Анализы по определению многоэлементного химического состава вод могут проводиться в лаборатории Института проблем микроэлектроники и высокоточных технологий (ИПТМ) РАН.

Библиографический список

1. Ежова М.П., Поляков В.А. Способ поиска кимберлитов в районах проявления кимберлитового магматизма // Изобретения СССР, 1981. № SU 970 986.
2. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т.353, № 1. С. 30–33.
3. Суховерков В.Г., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я., Зорина С.О. Карлинский потенциально алмазоносный район Республики Татарстан: история развития, геологические предпосылки // Георесурсы. 2000. № 2 (3). С.5–8.
4. Чердынцев В.В., Чалов П.И. Явление естественного разделения урана-234 и урана-238 (эффект Чердынцева-Чалова) // Вестник АН СССР. 1976. № 5. С. 133.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ, ПЛЕНКИ И ПРИМАЗКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ТИМАНСКИХ И БРАЗИЛЬСКИХ АЛМАЗОВ

Кривогранные алмазы находят не только в россыпях, но и в коренных месторождениях: в кимберлитовых трубках Китая (Тоулаогоу), Бразилии (кимберлитовое поле Жуина) Архангельской провинции, лампроитовых трубках Австралии и др. До сих пор не утихают споры о том, являются ли они ростовыми формами или образовались при растворении плоскогранных.

Морфологические особенности, состав включений и примазок всех кристаллов алмазов изучены в Институте геологии КНЦ УрО РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link Isis-300.

Ранее были проведены комплексные исследования кривогранных алмазов северной и северо-восточной окраины Русской платформы: из месторождения Ичетью на Среднем Тимане [1, 2, 7–13] (более 200 кристаллов предоставлены для исследования ЗАО "Тимангеология" и ОАО "Полярно-уралгеология"). Коллекцию бразильских алмазов (25 кристаллов) из кимберлитового поля Жуина предоставил профессор В.Иванух. Спектроскопические исследования алмазов включали фото- и рентгенолюминесценцию (при T 77 и 290°K), ЭПР, изучение спектров поглощения в видимой области [2, 8–11].

При исследовании представительной коллекции кривогранных алмазов месторождения Ичетью (Средний Тиман) впервые было обнаружено, что примерно 60% кристаллов фрагментарно покрыты очень тонкими (0.1–1 мкм) разнообразными по составу металлическими пленками двадцати семи видов [2, 8–11, 13]. Они сохранились только в отрицательных формах рельефа на кристаллах алмаза. Размеры фрагментов пленок варьируют от нескольких до сотен микрон, а наиболее устойчивые из них из благородного сплава Au_2Pd_3 сохранились на площади 20–70% поверхности тринадцати кристаллов месторождения. Отмечается устойчивость химического состава некоторых видов металлических пленок, образующих интерметаллические соединения, например Fe_7Cr , Au_2Pd_3 и др. Кроме самородных металлов в виде пленок и примазок на алмазах обнаружены некоторые силикаты, алюмо-сульфато-фосфаты и оксиды.

Возможно, механизм роста природных алмазов совпадает с механизмом синтеза большинства искусственных кристаллов. А именно, алмазы растут из раствора в расплаве металлов, в этих же расплавах металлов доказана возможность растворения алмазов с образованием кривогранных (тетрагексаэдронид) форм [23 и др.]. Исследование природных кристаллов алмаза с

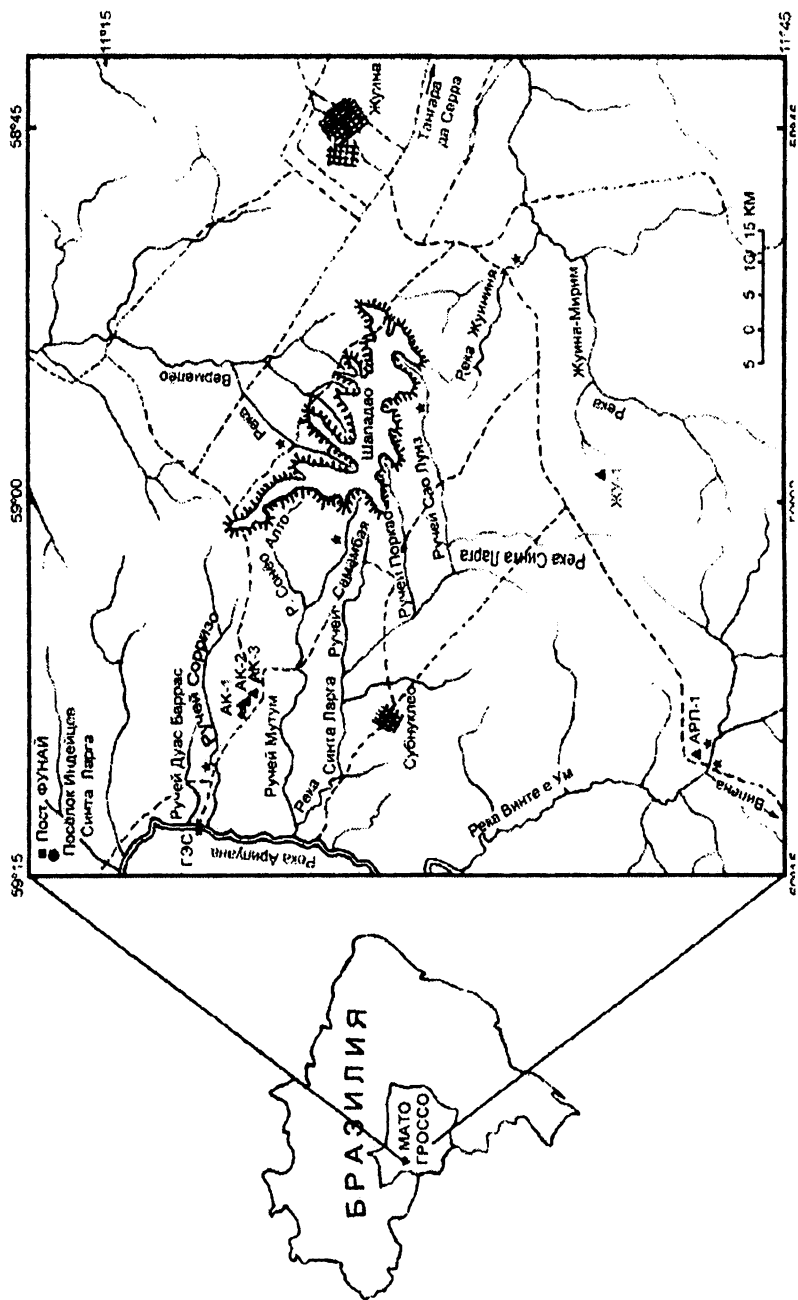
использованием данной методики было продолжено, изучено еще три коллекции кристаллов из россыпных месторождений Красновишерского района Пермской области (14), из кимберлитовой трубки Ломоносовского месторождения в Архангельской области (16) и кимберлитовой трубки им XXIII съезда КПСС в Республике Саха-Якутия [10]. Во всех месторождениях на алмазах сохранялись фрагменты металлических пленок. Список металлических пленок увеличился до 36 видов, к известным на месторождении Ичетью видам металлов добавились еще Au_4Cu_3Ag , Cu_2Zn , $Cu-Zn-Pb$, Cr , W , $Sn-Fe(Cu)$, $Cr-Zn$, $Cr-Zn-Mg$, $W-Ni(Mo)$, теперь в состав природных сплавов и интерметаллидов входят 18 металлов. Находки металлических пленок на алмазах, извлеченных непосредственно из кимберлитовых трубок, опровергают предположение о том, что металлические пленки могли образоваться в гипергенных условиях в россыпях, так как состав многих металлических пленок на алмазах из россыпей и коренных месторождений одинаков.

Задачи настоящего исследования: 1. Сравнить морфологические особенности бразильских и тиманских алмазов. Собрать новые доказательства того, что кривогранные алмазы – это формы роста, а не только растворения. 2. Изучить составы примазок и включений на поверхности кристаллов, позволяющие судить о происхождении алмазов. 3. Определить насколько широко в Мирове распространены металлические пленки на алмазах, присутствуют ли они на бразильских алмазах американского континента, сохранились ли металлические пленки на алмазах в других россыпных и коренных месторождениях (кроме российских), какие из обнаруженных пленок являются сингенетичными, а какие эпигенетичными, и на этом основании сделать соответствующие генетические выводы [1, 2, 4, 8–10, 12, 23 и др.].

Географическое положение кимберлитового поля Жуина и краткий геологический очерк

Кимберлитовое поле Жуина (КПЖ) находится в землях одноименного муниципалитета, на С–СЗ штата Мато Гроссо, в юго-западной части Бразильского Амазонского региона, в среднезападной Бразилии. КПЖ ограничено на севере параллелью $11^{\circ}00'$, на юге – $11^{\circ}45'$, на востоке – меридианом $58^{\circ}40'$, проходящим около городка Жуина, официально западная граница проходит по левому берегу р. Арипуана (рис. 1), где находятся земли заповедника индейцев племени Синта Ларга. Однако поле уходит несколько дальше на северо-запад и запад (на десятки километров), согласно данным аэрофизической съемки компании РТДМ и старательских работ, которые зафиксировали там несколько трубок и алмазоносных россыпей. КПЖ входит в состав обширной кимберлитовой провинции Арипуана [43], границы которой еще точно не установлены, она протягивается на сотни километров на север, северо-запад и запад от Жуина.

Кимберлитовая провинция Жуина находится на северо-северо-западной (С–СЗ) окраине палеозойского бассейна (желобообразной депрессии) Паресис [41], который, согласно геохронологическим данным и модели регионального развития [44], перекрывает горные породы мобильного пояса



Рио Негро – Журуена (позднего мезопротерозоя). Бассейн имеет удлиненную форму, простирается с запада на восток на 1200 км, его площадь около 500.000 км². Эта желобообразная структура заполнена осадками палеозоя и мезозоя, включая меловые вулканические базальтовые покровы и дайки диабазов. На сегодняшний день в КПЖ известно тридцать кимберлитовых тел.

Кимберлитовые трубки позднемелового возраста K_3 – 90–92 млн. лет ([39] и неопубликованные данные) находятся в южной и центральной части поля, прорывают осадочные породы формации Фазенда да Каза Бранка среднекаменноугольного-раннепермского возраста (C_2 – P_1), которые сложены граувакками, ортокварцитовыми песчаниками, фельдшпатоидными песчаниками, алевритами, диамиктитами и конгломератами, и перекрываются формацией Паресис средне- позднемелового возраста (K_2 – K_3), представленной хорошо отсортированными тонко- среднезернистыми красноватыми или желтоватыми песчаниками. Окатанные зерна кварца песчаников имеют матовую поверхность, фельдшпатоидные разности сильно каолинизированы с цементом из окислов железа и кремния. Наблюдаются прослои конгломератов, линзы аргиллитов и алевритов. В северной части поля трубки прорывают граниты и породы основания. Кимберлиты располагаются кустами, цепочками и разбросаны отдельными телами по всей площади поля. Например, в южной части поля 12 трубок (Жуина 1–11 и Сао Луиз – 4) образуют большой куст в мезопотамии в верхнем течении рек Синта Ларга и Жуина-Мирим, другой куст из 5 трубок – в бассейнах руч. Сорризо и Дуас Баррас и цепочка из трех сопредельных тел (трубки Акури 1, 2 и 3).

Трубки слагают тела своеобразной формы в виде открытой воронки или гриба наподобие кимберлитов группы Дизеле [22] в Демократической Республики Конго (Заир). Некоторые исследователи считают их типичными представителями мааров (структур гидровулканического взрыва). В плане трубки образуют более-менее округлые тела, по площади достигая 55 га, с неглубокими кратерами и узкими подводящими каналами. В этих кимберлитовых постройках обычно распознаются три фации: верхняя – от первых до 60 м глубины, состоящая из кремнекластических метакхронных вулканогенных осадков и редких перетолженных вулканических слоев; средняя, имеющая до 80 м мощности, состоит из переслаивания кимберлитовых лапиллей, оливинowych кристаллокластических туфов, песчаников и вулканокластических песчаников; нижняя, представляющая интрузивную часть вулканической структуры, состоит из гетеролитовой кимберлитовой брекчии и пеллетального лапилльного вулканокластического кимберлита с большим количеством ксенолитов пород фундамента и мантии.

Предполагается, что главные алмазонасные трубки поля КПЖ находятся под осадками формации Паресис на плоскогорном останце известной под названием Шападао, в центральной части поля (рис. 1). В этом останце в верховьях руч. Сан Луиз найдено два уровня алмазонасных галечников (русла древних рек – палеоканалы 30–40-метровой ширины), содержащие 0.30–0.40 кар/м³ алмазов, разделенные между собой по вертикали 35-метровой пач-

кой осадков. На основе этого факта N.S.E. Haralyi [28] предполагает, что было два этапа внедрения кимберлитов или два различных периода размыва кратерных частей трубок и осадконакопления.

Парагенезис алмазов Жуина

Опубликованные и неопубликованные данные [39] изучения гранатов из нескольких кимберлитов трубок показывают, что, согласно химико-генетической классификации [6], алмазы КПЖ относятся к лерцолитовому и эклогитовому парагенезису (литосферной мантии). Однако в алмазах из россыпей руч. Сан Луиз кроме включений гранатов эклогитового и лерцолитового парагенезиса были найдены SiC, металлический Ni, Fe-Ni-сплав, (Fe,Mg)O – ассоциация периклаза-вюстита [33], названная феррипериклаз (fPer), маржоритовый гранат, SiO₂ (козсит), диопсид, оливин (Fo=85) [46]; высокохромистый корунд – рубин [29]; CaSiPvk (CaSi-перовскит), MgSiPvk (MgSi-перовскит), fPer + CaSiPvk, fPer + SiO₂, fPer + MgSiPvk, fPer+Mg-Fe Gnt, fPer+ MgSiPvk + Mg-Fe Gnt [29].

Установлено [30], что стехиометрический гранатовый состав, подобный твердому раствору пирропа-альмандин, ранее названный гранат Mg,Fe-Gnt, имеет отличительную от него тетрагональную структуру, он был назван TAPP в соответствии с английским акронимом (тетрагональная альмандино-пирроповая фаза).

В кимберлитах Жуина шесть различных минеральных ассоциаций, принадлежащих разным фациям глубинности [34]:

1 – ассоциация верхней мантии (BM) – включения в алмазе малохромистого клинопироксена и граната, образовавшиеся на глубине ~120–180 км, согласно [26];

2 – переходная зона (ПЗ), ассоциация включений омфациита, маржоритового граната и пирротита с глубины ~120–180 км, согласно [36];

3 – граница нижней-верхней мантии (НМ/ВМ), ассоциация включений fPer, (Mg,Fe)₂SiO₄, TAPP. Предполагается что эта ассоциация образовалась на глубине ~ 670км, согласно [40];

4 – нижняя мантия I (НМ-I), ассоциация включений fPer, (Mg,Fe)SiO₃ (первоначально со структурой перовскита), TAPP с глубин > 670км, согласно [40];

5 – нижняя мантия II (НМ-II), ассоциация включений fPer, корунда, алюминийсодержащего пижонита с ~10% Al₂O₃ (тип II) с глубины ~750–1000 км, согласно [37];

6 – граница нижней мантии (НМ-III), ассоциация включений fPer, богатого Al,Na и Ca (Mg,Fe)SiO₃ (Al₂O₃ ~ 8 до 13 мас.%, CaO ~ 5 мас.%, Na₂O ~ 6 мас.%), TAPP маржоритовый гранат, названный тип III, алюминиевая фаза одного или другого TAPP или низко Ca-гранат с небольшим содержанием (3.07 Si катионов на 12 O анионов) маржоритового компонента. Предполагается, что эта ассоциация образовалась очень близко к мантийному уровню 670 км глубины, возможно, что еще в верхней мантии, согласно экспериментальным работам [27, 40].

Позже найдены [35] три новые ассоциации включений: 1) фаза $\text{Na,Al-(Mg,Fe)SiO}_3 + \text{fPer} + \text{TAPP}$, 2) корунд + Al-пироксен, 3) оливин + fPer. Эти фазы согласно экспериментальным данным образуются на глубине 60 км по обе стороны от границы верхней и нижней мантии.

В алмазах из аллювия р. Вермелью и руч. Сан Луиз, Шикория и Мутум были найдены новые включения минералов или ассоциации минералов [45], которые прежде не были обнаружены в КПЖ: ильменит (марганцовистый)+пикроильменит+шпинель (низко хромовая, титанистая); fPer + ильменит; fPer+шпинель; fPer+ оливин; fPer + SiO_2 ; $\text{CaSiPvk} + \text{Ni}$; $\text{CaSiPvk} + \text{“оливин”}$; $\text{CaSiPvk} + \text{“титанит”}$; $\text{MgSiPvk} + \text{TAPP}$; мажорит + ильменит-(Mn) + CaTi-перовскит + Si-Mg фаза.

В вышепредставленных ассоциациях включений [45] только пикроильменит не был включен в перечень минералов, принадлежащих к ассоциациям из нижней мантии и переходной зоны.

Геохимические особенности алмазов Жуина

Алмазы Жуина характеризуются узким интервалом вариаций состава изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C} = -7.8\text{‰}$ до -2.5‰) за исключением одного алмаза с включением маржоритового граната ($\delta^{13}\text{C} = -11.4\text{‰}$). Большая часть кристаллов относится к безазотным или малоазотным алмазам, среди азотных центров в алмазах превалирует агрегатный В центр [45]. Алмазы с узким составом изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$) содержат очень мало изоморфного азота, меньше 50 ppm [32].

Алмазы нижней мантии значимо обеднены азотом по сравнению с теми, которые кристаллизовались в переходной зоне и всегда представлены разновидностями типа II, согласно исследованиям, проведенным по методике FTIR (Fourier transform infra red).

Кристалломорфологические особенности бразильских алмазов

Габитусные формы алмазов Жуина представлены преимущественно тетрагексаэдроидами, октаэдроидами и кристаллами неправильной формы, со сложным рисунком катодолюминесценции, которая выявила множество этапов роста, резорбции и растворения [39]. Обнаружена высокая степень мантийной деформации кристаллов, свойственная присутствию большой доли коричневых алмазов среди общей выборки, кристаллов со сколами, трещинами, плоскостями пластической деформации, большому количеству двойников и т.д. [34].

Кристаллы алмаза бразильской коллекции небольшие (от 1 до 5 мм). Вес отдельных кристаллов – от 6.2 до 78.3 мг. Средний вес алмазов – 30.2 мг. Они в основном отнесены к техническим сортам. В коллекции есть кристаллы пяти видов окрасок: водяно-прозрачные (6), бледно-желтые (8), желтые (6), серые (4) и один зеленый.

Алмазы коллекции весьма не совершенные, со сложной и разнообразной гранной скульптурой, много сколотых и обломанных. В коллекции преобладают кристаллы кривогранной формы – 80%, и только 20% составляют

плоскогранные октаэдры (111) со сложной скульптурой. Большинство кривогранных кристаллов (56%) представлены тетрагексаэдроидами, меньше октаэдроидов (20%), у двух осколков кристаллов не удалось диагностировать габитус. В этом бразильская коллекция похожа на алмазы из российских россыпей и коренных месторождений, приуроченных к краевым частям платформ и алмазоносных провинций. Статистические особенности кристалломорфологии бразильских алмазов, описываемой коллекции, сведены в табл. 1.

Таблица 1

Кристалломорфологическая характеристика выборки кристаллов бразильских алмазов (n=25)

Признак	Частота встречаемости признака (кристаллы – проценты)				
Цвет	водяно-прозрач. 6 – 24	бледно-желтый 8 – 32	желтый 6 – 24	серый 4 – 16	зеленый 1 – 4
Морфология	тетрагексаэдроиды 14 – 56	октаэдры (111) 5 – 20	октаэдроиды 4 – 16	двойники 16 – 64	обломки 2 – 8
Включения и примазки	хромшпинелиды 7 – 28	включения силикатов 7 – 28	пленки силикатов 5 – 20	пленки металлов 25 – 100	выбросы солей 10 – 40
Поверхность	мозаичные 4 – 16	вицинали 12 – 48	ступени 7 – 28	отпечатки 16 – 64	пигм.пятна 2 – 8
Качество	ювелирные 7 – 28	полуювелир. 5 – 20	технические 13–52	трещины 8 – 32	сколы 10 – 40

На поверхности кристаллов, даже при небольшом увеличении в 100 раз, диагностируются мозаичность, спупени на гранях, наличие вициналей, ямок травления, многочисленные отпечатки, трещины и сколы, двойниковые швы и пигментные пятна. Многие углубления и поверхность отпечатков, которые могли оставить на относительно крупных кристаллах более мелкие индивиды алмаза поздней генерации, покрыты тонкими пленками и налетами бурой глинистой массы. Был определен состав пленок и диагностированы слагающие ее минералы. Чаще это была смесь каолинита и гематита.

Получено 190 электронно-микроскопических изображений. На многих кристаллах отмечаются множественные отпечатки, на одном алмазе – до нескольких десятков. На ряде снимков видно (рис. 2), что отпечатки с индукционной штриховкой на плоскогранных гранях октаэдра оставлены более мелкими алмазами кубооктаэдрического габитуса. На основании этого наблюдения можно представить фрагмент эволюции габитуса алмаза. За высокотемпературной габитусной формой алмаза (октаэдром) следует кубооктаэдр: (111)→(111+100). При этом наблюдается эпитаксическое нарастание граней куба на октаэдр. Возможно, на одном из этапов роста кристаллов алмаза в мантии создаются термодинамические условия для благоприятного роста одновременно алмазов октаэдрического и кубооктаэдрического габитуса. Поэтому на крупные октаэдрические кристаллы алмазов нарастают мелкие

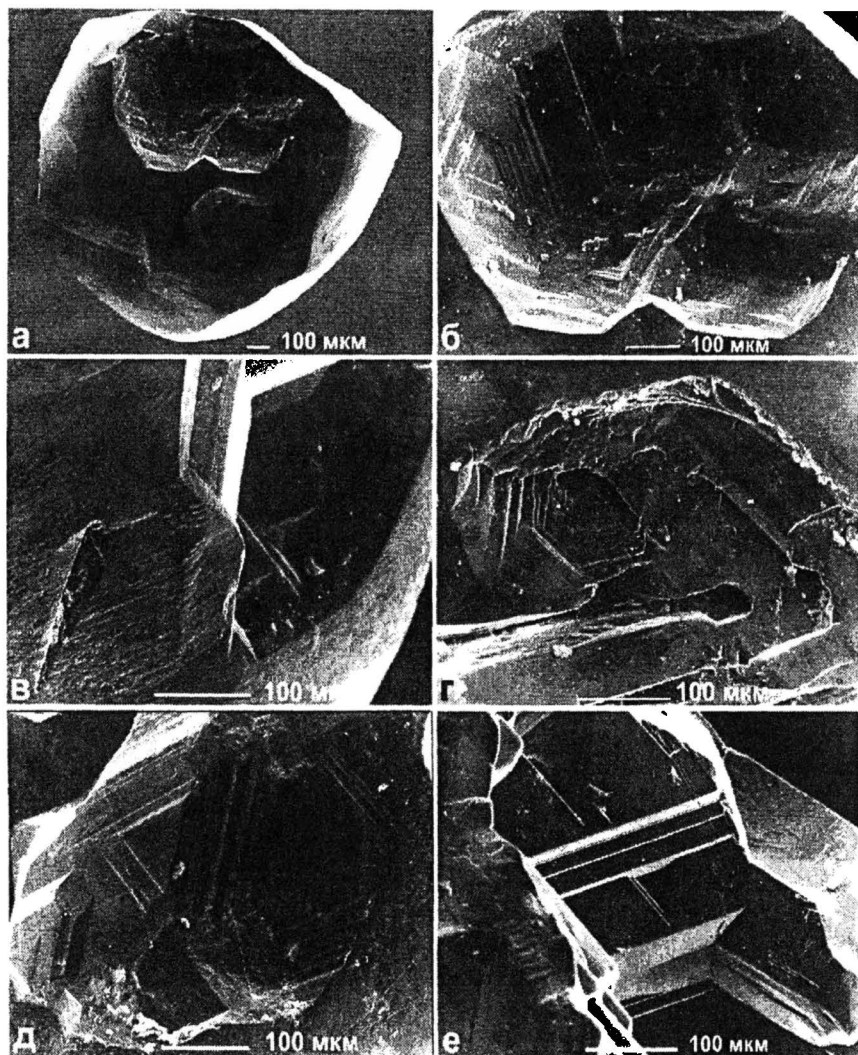


Рис.2. Электронно-микроскопическое изображение алмазов с отпечатками алмазов-паразитов. Алмазы: а, б – J_{2-1} , в – J_{9-1} , г – J_{2-4} , д – J_{7-3} , е – J_{1-1} . На изображениях «г» и «д» наиболее четко видно зарастание отпечатков кубооктаэдров последующей генерацией алмаза с кривоугонными формами роста. На всех изображениях отпечатков видна индукционная штриховка – свидетельство совместного роста октаэдров и кубооктаэдрических алмазов-паразитов

кристаллы-паразиты кубооктаэдрического габитуса. При снижении Р-Т параметров нарушились благоприятные условия для эпитаксии, и большинство мелких алмазов-паразитов самопроизвольно отделилось от крупных, вероятно, из-за разных коэффициентов теплового расширения граней (111) и (100).

Обнаружены доказательства того, что на плоскогранные алмазы нарастает последующая генерация алмаза кривогранного габитуса. Это наблюдалось на срезах алмаза с помощью катодолюминесценции [8, 10]. В бразильской коллекции есть кристаллы, на поверхности которых видно последовательное нарастание на грань октаэдра как будто “аморфной” фазы без четких кристаллографических поверхностей. На других кристаллах (рис. 2, 3) – зарастание плоскогранных отпечатков от кубооктаэдров кривогранными габитусными формами: тетрагексаэдроидом (065) и октаэдроидом (365).

Таким образом, можно продолжить эволюционный ряд габитусных форм алмазов, где при еще более низких параметрах среды в мантии после плоскогранных ростовых форм нарастают кривогранные: (111) → (111+100) → (065, 365). Получены новые доказательства того, что кривогранные габитусные формы (065, 365) являются формами роста, а не только растворения.

Особенности морфологии кривогранных кристаллов алмаза Тимана и Архангельской провинции

Установлено, что все разнообразие алмазов изученных коллекций можно свести к трем габитусным формам [2, 10]. Наиболее распространенной простой формой всех трех коллекций являются тетрагексаэдроиды (кубоиды – 065) – 60–80%, менее распространены комбинационные кристаллы (065+365+111) или (065+167+111) – 8–35%, еще меньше плоскогранные октаэдры (111) – 0–8%, кроме того, есть двойники и недиагностируемые обломки, полностью отсутствуют ромбододекаэдры. Процентные соотношения габитусных форм кристаллов (табл.2) сильно меняются от участка к участку месторождения и в зависимости от числа проанализированных кристаллов. Реальное соотношение габитусных форм архангельских алмазов, рассчитанное для большой выборки кристаллов (по данным ЦНИГРИ), близко или совпадает с ичетьюскими.

Близкое процентное соотношение габитусных простых форм кривогранных алмазов позволяет сделать заключение, что алмазы северного и северо-восточного обрамления Русской платформы по морфологическим особенностям кристаллов представляют собой единую совокупность.

Примазки первичных и вторичных минералов, а также фрагменты металлических пленок на поверхности бразильских алмазов

Одновременно с изучением морфологических особенностей кристаллов алмазов при больших увеличениях проводились диагностика и определение химического состава примазок и выходящих на поверхность включений минералов-спутников, сделано более 120 химических микрозондовых анализов. В табл.3 обобщены их результаты по группам алмазов из разных россыпей вблизи кимберлитовых рубок и из самих кимберлитовых тел.

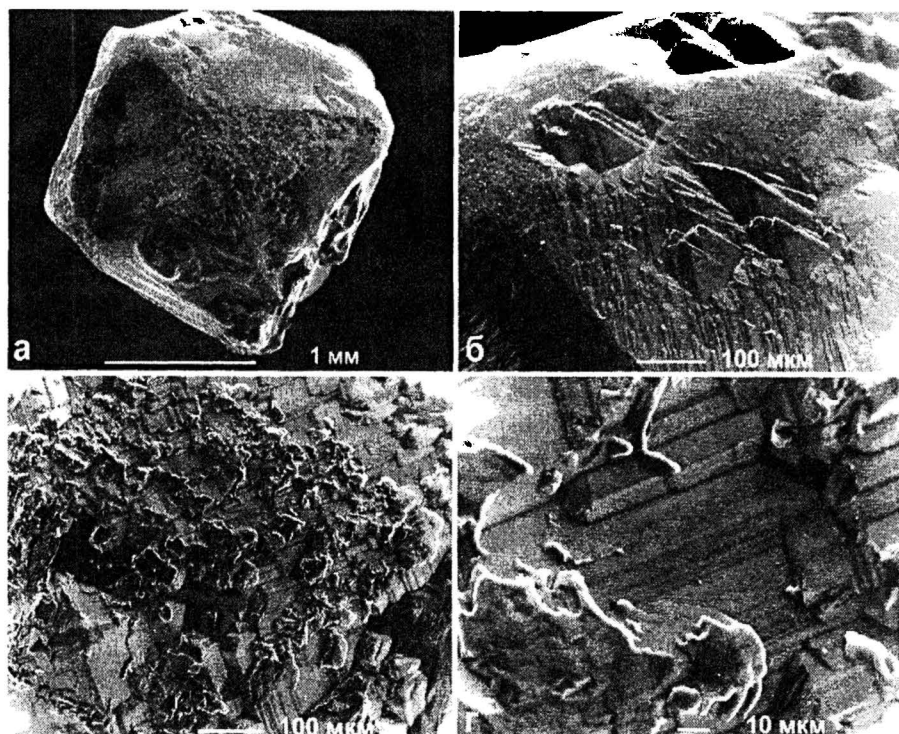


Рис.3. Электронно-микроскопическое изображение алмаза $J_{9.2}$ – кривогранного октаэдроида: а – общий вид, б-г – последовательное увеличение граней, б – зарастание многоглавой вершины плоскогранного октаэдра – кривоугонным октаэдроидом, в-г – зарастание плоскогранных граней октаэдра кривоугонной формой алмаза второй генерации

Таблица 2

Соотношение габитусных форм кристаллов алмазов из вишерских (1), архангельских (2) и среднетиманских (3–5): ичетъюского (3), золотокаменного (4), сидоровского (5) участков проявления Ичетъю

Простые формы	Число кристаллов (частота встречаемости,%)				
	1	2	3	4	5
Тетрагексаэдроиды	9 (64)	10 (62)	205 (79)	20 (76)	8 (100)
Комбинационные	5 (36)	5 (32)	26 (10)	2 (8)	–
Октаэдры	–	1 (6)	8 (3)	2 (8)	–
Обломки	–	–	21 (8)	2 (8)	–
Двойники всех форм	–	4 (25)	31 (12)	5 (19)	1 (12,5)
Всего кристаллов	14	16	26	26	8

Таблица 3

Примазки и пленки на поверхности бразильских кристаллов алмазов

	Первичные минералы	Вторичные минералы	Металлы	Соли из включений
J ₁	КПШ, ильменит, коэсит, циркон, гранат (пироп-альмандин), флогопит	Каолинит, SiO ₂ , барит, кальцит	Fe, Ti, Zn, Al, Zr-Yb	KCa(SO ₄) H ₂ O, (K,Na)Cl, битумы
J ₂	Пикроильменит, циркон, слюда, рутил	Каолинит, SiO ₂ , гематит, барит, ThPO ₄	Fe(Cd), Fe-Zn-Mg, Fe, Fe-Ni, Cr-Fe-Ni, Ti, Cu-Zn-Sn, (Ce.La.Y,Ca) ₂ O ₃	Na ₂ SO ₄ H ₂ O, (K,Na)Cl, NaCl битумы
J ₃	Пикроильменит, циркон, слюда, апатит	Каолинит, гематит, кальцит, монацит	Fe, Fe-Cr, Ni-Fe, Fe(Ni,Pt). Ni	битумы, KCl, NaCl
J ₄	Ильменит, рутил	Каолинит, гематит	Fe,Ti, Fe-Cr, Ni-Fe	—
J ₅	Циркон, коэсит?, ильменит, фаялит, гранат (пироп-альмандин)	Каолинит, гематит, хлорит, SiO ₂	Fe, Ti, Fe-Cr, Fe-Ni-Cu, Cu, Fe-Cu	битумы
J ₆	КПШ, плагиоклаз, циркон, мусковит, рутил	—	Ti	KCa(SO ₄) H ₂ O, битумы
J ₇	Пикроильменит, циркон, слюда, коэсит?, рутил	Каолинит, гематит, флоренсит, SiO ₂	Fe-Cr, Fe, Ti	KCl
J ₈	—	—	Ti, Fe-Cr, Cu ₂ Zn	(K,Na)Cl
J ₉	Циркон, слюда	Каолинит, гематит	Au-Ag-Cu, Fe, Fe-Cr, Fe-Zn, Ti, Zn, Sn-Fe, Ce-La-Nd-Y-Ca-Al	KCa(SO ₄) H ₂ O, Fe,Zn,Al(Cl,SO ₄ ,PO ₄), битумы
J ₁₀	—	Каолинит, гематит, хлорит, барит, кальцит, SiO ₂	Fe, Fe-Cr-Mo, Ni, Pb, AgCl, Cu ₂ Zn, Cu ₃ Zn ₂	(K,Na)Cl, битумы

На алмазах установлены примазки и близповерхностные включения ильменита, циркона, коэсита (?), пикроильменита, пироп-альмандина, рутила, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, флогопита, мусковита, фаялита, гортонолита, монацита. Первые шесть минералов наиболее распространены, они образуют характерный эклогитовый минеральный парагенезис бразильских алмазов. Размеры первичных минералов составляют 10–40 мкм, изредка превышая 50–100 мкм.

В пониженных формах гранного рельефа и в основном в отпечатках на гранях алмазов проанализирован химический состав и диагностированы следующие восемь вторичных минералов: каолинит, гематит, хлорит, барит, кальцит, кварц, флоренсит, торит. Первые три из них наиболее распространенные. Вторичные минералы примазки на алмазах – это типичные породообразующие минералы, характерные для россыпей, из которых они были добыты. Эти же минералы очень часто встречаются на алмазах из россыпей и коренных месторождений России. На гранях бразильских алмазов обнаружены фрагменты 26 видов металлических пленок: Au-Ag-Cu , Ag(Cl) , Fe , Ni , Ti , Fe-Cr , Fe-Cr-Mo , Fe-Zn , Ni-Fe , Fe(Cd) , Fe-Zn-Mg , Sn-Fe , Fe-Ni-Cu , Cr-Fe-Ni , Fe-Cu , Fe(Ni,Pt) , Zn , Pb , Al , Cu , Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu-Zn-Sn , $(\text{Ce,L a,Nd,A l,C a})_2\text{O}_3$, Zr-Yb , $(\text{Ce,Nd,L a,Y})_2\text{O}_3$. В составе природных сплавов изученной коллекции в самородном виде найдены 23 металла. Подчеркнуты одиннадцать видов, встреченные только в Бразилии. Наиболее распространенный вид металлической пленки – интерметаллид Fe-Cr с 10–16 % Cr . Размеры выделений металлов 3–40 мкм. Характерные формы выделения металлов приведены на рис. 4. Таким образом, список металлов, интерметаллидов и природных сплавов на природных алмазах (табл.4) Азии, Европы, Южной Америки возрос на одиннадцать видов и теперь насчитывает 47. Он пополнился за счет самородного алюминия, сплавов металлов группы железа с цветными металлами, редкоземельных сплавов, последние очень неустойчивы и быстро преобразовываются в оксиды и флоренсит.

Интересными находками оказались (характерные и для российских алмазов) выделения солей следующего состава: NaCl , KCl , $(\text{Na,K})\text{Cl}$, $(\text{K,Na})(\text{Cl,CO}_3)$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{Fe,Zn,Al}(\text{Cl,SO}_4,\text{PO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{K,Ca}(\text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Они появляются на поверхности кристаллов при вакууммировании, при этом растрескиваются близповерхностные жидкие включения, из которых мгновенно кристаллизуются вышеуказанные соли. Характерные формы выделения солей приведены на рис. 5.

Выделены битумоиды из близповерхностных включений в алмазах. Ранее такие наблюдения никем не проводились. Битумы отмечаются в семи группах из десяти. Форма выделений овальная, округлая, в виде почек, полусфер, тяжей. В них отмечаются только K , Cl , S , P , низкие суммы в пределах нескольких процентов, остальное приходится на C и H – эти элементы микроскопом не определяются. Возможно, битумоиды – законсервированные в приповерхностных частях алмаза мелкие включения, содержащие мантийные углеводороды. Эти находки указывают на то, что материалом для синтеза

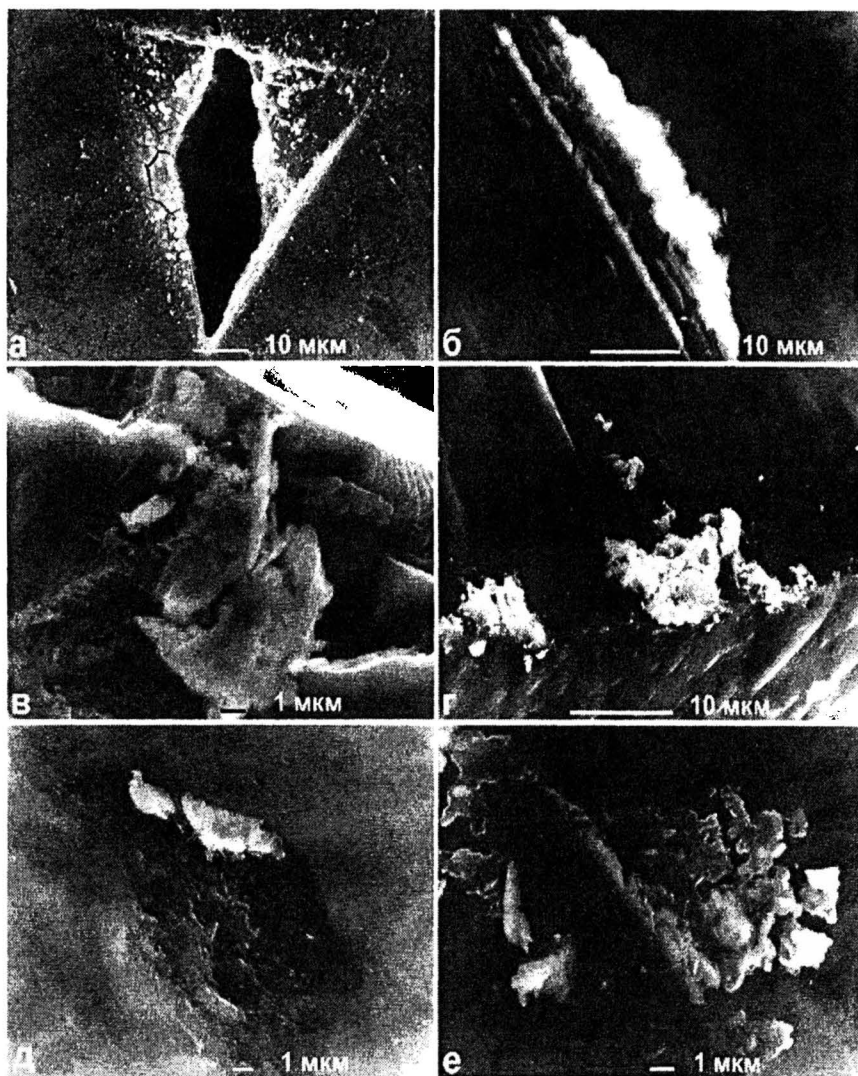


Рис.4. Электронно-микроскопическое изображение бразильских алмазов при большом увеличении. Выделения солей на гранях алмазов при их вакууммировании: а – $J_{2-2} - (Na,K)Cl$, б – $J_{1-2} - (K,Ca)(SO_4) \cdot nH_2O$, в – $J_{9-4} - Fe,Al(Cl,SO_4,PO_4) \cdot nH_2O$, г – $J_{1-2} - Al$ в $NaCl$, д – $J_{1-2} - (K,Ca)(SO_4) \cdot nH_2O$, е – $J_{10-2} - Ni, Pb$ в $NaCl$

Таблица 4

Виды металлических пленок на алмазах различных месторождений и акцессорные самородные минералы ультраосновных и других пород

Месторождения, горные породы	Виды металлических пленок и включений	Число видов
Металлические пленки на поверхности алмазов		
Южный участок месторождения Ичетью (56 крист.) [9, 10]	Ag, Au, Au ₇ Ag, AuCuAg, Cu ₅ Au ₃ Ag, AuCuHgPd, Au ₂ Pd ₃ , Cu ₃ Sn, Cu ₃ Zn ₂ , Pb, Sn, Bi, Ta, Fe, Ti, Fe ₇ Cr, Fe ₇ Cr ₂ Ni, W-Mo	18
Золотокаменный участок м-ия Ичетью (26 крист.)	Au ₂ Pd ₃ , Cu ₅ Au ₃ Ag, Cu, Zn, Cu-Zn, Zn-Cd(S), Pb, Sn, Pb-Sn, Pb-Sn-Cu(Au), Fe, Ni, Ni-Fe, Ti, Ti-Fe	15
Сидоровский участок м-ия Ичетью (8 крист.)	Ag, Pb-Sn, Fe, Ti, W(Mo)	5
Кимберлитовая трубка им. М.В. Ломоносова (16 крист.)	Ag (Ag ₂ S), Cu (CuS), Cu ₃ Zn ₂ , Cu-Sn-Pb, Zn.Pb (PbS), Pb-Sn, Sn-Pb, Fe, Fe-Cr, Cr, Fe-Ni, Ni, Ni-Fe, Ti	15
Кимберлитовая трубка им. XXIII партсъезда (10 крист.)	Ag (Ag ₂ S), Cu ₅ Au ₃ Ag, Cu, Cu-Zn, Fe, Fe-Cr, Fe-Ni, Ni, Fe-Sn, Ti, Zn, Zn-Mg, Zn-Cr-Mg, W-Ni(Mo)	14
Красновишерский район Пермская обл. (14 крист.) [9]	Cu(CuS), Cu ₂ Zn, Sn-Cu-Pb(Au), Zn, Pb(PbS), Sn, Pb-Sn, Fe, Fe-Cr	9
Пленки на бразильских алмазах из кимберлитового поля Жуина (25 крист.)	Au-Ag-Cu, Ag(Cl), Fe, Ni, Ti, Fe-Cr, Fe-Cr-Mo, Fe-Zn, Ni-Fe, Fe(Cd), Fe-Zn-Mg-Mn, Fe-Ni-Cu, Sn-Fe, Cr-Fe-Ni, Fe-Cu, Fe(Ni,Pt), Zn, Pb, Al, Cu, Cu ₂ Zn, Cu ₃ Zn ₂ , Cu-Zn-Sn, (Ce,La,Nd,Al,Ca) ₂ O ₃ , Zr-Yb ₂ (Ce,Nd,La,Y) ₂ O ₃	26
Включения в алмазах и карбонадо		
Включения в алмазах и карбонадо [18]	Au, Ag, Cu, Fe, Ni, Cr, Fe-Cr, Fe-Ni, Ti, Ta	10
Коллекция бразильских карбонадо, штат Баия (10 образцов) [14, 15]	Пленки на поверхности – Au, Au-Ag, Sn, Bi, Pb-Cr, Fe, Ni, W, Fe ₇ Cr, Fe-Ni-Cr, Fe-Sn	11
	Включения – Au, Ag, Fe, Ti, Ni, Fe-Ni, Fe-Cr, Fe-Ni-Cr, Ni(Fe,Co), Ni-Cr, Sn-Cu, W(Fe,Cr,V)	12
Включения в породообразующих минералах и породах		
Самородные металлы в ореолах архангельских кимберлитовых трубок [19]	Au, Ag(S), Fe, Ni, W, Fe-Cr, Fe-Ni, Fe-Ni-Cu, Fe-Ni-Cr, Ni-Cr-Fe-W-Mo, Fe-Mn-Si, Cu-Ni, Cu-Ni-Sn(Fe), Cu-Sn, Cu-Zn, Cu-Zn-Sn, Cu-Zn-Ni, Cu-Al, Cu, Sn, Zn, Pb, Pb-Sb, Pb-Cu-Zn	24
Полярноуральские альпинотипные ультрабазиты [7]	Ag, AgIn ₂ , Cu-Au, Pt-Ir, Ru-Os-Ir, Os-Ir, Cu, Bi, Pb, Cu-Ag, Cu ₂ Zn, Bi-Pb, Al, Fe, Fe-Ni	14
Сибирские кимберлиты [16, 17]	Au, Cu, Zn, Sn, Pb, Al, Cu-Zn, Cu-Zn-Sn, Cu ₂ Sb, Cu ₆ Sb ₅ , SnSb, Fe, Cr, SiC	14
Камчатские концентрически-зональные ультрабазиты [21]	Ag, Au, Pt ₃ Fe, Cu ₂ Zn, Pb, Sn, Bi, Pb-Bi	8

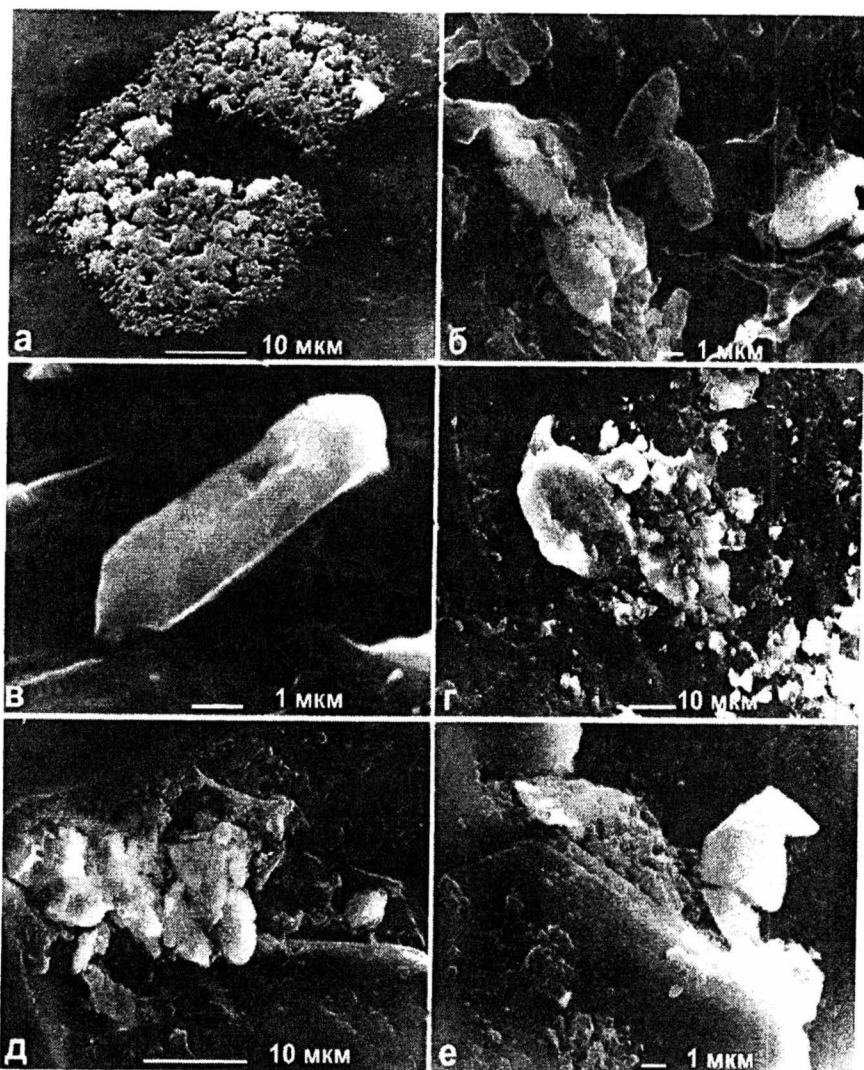


Рис.5. Электронно-микроскопическое изображение бразильских алмазов при большом увеличении.

Фрагменты металлических пленок в отрицательных формах рельефа на гранях алмазов: а – $J_{9,3}$ – Ce-La-Nd-Y, б – $J_{1,3}$ – Ti, в – $J_{5,2}$ – Fe-Cr, г – $J_{9,1}$ – Au-Ag, д – $J_{4,1}$ – Fe, е – $J_{8,1}$ – Cu-Zn

алмаза могли служить углеводородные флюиды из дегазирующей мантии, которые могли восстанавливать самородные металлы из силикатов.

Минеральные примазки и включения на тиманских и архангельских алмазах

На поверхности тиманских и архангельских алмазов обнаружены разнообразные примазки (табл.5). При вакууммировании кристаллов алмаза из канальцев выбрасываются и тут же кристаллизуются скелетные кристаллы двойной соли (K,Na)Cl. Кроме того, на полированных спилах вишерских алмазов диагностированы оливин, энстатит, хромдиопсид, кианит, циркон, коэсит, ставролит.

Таблица 5

*Минеральные примазки и включения на алмазах
Восточно-Европейской алмазоносной провинции*

Примазки, включения	Южный Тиман. Вишерские россыпи	Средний Тиман м-ие Ичетью	Архангельская тр. Ломоносовская
Первичные	Оливин, энстатит, диопсид, хромшпинелиды, флогопит, кианит, ставролит, циркон, коэсит, сульфиды, графит	Санидин, слюды, пироп-альмандин, коэсит, Nd-перовскит, ильменит, сульфиды, графит	Оливин, энстатит, пижонит, жадеит, сульфиды, графит
Вторичные	Хризотил, магнетит, сульфаты Fe, кварц, кальцит, гипс, KCl, (Na,K)Cl	Флоренсит, рутил, анатаз, хлорит, каолинит, гидрослюда, кварц, KCl, (Na,K)Cl	Сапонит, хризотил, гидрослюда, кальцит, гипс, сульфаты Fe, Cr, барит, KCl, (Na,K)Cl

Вторичная минеральная ассоциация хризотил+магнетит, образующаяся по оливину и энстатиту, встречается на 80% поверхности кристаллов в виде примазок на алмазах из Красновишерского района. Серпентин-хризотил выделяется в форме характерных спутанно-волоконистых агрегатов. Наличие вростков хромпикотита и хромита на двух из кристаллов в ассоциации с хризотилом, а также находка на спиле включений хромдиопсида, энстатита и оливина говорят о том, что большая часть алмазов Красновишерского района образовалась в мантийном лерцолит-гарцбургитовом субстрате. На спиле одного из кристаллов обнаружено удлиненное включение (0.4 мм) мелкозернистой глубинной породы, состоящей из кианита, циркона, ставролита, (SiO₂) – коэсита (?). Оно свидетельствует, что некоторая часть кристаллов алмазов могла образоваться в мантийных эклогитах. Данные подтверждаются химическими составами и ассоциациями аксессуарных минералов-спутников, встречающихся вместе с алмазами: пироп-кноррингиты, хромшпинелиды и

другие минералы, характерные для ультраосновного субстрата, и пироп-альмандины, пикроильмениты – для эколгитового субстрата [10, 11].

В качестве примазок на алмаза из кимберлитов трубки им. М.В. Ломоносова обнаружены первичные минералы ультраосновного парагенезиса – оливин, энстатит, пижонит, жадеит; вторичные минералы – серпентин-хризотил, гидрослюда, гипс, кальцит, барит, SiO_2 , выбросы из каналовцев солей $(\text{Na}, \text{K})\text{Cl}$, сульфата железа и хрома.

Наборы минеральных примазок на алмазах и включений в них для разных коллекций несколько отличаются. При этом по первичным минералам-индикаторам установлено большее сходство вишерской и ломоносовской коллекций. Получены убедительные свидетельства того, что большая часть алмазов вишерской и ломоносовской коллекций сформировалась в мантийных породах ультраосновного (гарцбургит-лерцолитового) парагенезиса, и лишь небольшая часть содержит включения минералов основного эколгитового парагенезиса. Сильно отличаются от них кристаллы среднетиманских алмазов. В них пока обнаружены только минералы-индикаторы основного эколгитового парагенезиса. Отличаются кристаллы среднетиманской коллекции и по примазкам вторичных минералов, которые могут указать на вероятные коренные источники – породы-транспортеры алмазов из мантии. В этом парагенезисе присутствуют санидин, флоренсит, каолинит, хлорит-шамозит, гидрослюда и др., которые могут развиваться по ультракалиевым высокоглиноземистым породам. Флоренсит присутствует в качестве примазок на более чем 30% кристаллов коллекции. Соотношение легких редкоземельных элементов Ce, La, Nd во флоренсите резко отличается от соотношения этих же элементов в монацитах из промежуточных коллекторов, а значит, флоренсит не мог образоваться как вторичный минерал на алмазе уже в россыпях, следовательно, он минерал-индикатор породы-транспортера, предположительно лампроитоподобной магмы.

Впервые на небольшой серии бразцов определен изотопный состав углерода алмаза и карбонадо проявления Ичетью (Средний Тиман). Изотопный состав углерода тиманского карбонадо очень близок таковому бразильских карбонадо, его показатель $-20.25 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ находится примерно в середине выборки значений для всех карбонадо. Изотопный состав углерода алмаза проявления Ичетью оказался несколько более легким: интервал значений изменяется от -13.62 до -16.31 при среднем $-15.24 \pm 1.43 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$. Результаты свидетельствуют о том, что среднетиманские алмазы проявления Ичетью сформировались в эколгитовом субстрате.

Обсуждение результатов

Можно предположить следующий механизм роста алмазов в мантии с участием расплавленных самородных металлов. Кристаллы алмаза зарождаются внутри капель расплавленного металла (рис. 6). Углерод прекрасно растворяется во многих металлах и нарастает на зародыш алмаза. С внешней стороны жидкой металлической мембраны углерод может поступать и путем

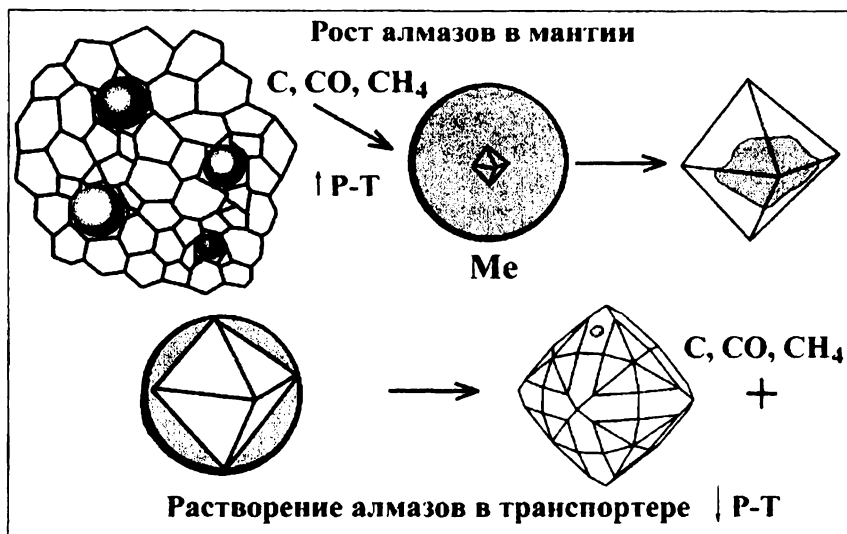


Рис.6. Модель кристаллизации и растворения алмаза в металлической мембране

растворения твердого графита, и путем поглощения из среды углеродсодержащего флюида (CO , CH_4).

Если считать, что алмаз возник на больших глубинах в мантии в результате твердотельной реакции графит $\rightarrow$ алмаз, на границе устойчивости этой пары при определенном сверхвысоком давлении, следует констатировать, что это могло произойти одноактно, приблизительно одновременно с образованием самой планеты Земля. В этом случае алмаз – самый древний минерал на Земле. Весь графит, содержащийся в протопланетном веществе, должен был в определенное время в результате фазовой реакции преобразоваться в алмаз. И в мантии на глубинах ниже 120–150 км не должно быть графита, а существует только алмаз.

Картина будет иной, если принять гипотезу о том, что алмаз растет через металлическую мембрану, в которой может растворяться углерод, как в твердом виде, так и в виде разнообразных газов, содержащихся в мантийном флюиде. Известно, что происходит постоянная дегазация водородно-углеродного флюида из нижней мантии и ядра Земли, тогда алмаз может иметь самый разный возраст, вплоть до того, что образуется в мантии прямо сейчас. Водородно-метановый флюид обладает способностью восстанавливать из силикатов металлы, образующие разнообразные по размеру и составу расплавленные капли (железа, никеля, хрома, кальция, магния и любые другие), в которых, в свою очередь, растворяется углеродистый газ. Растворяясь в капле металла, углерод служит строительным материалом для роста алмаза. Содержащийся во флюиде азот имеет разную растворимость в разных

металлах. Поступая в кристаллизационную среду импульсами, он создает концентрическую зональность в алмазе, наблюдаемую с помощью катодолюминесценции.

Скорее всего, рост кристаллов алмаза будет продолжаться пока толщина пленки не истончится до некоторого предела – предположительно до 0.1 мкм в случае с золото-палладиевым сплавом и, возможно, до 1 мкм для пленок переходных металлов группы железа и полиметаллов. А дальше сплошность пленки может нарушиться (или растворимость в ней углерода резко снизится), и рост кристалла алмаза прекратится. Можно рассчитать диаметр капли сплава, которая могла бы послужить затравкой для роста, например, двухкратного кристалла алмаза. При конечной толщине пленки 0.1 мкм диаметр первичной капли расплавленного золото-палладиевого сплава составит 0.28 мм, а при толщине 1.0 мкм соответственно – 0.58 мм. Можно рассчитать размеры других капель, необходимых для роста кристаллов любой величины [9, 10]. Таким образом, для роста алмаза величиной с «Куллинан» потребуется капля золото-палладиевого сплава диаметром от 2 до 4 мм и весом не больше 0.5 г.

В случае зарождения алмазов в мантии в относительно крупных каплях металла (диаметром более 5 мм) и при их длительной закалке в условиях ниже границы устойчивости графит – алмаз или при медленном выдвигении их в кимберлитовом процессе, они окажутся неустойчивыми. Например, при выдвигении ультрабазитовых массивов из мантии в кору, алмазы в металлической оболочке могут полностью раствориться в том же металле, превращаясь в карбиды и другие углеродистые соединения, в том числе и газы. При этом следов первичного нахождения в породе алмаза можно просто не обнаружить.

Таким образом, оптимальный размер мантийных капель самородных металлов и их сплавов для зарождения и синтеза алмазов может находиться в пределах от 50 мкм до 3 мм. Необходимым условием сохранности алмазов является их быстрая доставка из мантии в кору, а это возможно только в диатремах.

Наиболее устойчивы к коррозии пленки благородных металлов. Свидетельством более раннего возникновения металлических пленок на алмазах, чем это могло бы произойти в гипергенных или гидротермальных условиях в россыпях, являются царапины, собирание пленок в гармошки и другие следы соскабливания пленок при транспортировке, в том числе и в кимберлит-лампроитовом транспорте.

Экспериментально доказано, что при вторичном прогреве и закалке кристаллов алмаза при температурах ниже границы устойчивости алмаз-графит металлические пленки реагируют с веществом алмаза, растворяя его. При этом на поверхности алмаза образуются каверны, оспины, ямки травления [25]. Подобная гранная скульптура обнаружена на алмазах с остатками металлических пленок разнообразного состава и в бразильской коллекции. Металлические включения в объеме алмазов при прогреве диффундируют на

поверхность и образуют характерную систему черепитчатых трещинок. Мгновенные повышение температуры и снижение давления при стрессовых процессах, возможные при быстром подъеме и образовании кимберлитовых и лампроитовых диатрем, могли привести к растрескиванию и разрушению кристаллов многих алмазов. Причиной тому могли стать металлические включения в алмазах, которые имеют более высокие коэффициенты температурного расширения, чем сам алмаз. При дополнительном прогреве такие кристаллы алмазов разлетаются на осколки.

Прямым доказательством плодотворности гипотезы роста алмазов в природе через металлические мембраны являются находки включений этих же металлов в самом алмазе [6, 21]. В кристаллах алмаза и карбонадо [19] обнаружены мелкие (~ 1 мкм) включения переходных металлов группы железа и благородных металлов (табл.4). Включения полиметаллов обнаружены в алмазах китайские ученые.

В металлах растворимость углерода на несколько порядков выше, чем в силикатах и даже сульфидах. Поэтому, вполне вероятно, что не только уже обнаруженные нами виды металлов, но и некоторые другие металлы, такие как алюминий, магний, кальций, индий, кадмий, натрий, калий, редкоземельные и редкометалльные, находятся в мантии в самородном виде, образуя пленки на алмазах и других минералах, а при внедрении в близповерхностные слои земной коры окисляются и преобразуются в оксиды, силикаты, фосфаты, сульфиды и другие соединения.

Наши коллеги [3], изучавшие другую коллекцию бразильских алмазов из современных россыпей р.Макаубас (штат Минас Жерайс), не обнаружили металлических пленок на кристаллах алмаза. Это объясняется тем, что алмазы той коллекции, вероятно, находятся на значительном расстоянии от своих коренных источников, поэтому в процессе многочисленных перемывов пленки на алмазах были полностью стерты. Так, сохранившиеся фрагменты металлических пленок на алмазах будут косвенно указывать на относительную близость коренных источников.

Выводы

Установлены черты сходства и различия алмазов Восточно-Европейской и Бразильской провинций.

Прослежен эволюционный ряд ростовых габитусных форм алмазов уральско-бразильского типа, кристаллизующихся при снижающихся параметрах среды в мантии. После плоскогранных ростовых форм октаэдра и кубооктаэдра следуют кривогранные формы роста, а не только растворения: (111) → (111+100) → (065, 365).

На гранях бразильских алмазов обнаружены фрагменты 26 видов металлических пленок, из них 11 новых видов встречено только в Бразилии. Наиболее распространенный вид – интерметаллид Fe₇Cr.

На вишерских алмазах установлены металлические пленки девяти видов. Из них наиболее распространены природные бронзы – сплавы

Sn–Cu–Pb(Au). Недавно находки металлических пленок на уральских алмазах встречены другой группой исследователей [1].

На срединетиманских алмазах обнаружены 27 видов металлических пленок, наиболее часто встречаются пленки благородных металлов, а среди них интерметаллид Au_2Pd_3 .

Открытие пленок самородных металлов на природных алмазах позволяет сформулировать важные генетические выводы и следствия.

1. Наличие металлических пленок (сорок семь видов) на природных алмазах, совпадающих по морфологии и в некоторых случаях близких по составу с металлическими пленками на искусственных кристаллах алмаза Fe–Ni–Mn, Cu–Zn, раскрывает механизм природного алмазообразования – рост алмазов из раствора углерода в расплаве металлов: углерод (C , CH_4 , CO , CO_2) $\rightarrow$ Me $\rightarrow$ алмаз. Толщина пленок металлов от долей до первых микронов достаточна для осуществления природного синтеза углерод – алмаз.

2. Сохранение металлических пленок на поверхности алмазов в отрицательных формах рельефа (в кавернах, ямках травления) свидетельствует о том, что при изменении равновесных P–T условий растворение алмазов также происходит через металлические мембраны.

3. Самородные металлы, их сплавы и интерметаллиды – это новый класс сингенетичных минералов-спутников алмаза.

4. Фрагментарность покрытия и следы превращений металлических пленок в другие минеральные формы свидетельствуют об агрессивности среды (Cl, S, O, P и др.) во время транспортировки алмазов от мест их образования в мантии до земной поверхности, поэтому часть пленок, особенно на гладкогранных кристаллах могла быть уничтожена. Сохранившиеся фрагменты сингенетических металлических пленок на алмазах из россыпных месторождений косвенно указывают на близость коренных источников.

5. От размеров капель самородных металлов в конкретном месте мантии будет зависеть крупность кристаллов алмаза в диатремах (кимберлитовых, лампроитовых), интродуцировавшихся из этого участка мантии, а также в россыпях вблизи коренных источников.

6. Габитусные формы алмазов конкретного месторождения зависят от вида металлических пленок, из которых рос алмаз. Мембраны неустойчивых металлов (щелочных, щелочно-земельных), быстро окисляющихся и переходящих в другие минеральные формы, в процессе транспортировки исчезнут и будут способствовать сохранению высокотемпературной октаэдрической габитусной формы алмазов. Устойчивые к окислению металлы (в виде жидких пленок) при снижении P–T параметров среды будут взаимодействовать с алмазом, растворяя его в кимберлитовой (лампроитовой) магме. Частичное растворение алмазов приведет к накоплению кривогранных форм – кубоидов (гексаэдроидов), комбинационных и октаэдроидов.

Авторы выражают искреннюю признательность руководству организаций, предоставивших алмазы для исследования, сотрудникам Института геологии В.Н. Филиппову, С.И. Исаенко, В.П. Лютоеву, Ю.В. Глухову,

Б.А. Макееву, В.И. Ракину, Г.Н. Каблису, а также сотрудникам МГУ С.К. Обыдену и В.Г. Сапарину, принявшим участие в изучении кристаллов алмаза и его минералов-спутников. Особая благодарность – бывшему директору-президенту Геологической Службы Бразилии – СПРМ, доктору Carlos Oití Berbert, заведующему региональным управлением СПРМ в Штате Рондония геологу Rommel da Silva Souza, бывшему мэру и основателю города Жуина инженеру Hilton de Campos, горному инженеру N.S.E. Nagalyi и технику Ildemar Dias de Souza за всестороннюю помощь при проведении полевых работ в 1989, 1993–1996 гг., а также Национальному Совету по научному и технологическому развитию (CNPq) Бразилии за постдокторскую стипендию при Федеральном Университете Оуро Прето, Минас Жерайс (Бразилия), грант 300200-93-5 (NV).

Библиографический список

1. Алмазы из эксплозивных брекчий на Среднем Урале / В.И. Силаев, И.И. Чайковский, В.И. Ракин и др. // Углерод: минералогия, геохимия и космохимия. Матер. Междун. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С.39–41.
2. Алмазы Среднего Тимана / А.Б. Макеев, В.А. Дудар, В.П. Лютоев и др. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.
3. Алмазы современных россыпей в бассейне реки Макаубас (Бразилия) / В.А. Петровский, В.И. Ракин, И. Карфункель и др. // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 15–43. (Труды Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 115).
4. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524с.
5. Включения в алмазе и алмазоносные породы / В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, А.С. Марфунин и др. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
7. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
8. Он же. Интервью с алмазом – новая гипотеза образования природных алмазов // Вестник Института геологии. 2000. №4. С. 25–30.
9. Он же. Пленки самородных металлов на алмазах и их генетическое значение // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2001. №30. С.66–92. (Труды Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып.107).
10. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
11. Минералогия, состав включений и катодоллюминесценция карбонадо из штата Бая, Бразилия / А.Б. Макеев, В. Иванух, С. К. Обыден и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, №2. С. 99–115.
12. Макеев А.Б., Макеев Б.А. Новые данные об алмазах и минералах спутниках Тимана. Сыктывкар, 2000. 32 с. (Научные доклады / Коми науч. центр УрО РАН; Вып. 424).
13. Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А. Кристалломорфология и состав минералов-спутников месторождений алмаза Рассольнинское и Волюнка (Полюдов Кряж, Пермская область) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 6. С. 527–546.

14. *Макеев А.Б., Филиппов В.Н.* Металлические пленки на природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // Докл. РАН, 1999. Т. 368, №6. С. 808–812.
15. Минералогическая характеристика бразильских карбонадо из штатов Бая и Минас Жерайс / *А.Б. Макеев, В.Н. Филиппов, С.К. Обыден* и др. // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещ. Сыктывкар, 2001. С. 162–165.
16. *Олейников О.Б.* Самородное минералообразование в кимберлитовом процессе // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 51–86.
17. Он же. Самородные металлы в породах кимберлитовых тел Якутии и их генезис // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 84–102.
18. Первые находки самородных металлов Cr, Ni и α -Fe в карбонадо из алмазных месторождений Якутии / *А.И. Горшков, С.В. Титков, А.В. Сивцов* и др. // Геохимия. 1995. №4. С. 588–591.
19. Самородные металлы в ореолах кимберлитовых трубок Архангельской алмазносной провинции / *А.Б. Макеев, В.К. Соболев, С.И. Кисель* и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 385, №5. С. 667–681.
20. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н.* Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика. 1981. №12. С. 25–29.
21. Структура, состав и минералогия дунитов Гальмознанского платиноносного массива (Корякское нагорье) / *А.Б. Макеев, В.С. Полянин, Т.А. Полянина* и др. // Золото, платина и алмазы Республики Коми: Материалы Всерос. конф. Сыктывкар, 1998. С. 111–112.
22. *Трофимов В.С.* Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980.
23. *Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Соболев В.Н.* Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: экспериментальные данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380, №5. С. 656–660.
24. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
25. *Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М.* Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 197 с. (Тр. / НИЦ ОИГГМ. Вып. 836).
26. *Ellis D. & Green D.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 71. P. 13–22.
27. *Gasparik T.* Diopside – jadeite joint at 16–22 GPa // Phys. Chem. Minerals. 1996. Vol. 23. P. 476–486.
28. *Haralyi N.S.E.* Os diamantes de Juína, Mato Grosso. In: // Principais Depósitos Minerais do Brasil. Gemas e Rochas Ornamentais. Brasília: DNPM-CPRM, 1991. Vol. IV. Parte A. P. 155–160.
29. *Harris J.W., Harte B. & Boyd S.R.* A high-chromium corundum (ruby) inclusion in diamond from the São Luiz alluvial mine, Brazil // Mineral Mag., 1994. Vol. 58, № 3. P. 490–493.
30. *Harris J.B., Hutchinson M.T., Hursthouse M., Light M. & Harte B.* A new tetragonal silicate occurring as inclusions in lower-mantle diamonds // Nature. 1997. Vol. 387. P. 486–488.
31. *Harte B. & Harris, J.W.* Lower mantle mineral associations preserved in diamonds // Mineral Mag., 1994. Vol. 58 A. P. 384–385

32. Harte B., Hutchinson M.T. & Harris J.W. Trace elements characteristics of the lower mantle: study of inclusions in diamonds from São Luiz // *Ibid.* P. 386–387.
33. Harte B., Hutchinson M.T., Lee M. & Harris J.W. Inclusions of (Mg, Fe)O in mantle diamonds // VIth Int. Kimb. Conf. Extended Abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 308–310.
34. Hutchinson M.T., Cartigny P. & Harris J.W. Carbon and nitrogen compositions and physical characteristics of transition zone and lower mantle diamonds from São Luiz, Brazil // *Proceedings VIIth Int. Kimb. Conf.* Vol. 1. Goodwood (South Africa): National Book Printers, 1999. P. 372–382.
35. Hutchison M.T., Hursthouse M.B. & Light M.E. Mineral inclusions in diamonds: associations and chemical distinctions around the 670-km discontinuity // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. Vol. 142. P. 119–126.
36. Irifunet. & Ringwood A.E. Phase transformations in primitive MORB and pyrolyte compositions to 25 GPa and some geophysical implications // *High Pressure Research in Mineral Physics.* Tokyo: TERRAPUB, 1987. P. 231–242.
37. Irifunet, Koizumi T. & Ando J.-I. Na experimental study of the garnet-perovskite transformation in the system $\text{MgSiO}_3 - \text{MgAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ // *Phys. Earth Planetary Interiors.* 1996. Vol. 96. P. 147–157.
38. Iwanuch W. & Kondo M.M. Estimativa preliminar do potencial diamantífero primário do pipe Juína-2, Campo Kimberlítico de Juína, Juína-MT, com base na composição química e feições superficiais de granadas mantélicas // II Simpósio Bras. Geol. Diamante. Programa, Resumos, Palestras e Roteiro de Excursão. Cuiabá-MT:UFMT- Publicação Especial, 1997. P. 24.
39. Iwanuch W. & Bogacheva E.I. Características morfológicas e físicas dos diamantes do Campo “Kimberlítico” de Juína, Juína, MT–Dados preliminares // VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus-AM: Soc. Bras. Geol. Núcleo Norte, 1999. P. 539–542.
40. Jeanloz R. & Thompson A. Phase transformations and mantle discontinuities // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1983. Vol. 21, № 51. P. 74.
41. Leal S.W.L., Silva G.H., Santos D.B. dos, Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandez C.A.C. & Pinto A.do C. Geologia // *Folha SC.20 Porto Velho.* (levantamentos de Recursos Naturais. Vol. 16). Rio de Janeiro: DNPM. Projeto Radambrasil, 1978. P. 21–184.
42. Oliveira A. de M. & Miranda J. GDiamantes. Histórico da produção de Juína (MT) // *Brasil Mineral.* 2000. Vol.186. P. 24–25.
43. Santos J.O.S. & Loguercio S.O.C. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis- Alto Xingu // *Geologia do Brasil.* DNPM-MME, 1984. P. 121–122.
44. Silva G.H., Leal S.W.L., Montalvão R.M.G. de, Bezerra P.E.I., Pimenta O.N. dos S., Tassinari C.C.G. & Fernandez C.A.C. Geologia // *Folha SC.21 Juruena.* (levantamentos de Recursos Naturais. Vol. 20). Rio de Janeiro: DNPM. Projeto Radambrasil, 1980. P. 21–116.
45. Superdeep deamonds from the Juína area, Mato Grosso State, Brazil / F.V. Kaminsky, O.D. Zakharchenko, R. Davies et. al. // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. Vol. 140, № 6. P. 734–753.
46. Wilding M.C., Harte B. & Harris J.W. Evidence of asthenospheric source for diamonds from Brazil // 28th Int. Geol. Congres. Abstracts. Washington D.C., 1988. Vol. 3. P. 359–360.

СОСТАВ, ОНТОГЕНИЯ И ГЕНЕТИКО-ИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ КСЕНОМИНЕРАЛЬНЫХ ПРИМЕСЕЙ В АЛМАЗАХ

Существует значительный прогресс в толковании сингенеза алмазов, но при этом есть громадный пробел знаний об истории их эпигенеза. Именно поэтому и возникает множество сомнительных или вообще необоснованных онтогенетических суждений.

История эпигенеза алмазов ярко отражается в составе и строении наложенной на них минерализации, представленной поверхностными пленками и спорадической вкрапленностью фаз во внешней телесной области кристаллов. В качестве объектов наших исследований выступили двойник в форме выпуклогранного додекаэдроида и довольно крупный алмазный обломок, извлеченные из флюидизатно-эксплозивных карбонатных брекчий одного из алмазопоявлений Среднего Урала. Морфология и состав ксеноминеральных примесей были изучены на аналитическом электронном микроскопе JSM 6400, оснащенный энергетическим и волновым спектрометрами.

Естественная поверхность исследуемого двойникового кристалла фрагментарно покрыта тонкой пленкой, выделяющейся под растровым электронным микроскопом в виде пятен неправильной формы. Размер таких пятен – от 20 до 200 мкм. Толщина пленки составляет 5–10 мкм. Примечательно, что упомянутые пленки покрывают практически все формы гранного рельефа, включая и плоскодонные каверны, образованные в результате позднего эпигенетического травления алмаза. На поверхности алмазного обломка аналогичные образования тяготеют к ребрам форм усталостного рельефа. При стативании исследуемых кристаллов обнаружилось, что под пленками находится приповерхностный горизонт (20–25 мкм), насыщенный субмикронными металлическими частицами. Глубже наблюдаются единичные металлические включения (0.5–2 мкм), приуроченные к микрокавернозным участкам алмаза.

В результате проведенных исследований в составе эпигенетической минерализации, обнаруженной на поверхности и внутри алмазов, были установлены до 30 минералов, представляющих практически все типы и классы современной кристаллохимической номенклатуры.

Наиболее ранними эпигенетическими образованиями на поверхности алмазов являются *селадонит*, *флогопит* и железистые *хлориты*. Эти минералы наблюдаются в форме пластинчатых индивидов (20–40 мкм при толщине до 7 мкм). Слюды не содержат титана, всегда обнаруживающегося, например, в так называемом "барофильном" флогопите [16]. Не исключено, что образование вышеупомянутых алюмосиликатов связано с постэксплозивным гидротермальным процессом.

В качестве эпигенетических сульфатов установлены *барит* состава $(\text{Ba}_{0.82}\text{Sr}_{0.06}\text{Ca}_{0.01}\text{Cu}_{0.06}\text{Zn}_{0.05})[\text{SO}_4]$ и *ангидрит* (возможно *гипс*) состава $(\text{Ca}_{0.85-0.87}\text{Mg}_{0.06-0.09}\text{Cu}_{0.03-0.04}\text{Zn}_{0.02-0.03})[\text{SO}_4]$. Из фосфатов достоверно определен Cu-содержащий *панетит*, а из карбонатов – *доломит* и *кальцит*. Последний иногда наблюдается в форме фитоморфоз, размеры, морфология и анатомическое строение которых позволяет их отнести к продуктам минерализации одноклеточных водорослей предположительно позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

Наиболее редкими из кислородных соединений в исследуемых пленках являются фазы, представленные единичными зёрнами неупорядоченных S - As - содержащих оксидов железа. Средний состав таких образований может быть определен как $0.8\text{FeO} \cdot 0.06\text{CuO} \cdot 0.05\text{ZnO} \cdot 0.04\text{SO}_3 \cdot 0.05\text{As}_2\text{O}_3$.

Распространены среди эпигенетических ксеноминеральных примесей металлические *самородные* фазы, уже неоднократно отмечавшиеся в непосредственной связи с алмазами [2, 5, 6, 10, 11, 15]. В пленках такие фазы зафиксированы в форме комковатых или пластинчатых частиц размером 1–5 мкм. По составу это, прежде всего, самородный *никель* $\text{Ni}_{0.93-0.96}\text{Fe}_{0.01-0.04}\text{Cu}_{0.0-0.02}\text{Zn}_{0.0-0.01}$ и твердый раствор состава $\text{Ni}_{0.62}\text{Fe}_{0.34}\text{Cu}_{0.02}\text{Zn}_{0.02}$. Последний в рамках соответствующего бинарного ряда отвечает промежутку между структурно упорядоченными интерметаллидами – *аваруитом* и *тетратэнитом*. Кроме того, в пленках установлены единичные зёрна Sn-содержащей *меди* и высокопробного *золота*, а также самородного *алюминия* с примесью Fe, Mn и Cu.

В форме включений внутри алмазов выявлены *Pb-Sn фазы*, по составу охватывающие большую часть диапазона соответствующих твердых растворов. Показательно, что в ассоциирующихся с алмазами свинцово-оловянных фазах отсутствует сурьма, которая практически всегда обнаруживается в подобных смесях, имеющих эндогенное происхождение [8, 12, 13]. Последнее обусловлено тем, что с достижением температуры 150–200°C в свинцово-оловянных смесях начинает растворяться сурьма, что приводит к образованию тройной системы Pb–Sn–Sb. Следовательно, отсутствие сурьмы в составе рассматриваемых нами Pb–Sn твердых растворов свидетельствует об их образовании при температуре, характерной именно для условий экзогенного минералообразования.

Кроме вышеупомянутых Pb–Sn твердых растворов в исследуемых алмазных кристаллах обнаружены единичные включения самородного *вольфрама* и *Cu-Zn фаз* с существенной примесью свинца и олова: $\text{Cu}_{0.47-0.62}\text{Zn}_{0.27-0.37}\text{Pb}_{0.01-0.09}\text{Sn}_{0.01-0.14}\text{Ni}_{0.0-0.03}\text{Mn}_{0.0-0.03}$. Эти фазы в рамках современной номенклатуры могут быть интерпретированы как квазибинарный раствор Cu–Zn и Pb–Sn компонентов. Атомная пропорция Cu/Zn в этих образованиях варьирует в диапазоне 1.65–1.85, что соответствует промежутку между точками состава интерметаллидов Cu_2Zn и Cu_3Zn_2 . Примесный свинцово-оловянный компонент, рассчитанный на формулу $\text{Sn}_{0.5-0.7}\text{Pb}_{0.3-0.5}$, строго отвечает области неупорядоченных Pb–Sn твердых растворов.

В качестве халькогенных соединений выявлены *молибденит*, *галенит*, хлорсодержащий *джирит* состава $\text{Cu}_{1.59}[\text{S}_{0.95}\text{Cl}_{0.05}]$, и селенидосульфиды ряда *кадмоселит-гринокит*. Последние в связи с редкой встречаемостью в природе вызывают особенный интерес.

По данным микрозондового анализа доля селенида в обнаруженных кадмоселит-гринокитовых твердых растворах достигает 15 мол.%. Эти фазы содержат примесь ZnS в количестве до 2–8 мол.%. Как известно, растворение ZnS в CdS сильно лимитируется разнотекстурностью соответствующих минералов и поэтому может достигать значительных масштабов лишь при температуре более 800°C [3]. Отсюда следует, что рассматриваемый нами Zn-Se -содержащий *гринокит*, скорее всего, мог образоваться в экзогенных условиях.

Кроме вышеупомянутых халькогенных соединений в пленках на поверхности алмазов установлены единичные зерна *сульфида ртути* и ближе не идентифицированного *халькогенида* состава $(\text{Cu}_{1.51}\text{Zn}_{0.25}\text{Fe}_{0.12}\text{Ag}_{0.15})_{2.03}[\text{S}_{2.17}\text{Sb}_{0.43}\text{As}_{0.23}\text{Cl}_{0.14}]_{2.97}$.

Важнейшее значение имеет обнаружение в пленках на поверхности алмазов крайне необычных по составу и стехиометрии гибридных галидосульфидных фаз. Эти минералы строго приурочены к бактериальным палочко- и кокковидным формам (рис.1, а–в), характерным для цианобактерий [7]. Размер последних колеблется в пределах от 20–30 (кокки) до 100–150 (палочки) мкм. Замечено, что наибольшей концентрации минерализованные бактерии достигают в ямках и кавернах эпигенетического травления поверхности алмаза. Наблюдения показывают, что выявленные нами галидосульфидные фазы сначала возникали на поверхности бактерий в форме отдельных или агрегированных глобул размером 200–300 нм (рис.1, г). С возрастанием количества глобул они постепенно проникали внутрь клеток (рис.1, д–е), замещая в итоге органическую ткань во всем объеме бактерий (рис.2). Вся эта картина фактически полностью совпадает с описанием хода фоссилизации цианобактерий в некоторых горных породах [9].

Судя по энергодисперсионным рентгеновским спектрам, образованные по цианобактериям глобулярные фазы являются ртутисто-медными галид-сульфидными соединениями, в которых галоиды на 54–100 отн.% представлены йодом. В качестве примеси к йоду в них содержатся хлор или бром с хлором. Важнейшие тенденции химизма рассматриваемых галидосульфидов определяет конкуренция в их составе сульфидных минералов с галидными, иодида меди с сульфидом ртути, иодида с хлоридом.

Расчет атомных пропорций указывает на обнаруженные гибридные соединения как на бертоллиды, состав которых аппроксимируется, скорее, формулой $\text{Me}_{2-x}(\text{S}, \text{J}, \text{Cl}, \text{Br})$, чем формулой перрудита $\text{Me}_{1-x}(\text{S}, \text{Cl}, \text{J}, \text{Br})$. Все это дает основание сопоставить выявленные на поверхности исследуемых алмазов бертоллидные фазы с открытыми нами ранее иодидосульфидами [14]. На диаграмме химизма галид-сульфидных минералов рой точек состава исследуемых фаз накладывается на область метастабильной гомогенности иодидосульфидов, протягиваясь до конноды $\text{MeJ}-\text{Me}_2\text{S}$ (рис.3).

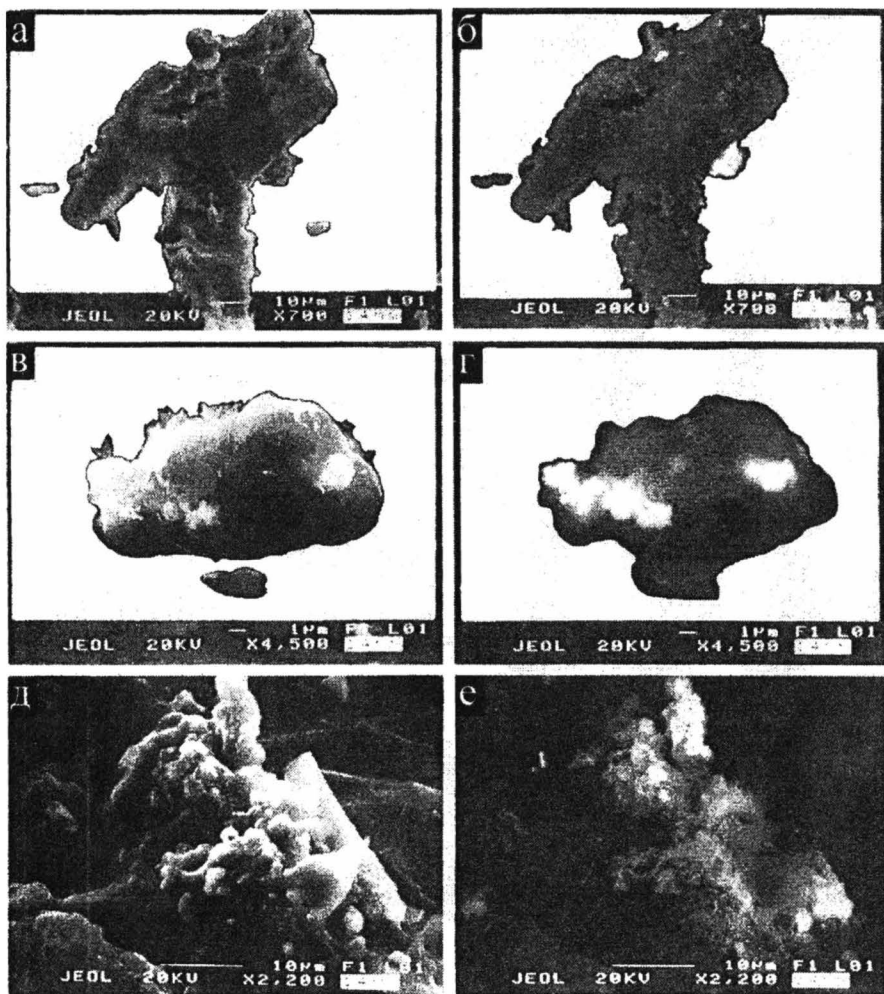


Рис.1. Развитие галидосульфидов по цианобактериям на поверхности алмаза: а – г – морфология бактерий и картины зарождения микроглобул галидосульфидных фаз на их поверхности; д – е – картины развития галидосульфидов по внутриклеточной бактериальной ткани. РЭМ-изображение в режимах вторичных (а, в, д) и упругоотраженных (б, г, е) электронов

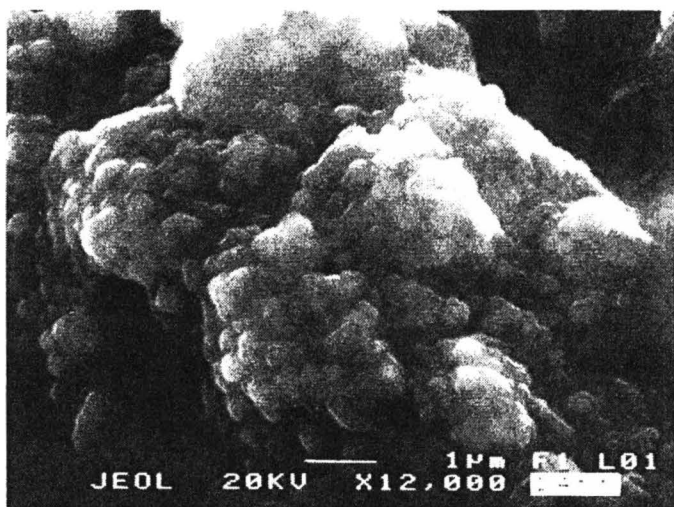


Рис.2. Полная псевдоморфоза галидосульфидов по цианобактериям. РЭМ-изображение в режиме вторичных электронов

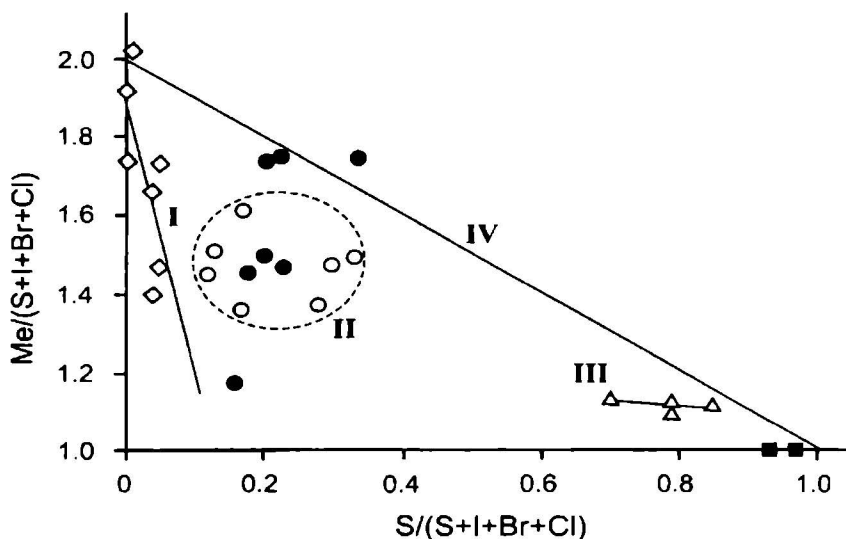


Рис.3. Химизм ртутисто-медных галидосульфидов в рамках системы гибридных галид-сульфидных минералов (незалитые ромбы, кружки и треугольники): I – иодосодержащие сульфиды; II – иодидосульфиды; III – сульфидоидиды; IV – теоретическая траектория изменения состава галид-сульфидных соединений одновалентных металлов. Залитые кружки и квадраты – точки состава соответственно галидосульфидов и медно-серебряного бромидида, обнаруженных на поверхности алмазов

Широким распространением в ксеноминеральных пленках пользуются и собственно *галиды*. Эти фазы наблюдаются в виде изометричных кристаллов и их агрегатов, рассеянных по всей поверхности алмаза. Размер отдельных частиц галидов от 0.5 до 10 мкм. По данным микронзондового анализа галидные минералы чаще всего представляют собой поликомпонентные твердые растворы среднего состава $0.41\text{CaCl}_2 \times 0.16\text{ZnCl}_2 \times 0.3\text{KCl} \times 0.13\text{CuCl}$. Катионы в выявленных соединениях только на 2/3 сложены элементами-гидрофилами (ильвин-гидрофилитовая часть), а на 1/3 – элементами-халькофилами. Помимо упомянутых выше поликомпонентных хлоридов на поверхности алмазов установлены также единичные зерна медно-серебряного бромидиодида, химический состав которого отвечает S-содержащему промежуточному члену ряда *иодаргирит-бромаргирит*.

Обнаружение на поверхности исследуемых алмазов галидных и галид-сульфидных минералов свидетельствует о вероятном участии в эпигенезе алмазоносных пород сред типа поровых элизонных или эпиталассогенных рассолов [1, 4].

Таким образом, проведенные нами исследования показали, что фактически каждый кристалл алмаза может рассматриваться как самодостаточная минеральная система, обладающая не только полнотой онтогенической информации, но и существенно отражающая историю алмазоносного геологического объекта.

Библиографический список

1. Богашова Л.Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформной минерализации // Геология рудных месторождений. 1987. №3. С.18–29.
2. Буланова Г.П., Заякина Н.В. Минеральная ассоциация графит–когенит–железо в центральной области алмаза из трубки им. 23 съезда КПСС // Докл. АН СССР. 1991. Т.317. № 2. С.706–709.
3. Васильев Е.К., Кочкин В.П., Патрова Н.Н. Образование твердого раствора (Zn, Cd)S при взаимодействии окислов и сульфидов цинка и кадмия // Рентгенография минерального сырья. 1964. № 4. С.84–87.
4. Витвицкий В.В., Естафьев В.П., Федькушов Ю.И. Образование гипса из хлоридных рассолов московского артезианского бассейна // Докл. АН СССР. 1982. Т.264. № 2. С.470–473.
5. Включения в поликристаллических и полупрозрачных природных алмазах по данным аналитической электронной микроскопии / А.И.Горшков, С.В.Титков, И.Д.Рябчиков, Л.В. Бершов // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. К 10-летию РФФИ. М.: Связь–Принт, 2002. Т.2. С.248–249.
6. К вопросу о "центральных" включениях в природных алмазах / Г.П.Буланова, А.В.Варшавский, Н.В.Лескова, Л.В.Никишова // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 704–710.
7. Калинин В.О. Геохимическая деятельность бактериальной колонии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 145–150.
8. Ковальский В.В., Олейников О.Б., Махотко В.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в кимберлитовых породах Якутии // Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск, 1981. Ч. 1. С.105–111.
9. Крылов И.Н., Орлеанский В.К., Тихомирова Н.С. Окремненные вешенные препараты // Природа. 1989. № 4. С. 73–78.

10. *Макеев А.Б.* Пленки самородных металлов на алмазах и их генетическое значение // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2001. С.66–92.
11. *Макеев А.Б., Филиппов В.Н.* Металлические пленки на природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // Докл. РАН. 1999. Т.368, №6. С.808–812.
12. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука. 1983. 286 с.
13. Самородное металлообразование в платформенных базитах / *Б.В. Олейников, А.В. Округин, М.Д. Томишин и др.* Якутск, 1985. 188 с.
14. *Силаев В.И., Филиппов В.Н., Сокерин М.Ю.* Галогенсульфиды меди в марганцевых палеолатеритах как результат гипергенной перегруппировки вещества // Докл. РАН. 1999. Т.368, № 6. С. 813–817.
15. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н.* Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика. 1981. № 12. С.25–29.
16. *Meyer H.O., Tsai H.-M.* Mineral inclusions in diamond: temperature and pressure of equilibration // Science. 1976. Vol. 4229. P.849–851.

Т.В. Харитонов
ФГУП «Геокарта-Пермь»

ПРИРОДНАЯ СОРТИРОВКА АЛМАЗОВ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

При транспортировке алмазов в россыпях их сортировка улучшается. Следовательно, степень сортированности алмазов является косвенным показателем относительной дальности их переноса.

Имеющийся материал. В распоряжении автора имелся материал по весам 8418 алмазов из россыпей западного склона Урала, от бассейна р. Белой до Колво-Вишерского края.

Материал россыпи сортируется по размерам, обратно пропорциональным плотности. Как известно, в россыпях Пермской области преобладают уплощенные и удлиненно-уплощенные алмазы, имеющие различные размеры по трем взаимно перпендикулярным осям, поэтому было решено использовать *эквивалентные диаметры* камней, т. е. диаметры алмазных шаров такого же веса, для чего был произведен пересчет весов алмазов на эквивалентные диаметры. По имевшимся в распоряжении материалам получены размеры от 0,5 до 11 мм, хорошо согласующиеся с данными ситовых анализов.

Разбиение совокупности на интервалы [1]. При построении статистических моделей исходные геологические данные используются в виде определенных совокупностей параметров, подвергнутых редукции, т.е. «свертке» данных, систематизированных (упорядоченных) и представленных в виде вариационного ряда. Имеющийся диапазон величин признака X делится на интервалы, количество (K) которых определяется по эмпирической формуле Штюргеса:

$$K = 1 + 3,322 \lg N$$

с округлением до большего целого, где N – объем выборки.

Длина каждого интервала согласно формуле Стерджесса будет равняться

$$l = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{K},$$

где $X_{\max}$ и $X_{\min}$ соответственно максимальное и минимальное значение признака X . Величину $X_{\max} - X_{\min}$ называют размахом выборки.

Для имевшейся совокупности было получено 14 интервалов с длиной 0,93 мм. Для простоты длина интервала округлена до 1 мм.

Выбор меры сортированности [4, 5, 6]. Для измерения степени сортированности осадков в литологии приняты несколько коэффициентов. Для их получения вначале строится кумулятивная кривая гранулометрического состава. На ней выбирают характерные точки с различной степенью обеспеченности, выраженной в процентах: 10, 25, 60, 75, 90. На оси абсцисс каждой из них соответствуют характерные диаметры: d_{10} , d_{25} , d_{60} , d_{75} , и d_{90} . Диаметры d_{25} и d_{75} называются квантилями и обозначаются соответственно как Q_1 и Q_3 . Широко распространены четыре коэффициента сортированности:

- 1) $S_0 = \frac{Q_3}{Q_1}$ – коэффициент сортированности Траска;
- 2) $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ – коэффициент сортированности Рухина;
- 3) $\eta = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ – коэффициент несортированности Хазена;
- 4) $S_p = \frac{d_{90}}{d_{10}}$ – коэффициент сортированности Фадеева.

Все четыре коэффициента являются следствием одних и тех же математических операций: 1) вычисляются проценты значений; 2) все данные располагаются в определенной последовательности; 3) проводится суммирование членов ряда; 4) в нарастающей сумме выбираются упомянутые характерные точки.

Большим неудобством выбранных точек и вычисленных через них коэффициентов является их нелогичность: все они меняют свои значения от 1 до ∞ . Однородный образец должен состоять из одной какой-либо фракции. Отсюда и S_0 , и S_p , и η должны быть равны единице. Несортированные же образцы должны бы иметь коэффициент, равный бесконечности. Фактически этого не происходит. Кроме того, при суммировании в обратном порядке, как замечено Ю.Г. Симоновым [5], показатели однородности меняют значения.

Однородность должна обладать свойством кумулятивности, т.е. не реагировать на изменение порядка расположения составных частей выборки. Перечисленные коэффициенты не удовлетворяют этим требованиям и не

пригодны для применения в качестве характеристик однородности или сортированности совокупностей алмазов. Совокупности алмазов некоторых россыпей западного склона Урала имеют бимодальное и тримодальное распределение по диаметрам, что тоже влияет на указанные показатели.

Наиболее полно требования к вычислению однородности учтены в мере неопределенности системы (мере энтропии системы), предложенной в теории информации К. Шенноном и имеющей вид

$$H = - \sum_{i=1}^{i=n} P_i \log P_i, \quad (1)$$

где H – мера неоднородности (неопределенности), P_i – доля каждого элемента, выраженная в долях единицы (значения в процентах, деленные на 100). Обычно для вычисления неоднородности используются двоичными логарифмами, но при расчетах сортировки нами без особого ущерба были применены десятичные.

Поскольку каждый элемент из P_i – дробь, то сумма $P_i \log P_i$ – величина отрицательная, поэтому, чтобы придать величине H положительное значение, перед формулой (1) ставится минус. Эта мера неопределенности для однородного образца, состоящего из одной фракции, равняется нулю. Для неоднородного образца, при условии максимальной неоднородности и количестве компонентов равно n , коэффициент $H = H_{\max} = \log n$. Поэтому для сравнения однородности различных объектов удобнее использовать не энтропийный

показатель (1), а величину относительной несортированности $\frac{H_i}{H_{\max}}$. Уч-

итывая, что несортированность – это противоположное по значению свойство сортированности Ю. Г. Симоновым [5] предложена мера относительной

энтропии (сортированности): $S_d = 1 - \frac{H_i}{H_{\max}} = 1 - \frac{H_i}{\log n}$.

Эта мера имеет свойство меняться от 0 до 1. Если образец максимально сортирован (состоит из одной фракции), то $H_i = 0$, $\log n = \log 1 = 0$ и $S_d = 1$.

В случае максимальной неоднородности: $H_i = \log n$, а второй член $\frac{H_i}{\log n} = 1$

и соответственно $S_d = 0$.

Ю. Г. Симонов использует следующие градации меры относительной энтропии (в нашем случае – сортированности алмазов):

- 0,0 – 0,1 – абсолютно несортированные;
- 0,1 – 0,25 – несортированные;
- 0,25 – 0,5 – плохо сортированные;
- 0,5 – 0,75 – умеренно сортированные;
- 0,75 – 0,9 – хорошо сортированные;
- 0,9 – 1,0 – идеально сортированные.

Или:

- 0,0 – 0,25 – ближайший снос;
- 0,25 – 0,5 – ближний снос;
- 0,5 – 0,75 – средний снос;
- 0,75 – 1,0 – дальний снос.

Полученные результаты. Абсолютно несортированных так же, как и идеально сортированных совокупностей алмазов, в россыпях западного склона Урала не оказалось.

Несортирована ($S_d = 0,1 - 0,25$ или ближайший снос) совокупность алмазов Ишковского карьера.

Плохо сортированы ($S_d = 0,25 - 0,5$ или ближний снос) алмазы большинства россыпей как Колво-Вишерского узла, так и Среднего Урала.

К умеренно сортированным ($S_d = 0,5 - 0,75$ или средний снос) относятся совокупности алмазов россыпей бассейнов рек Яйвы, Усьвы, Койвы, Чусовой и р. Акчима.

Хорошо сортированы ($S_d = 0,75 - 0,9$ или дальний снос) алмазы бассейна р. Белой.

Если считать сортировку алмазов показателем относительной дальности переноса, то россыпи западного склона Урала можно расположить по удаленности от источника следующим образом: Ишковский карьер, Рассольнинская депрессия, Ухтым, участок 57 (бассейн р. Вильвы), бассейн Рассольной, Вильва, Пашийка и Водяная, Сухая Волынка, Илья-Вож, Вижай, Большой Щугор, Ефимовка, Северная, Косьва, Калаповка, Стрельный Камень, Шишиха, русло Койвы, Теплогорская, среднее течение Чусовой, русло Чикмана, Тюшевка, Среднеусьвинский участок, Акчим, Родниковые лога (Яйва), Медведка, Нижнеусьвинский участок, Верхнеусьвинский участок, Верхнеявинский участок и, наконец, россыпи бассейна р. Белой, наиболее удаленные от источника.

Часть россыпей Среднего Урала по относительной дальности переноса перемежаются с россыпями Северного Урала. Отсюда следует единственный вывод о том, что эти группы россыпей (Среднеуральские и Вишерские) имеют различные источники алмазов – у каждой группы свой.

Из россыпей не Вишерской группы ближе к собственным источникам располагаются россыпи рек Ухтым, Вильва и Вижай. Под источником понимается источник алмазов в россыпи: будь то кимберлит, будь то мифический ксенотуффизит, будь то ископаемая россыпь.

Если принять за источник алмазов Вишерского узла такатинскую свиту Ишковского карьера, при подсчетах относительной энтропии алмазов россыпей этого узла с учетом расстояний до них можно выявить связь сортировки и дальности переноса, перейти к численным величинам дальности переноса, приближенным к истинным.

По литературным данным [2, 3] подсчитаны по предлагаемой методике коэффициенты сортированности алмазов в трубках Мир, Зарница и Удачная. Они равняются соответственно 0,699; 0,726 и 0,709. Знаток может возра-

зять: «Ничего странного, процесс кристаллизации – процесс статистический. Поэтому в зависимости от условий кристаллизации размеры кристаллов колеблются около какого-то среднего». Оказывается, и обломки алмазов в трубках имеют сортировку.

Подсчет сортированности целых кристаллов и обломков из этих же трубок показал следующее:

Трубка	Коэффициент сортированности		
	в целом	кристаллы	обломки
Мир	0,699	0,655	0,782
Зарница	0,726	0,714	0,745

Трудно представить сортировку обломков по размерам при взрыве. Из этого следует, что процесс транспортировки алмазов кимберлитовой массой не является взрывным и что к нему могут быть применены законы гидродинамики. Зная средний размер обломков пород в кимберлите и их плотность, можно, используя соотношение Реттингера, прогнозировать средний размер алмазов в трубке. По соотношениям диаметров обломков пород и размерам алмазов, пользуясь все тем же соотношением Реттингера, можно определить удельный вес кимберлитовой массы, транспортера алмазов. Зная удельный вес магмы, можно определить ее газонасыщенность, а отсюда – скорость истечения и соответственно глубину залегания материнской камеры.

В свете изложенного используемый термин «первоисточник» по отношению к кимберлитам представляется неточным.

Таким образом, алмазы в кимберлите, пройдя сортировку при транспортировке в нем от материнского очага и будучи выведенными на поверхность, при размыве попадают в другие гидродинамические условия: другой транспортирующий агент (вода), с другой плотностью и с другими динамическими характеристиками. Сложившаяся совокупность алмазов разрушается и складывается другая. Сортировка исчезает на первых этапах формирования россыпи и по мере увеличения дальности транспортировки в однотипных условиях вновь улучшается.

Библиографический список

1. Арабаджи М.С. Примененис математических методов при структурных литолого-фациальных и прогнозных построениях в нефтяной геологии. М.: Недра, 1978.
2. Бобреевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Кинд Н.В. Алмазы Сибири. М.: ГНТИ по геологии и охране недр, 1957.
3. Бобреевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: ГНТИ по геологии и охране недр, 1959.
4. Геоморфологическое картирование / Под ред. Н. В. Башениной. М.: Высшая школа, 1977.
5. Математические методы в географии. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976.
6. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965.

СИСТЕМАТИКА ОКТАЭДРОИДОВ АЛМАЗА

Определение реальной кристаллографической простой формы впервые дано в работах [1, 2]. Это полиэдр, ограниченный хотя бы некоторыми из граней идеальной кристаллографической простой формы, находящимися в стандартной ориентации на произвольном расстоянии от начала координат. Теорема Г. Минковского утверждает, что выпуклый полиэдр с точностью до подобия фиксируется ориентациями нормалей к граням и отношениями их площадей. В нашем определении стандартная ориентация граней простой формы задана и однозначно определяет ориентации нормалей. Но отношения площадей граней не заданы, что порождает для большинства закрытых кристаллографических простых форм немалое комбинаторное разнообразие полиэдров.

Мы характеризуем их гранными символами (в квадратных скобках), указывающими числа 3-, 4-, ..., n -угольных граней, и точечными группами самых симметричных форм в каждом классе эквивалентности. Последний подразумевает все полиэдры, получаемые из данного параллельным переносом граней при сохранении комбинаторного типа. Употребление слова “реальный” мы оправдываем тем, что введенным определением совершается, по-видимому, минимальный шаг от идеальной кристаллографической простой формы к ее реализациям. Здесь кристаллический полиэдр еще остается плоскогранным, но уже не идеальным.

Оговоримся, что для некоторых простых форм задача перечисления реальных разновидностей тривиальна. Так, параллельные движения граней ромбического, тетрагонального и кубического тетраэдров изменяют их лишь с точностью до подобия. Аналогичные движения граней куба и ромбоэдра сохраняют их комбинаторный тип, с точностью до которого мы далее и рассматриваем получаемые полиэдры. За исключением названных пяти простых форм, ситуация не столь проста. В общем случае алгоритм перечисления реальных разновидностей для заданной идеальной простой формы состоит в следующем:

1. Из граней простой формы всеми возможными способами выбираются четверки, образующие исходные тетраэдры – простейшие 3D-полиэдры.
2. Для каждого из тетраэдров оставшиеся грани упорядочиваются.
3. Грань № 1 непрерывно перемещается по направлению к тетраэдру, пересекая его всеми различными, т.е. приводящими к полиэдрам различного комбинаторного типа и / или точечной группы симметрии, способами.
4. Полученные полиэдры сравниваются и повторы устраняются.

5. Грань № 2 повторяет п. 3 для каждого из полиэдров, полученных на предыдущем шаге, и т.д. до исчерпания граней данной простой формы.

Все процедуры, включая сортировку полиэдров по различным параметрам и вывод их на печать в виде проекций Шлегеля или аксонометрических проекций, реализованы в виде компьютерных программ.

Всего существуют 33 реальных кристаллографических октаэдра (рис. 1) [3, 8]. Распределение по порядкам групп автоморфизмов (п.г.а.) и точечным группам симметрии (т.г.с.) следующее: п.г.а. 1 – 2 шт. (т.г.с. 1), 2 – 12 (m), 4 – 6 ($mm2$ – 5, $2/m$ – 1), 6 – 6 (3m), 8 – 1 (mmm), 12 – 3 ($-3m$), 24 – 2 ($-43m$), 48 – 1 ($m-3m$). Таким образом, реальные октаэдры принадлежат к девяти точечным группам симметрии, главным образом к m (12), $3m$ (6) и $mm2$ (5).

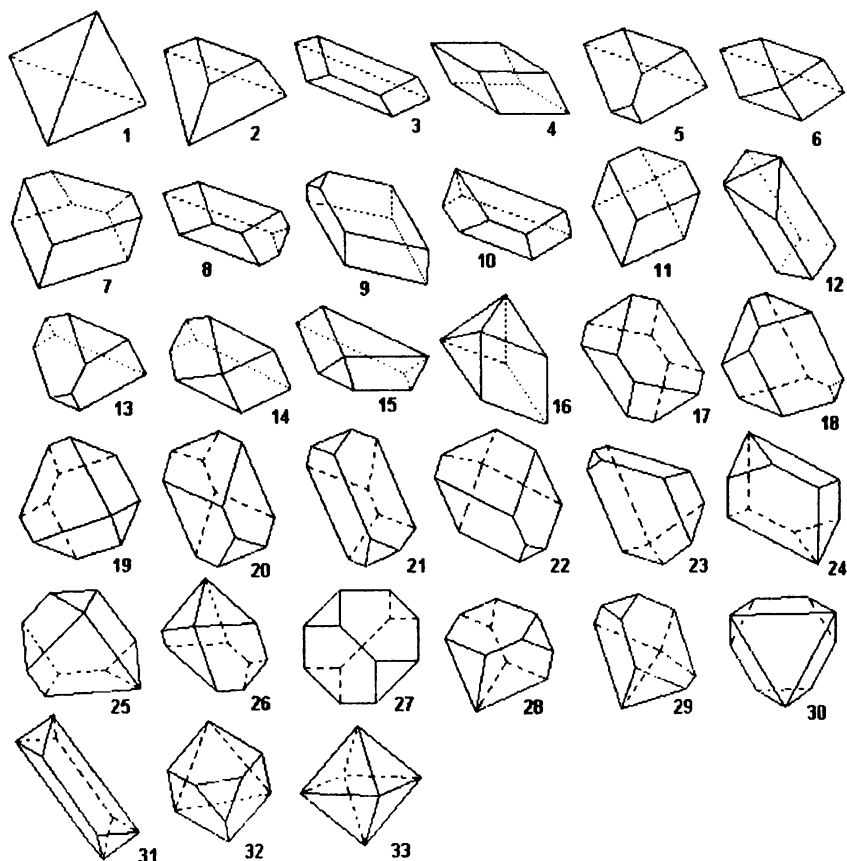


Рис. 1. Реальные кристаллографические октаэдры

Распределение по гранным символам: [052] – 1, [06] – 2, [0602] – 1, [133] – 2, [1331] – 1, [151] – 2, [1511] – 1, [206] – 1, [222] – 1, [2222] – 1, [224] – 1, [23] – 1, [2321] – 1, [24] – 1, [242] – 1, [25] – 1, [2501] – 1, [3031] – 1, [313] – 1, [323] – 1, [331] – 1, [4004] – 1, [4022] – 1, [4121] – 1, [43] – 1, [4301] – 1, [4] – 1, [44] – 1, [503] – 1, [8] – 1.

Распределение по числу граней (рис. 1): 4-эдр: [4] -43m - № 1; 5-эдр: [23] 3m - № 2; 6-эдры: [06] mm2 - № 3, -3m - № 4, [222] mm2 - № 5, [24] mm2 - № 6; 7-эдры: [052] m - № 7, [133] m - № 8, 3m - № 9, [151] 1 - № 10, m - № 11, [25] m - № 12, [3031] 3m - № 13, [313] m - № 14, [331] m - № 15, [43] 3m - № 16; 8-эдры: [0602] -3m - № 17, [1331] m - № 18, [1511] m - № 19, [206] -3m - № 20, [2222] mm2 - № 21, [224] m - № 22, [2321] 1 - № 23, [242] 2/m - № 24, [2501] m - № 25, [323] m - № 26, [4004] -43m - № 27, [4022] mm2 - № 28, [4121] m - № 29, [4301] 3m - № 30, [44] mmm - № 31, [503] 3m - № 32, [8] m-3m - № 33.

Отмечалось [4], что среди большого числа октаэдровидов¹, в виде рисунков и фотографий опубликованных в широко известных монографиях: Fersman, Goldschmidt (1911), Goldschmidt (1916), Кухаренко (1955), Шафрановский (1964), Орлов (1984), Афанасьев и др. (2000) и др., достоверно установлены 12 из 30 разрешенных типов, принадлежащих к 8 из 9 (за исключением тривиальной) разрешенных точечных групп симметрии. Там же сделан вывод, что в соответствии с принципом симметрии-диссимметрии Кюри это свидетельствует о разнообразии локальных обстановок кристаллизации алмазов. Попробуем развить его в соответствии с методикой Кирхмайера [5–7].

Она опирается на принцип симметрии-диссимметрии Кюри, согласно которому в развивающемся объекте из внутренне присущей ему точечной группы симметрии сохраняется лишь подгруппа, вкладываемая в точечную группу симметрии среды. То есть речь идет о возможных пересечениях точечных групп симметрии объекта и среды. Применительно к нашему случаю следует рассмотреть соотношения точечных групп симметрии, разрешенных для октаэдровидов, и интерпретировать их применительно к механизмам кристаллизации алмаза.

Соотношения точечных групп симметрии показаны на рис. 2 и 3, из которых следует все разнообразие возможных переходов между формами, управляемых прогрессирующим диссимметризирующим влиянием среды. Вывод состоит в том, что понижение симметрии среды кристаллизации не влечет с неизбежностью уменьшения или увеличения числа граней октаэдроида. В то же время видно, что 8-гранные октаэдровиды принадлежат ко всем разрешенным группам симметрии. Исключив их из рассмотрения, для оставшихся форм обнаруживаем следующую тенденцию: прогрессирующая диссимметризация среды влечет увеличение числа граней октаэдроида.

¹ Под октаэдровидом здесь понимается кристалл, ограниченный исключительно гранями октаэдра, а не кристалл, на котором грани октаэдра имеют преобладающее значение.

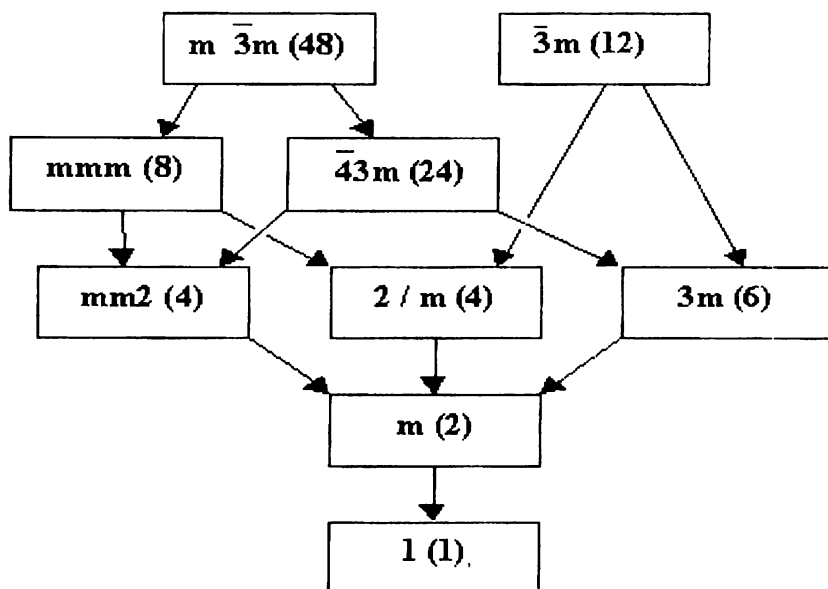


Рис. 2. Соотношения точечных групп симметрии, разрешенных для октаэдров (в скобках – порядки групп автоморфизмов)

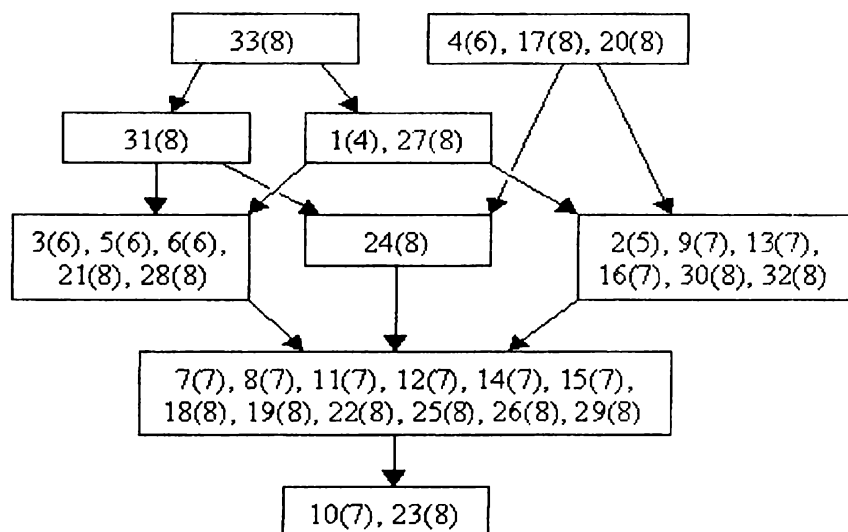


Рис. 3. Всевозможные переходы между формами октаэдров на фоне прогрессирующего диссимметризирующего влияния среды. Схема согласована с рис. 2, номера – с рис. 1, в скобках – число граней октаэдроид

Ей противоречит лишь один переход – от формы № 4 (3m, 6 граней) к форме №2 (3m, 5 граней).

Вывод касается октаэдроидов и может быть скорректирован в будущем применительно к додекаэдроидам и комбинациям габитусных форм алмаза – куба, октаэдра и ромбододекаэдра. Интерпретацию результирующей симметрии формы теоретически можно выполнить путем композиции предельных групп симметрии поля силы тяжести, потоков тепла и вещества. Чтобы она не была схоластичной, ей должно предшествовать онтогеническое изучение реального кристалла.

Библиографический список

1. *Войтеховский Ю.Л.* Кристалломорфология алмаза. Реальный куб и реальный октаэдр // Алмазы и алмазонасность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 145.
2. Он же. О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Кристаллогенезис и минералогия. СПб., 2001. С. 418–419.
3. Он же. О реальном кристаллографическом октаэдре в связи с кристалломорфологией алмаза // III Всероссийские чтения памяти В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 47–51.
4. Он же.. Морфология октаэдроидов алмаза и принцип Кюри // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2003. С. 134–137.
5. *Kirchmayer M.* Das Symmetrie-Konzept von Curie 1884 in der Makrogeofugekunde // N. Jb. Geol. Palaeont. Abh. 1965. Bd 122, H 3. S 343-350.
6. *Kirchmayer M.* Die Beschreibung tektonischer Stockwerke mit Hilfe des Symmetrie-Konzeptes // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 1966. S.75-89.
7. *Kirchmayer M.* Beispiele zum Curie'schen Symmetrie-Konzept, entnommen aus der Kluft- und Schlechtentektonik des Ruhrgebietes und aus der Sedimentologie // Sonderdruck aus den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Essen. 1968. H 6. 16 s.
8. *Voytekhoysky Y.L.* On the real crystal octahedra // Acta Cryst. 2002. P.622–623.

Д.А. Сень

СПГГИ (ТУ), г. Санкт-Петербург

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОПА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ СЫТЫКАНСКАЯ (ЯКУТИЯ)

Трубка Сытыканская расположена в Далдыно-Алаkitском алмазонасном районе в центральной части Алаkit-Мархинского кимберлитового поля. Последнее находится в области сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой и локализовано в центральной части широкой (около 40 км) глубинной кимберлитоконтролирующей зоны северо-восточного простираения. Трубка обнаружена в 27 км к северо-востоку от поселка Айхал, располагаясь в приводораздельной части Сытыкан-Мархинского междуречья.

В исследование минералов-спутников алмазных месторождений значительный вклад внесли Н.В. Соболев, И.П. Илупин, А.Д. Харьков, Ю.П. Белик, В.П. Афанасьев, Б.И. Прокопчук, А.А. Панкратов, А.А. Кухаренко и другие. Несмотря на большое количество работ о типоморфизме минералов-спутников и критериях поисков алмазных месторождений, немногие посвящены комплексному исследованию пиропов конкретных диагрен.

Целью работы является характеристика типоморфных свойств граната трубки Сытыканская как минерала, типоморфизм которого имеет наибольшее значение для поисков месторождений алмазов.

Объектом изучения стали гранаты с одного из горизонтов; фракция 1–2 мм. Материалы были предоставлены геологическим отделом Айхальского ГОКа АК «АЛРОСА» (Якутия).

В ходе работы решались следующие задачи: 1) разделение гранатов по цвету; 2) характеристика морфологии зерен граната и их поверхности в каждой цветовой группе; 3) определение состава гранатов, различных по цвету, морфологии и поверхности зерен. Анализ проводился в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН на растровом электронном микроскопе РЭМ АВТ-55 с микрозондовой приставкой Link AN 10/85S; 4) установление параметров элементарной ячейки гранатов различной окраски. Анализ проводился в рентгеновской лаборатории СПГГИ на дифрактометре АДП-2, условия съемки: медное фильтрованное излучение (CuK_α), диапазон съемки от 70 до $112^\circ 2\theta$, с внешним стандартом (кварц); 5) определение показателя преломления иммерсионным методом; 6) анализ зависимости физических свойств граната от его химического состава.

К наиболее важным типоморфным особенностям гранатов относятся морфология зерен, окраска, внутреннее строение зерен, зональность, химический состав, структурные особенности и оптические свойства.

В результате исследований были выделены следующие цветовые разновидности гранатов: оранжевые (иногда до желтых), красно-оранжевые, красные, бордовые, фиолетовые (лиловые), малиновые, розовые. Зерна граната представлены обломками кристаллов, некоторые окатаны. Наблюдения за характером поверхности зерен различной окраски позволили сделать следующие выводы: 1) гранаты с зеркальной поверхностью, как правило, имеют желтую, розовую, редко оранжевую и большей частью красно-оранжевую окраску; 2) неровная, кавернозная поверхность характерна для осколков гранатов оранжевого и реже красно-оранжевого цвета; 3) рельеф поверхности зерен красного, малинового и бордового гранатов изменяется от матового до конусообразного, иногда на поверхности зерна наблюдаются пирамидки (рис. 1); 4) среди фиолетовой разновидности граната не встречено ни одного окатанного зерна, они в большинстве своем матовые, реже с зеркальной поверхностью.

Таким образом, характер поверхности зерен, морфология зерна и его устойчивость к растворению во многом определяются окраской, которая зависит от состава. Наименее подвержены растворению гранаты розовой и желтой окраски.

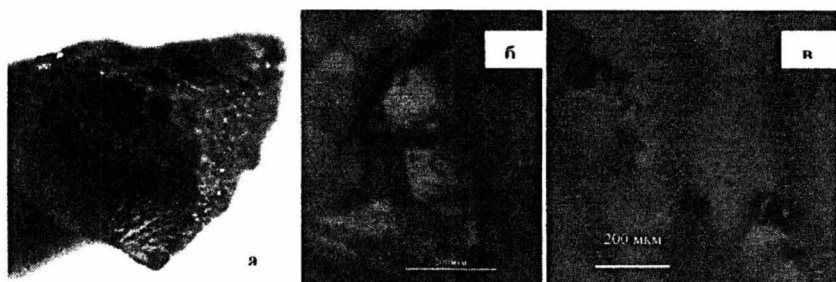


Рис. 1. Зерно граната с конусообразным рельефом поверхности, размер 1,5 мм (а); отдельный конус на поверхности зерна (б); четырехгранные пирамидки на поверхности граната (в)



Рис. 2. Включения в гранате
(пояснения к рисунку в тексте)

Рис. 3. Включения в гранате
(1,2 - анализируемые точки в центре зерна и на краю соответственно, 3- пироксен (диопсид) 4 - пикроильменит)

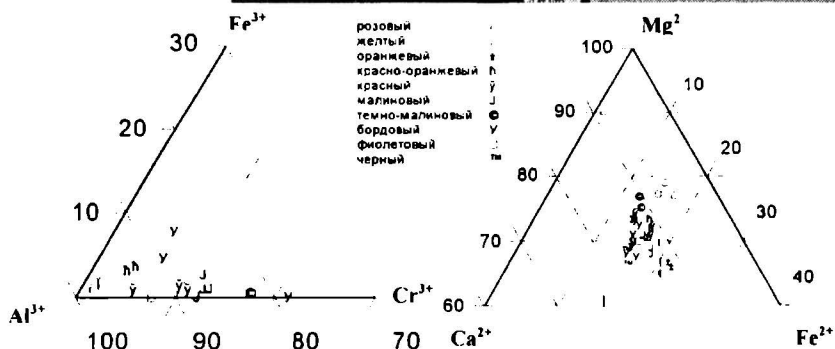


Рис. 4. Диаграмма состава гранатов в формульных единицах двухвалентных и трехвалентных катионов

Внутреннее строение большинства зерен однородное. У желтого и красного гранатов наблюдаются включения игольчатой формы (рис. 2), которые распределены равномерно по всему объему зерна. Включения располагаются по трем направлениям (на рис. 2, белыми линиями показаны проекции направлений на горизонтальную плоскость). Химический состав включений определялся при помощи микрозондового анализатора. Они представлены пикроильменитом с содержанием магния 13,58 мас.% и диопсидом с содержанием хрома 0,35 мас.% (рис. 3).

Химический состав в различных цветовых группах граната представлен на рис. 4. Черная и темно-малиновая окраски гранатов выделены как вспомогательные, они являются производными от бордового и малинового соответственно.

В общем, все исследуемые гранаты представляют собой магнезиальный гранат (пироп) с содержанием CaO порядка 5 мас.%, FeO – 9 мас.%, содержание Cr_2O_3 колеблется от 0 (у розового, желтого, оранжевого гранатов) до 13 мас.% (у черного), содержание TiO_2 и MnO невелико.

В пиропе в небольшом количестве присутствуют железо и кальций, которые, по-видимому, замещают в гранате магний (рис. 4). Отмечается замещение алюминия хромом с незначительной примесью трехвалентного железа. Взаимосвязи состава, показателя преломления и параметра ячейки в изученных гранатах представлены в матрице коэффициентов парной корреляции (таблица).

Характерными особенностями в изученных гранатах являются сильные отрицательные связи между MgO и CaO, MgO и FeO, а также между Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 5). Содержание алюминия уменьшается с увеличением содержания хрома, наблюдается такая же взаимосвязь магния и кальция (содержание магния уменьшается с увеличением содержания кальция). Таким образом, можно предположить, что содержание хрома и кальция во многом определяется содержанием алюминия и магния соответственно, т.е. идет замещение алюминия хромом, а магния – кальцием. Помимо кальция магний замещается железом, однако зависимость содержаний окислов железа и магния носит не такой явно выраженный характер, как в соотношении кальция и магния.

Гранаты розовой, желтой и оранжевой окраски являются высокожелезистыми, низкомагнезиальными и низкохромистыми. Наиболее хромистыми являются гранаты бордового (черного) цвета. Для малинового граната характерны средние по сравнению с остальными содержания хрома. Для фиолетовых гранатов можно отметить значительные колебания в содержании хрома. Содержание титана установлено только в красно-оранжевых, красных, малиновых (но не во всех зернах) и бордовых гранатах. Марганец в небольшом количестве присутствует во всех разновидностях граната.

На рис. 6 показана изменчивость состава между центральной и краевой частями изученных зерен. При построении графиков использовались усредненные значения по всем цветовым и морфологическим разновидностям. Увеличение кальциевости, железистости и хромистости гранатов в

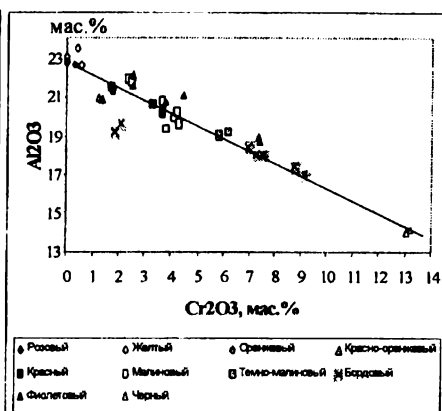
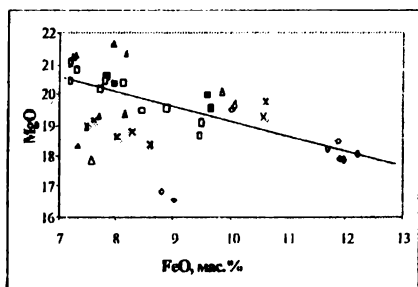
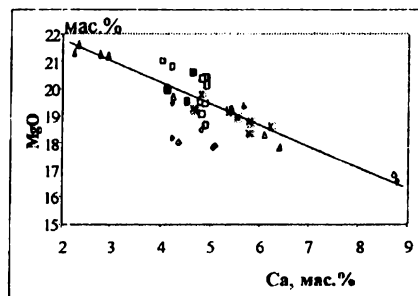


Рис. 5. Графики зависимости между содержаниями оксидов в изученных гранатах

Матрица коэффициентов парной корреляции

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Показатель пригодности	Параметр элементарно- й ячейки
SiO ₂	1									
TiO ₂	-0,60	1								
Al ₂ O ₃	0,67	-0,68	1							
FeO	0,11	0,04	0,67	1						
MnO	-0,55	0,07	-0,68	-0,68	1					
MgO	0,47	-0,33	-0,24	-0,81	0,34	1				
CaO	-0,73	0,78	-0,59	-0,04	0,01	-0,45	1			
Cr ₂ O ₃	-0,66	0,35	-0,91	-0,81	0,88	0,35	0,40	1		
Показатель пригодности	-0,42	0,22	-0,74	-0,66	0,74	0,44	0,09	0,79	1	
Параметр элементарной ячейки	-0,36	0,53	-0,88	-0,69	0,54	0,48	0,33	0,77	0,88	1

Примечание: жирным курсивом выделены значимые отрицательные и положительные связи.

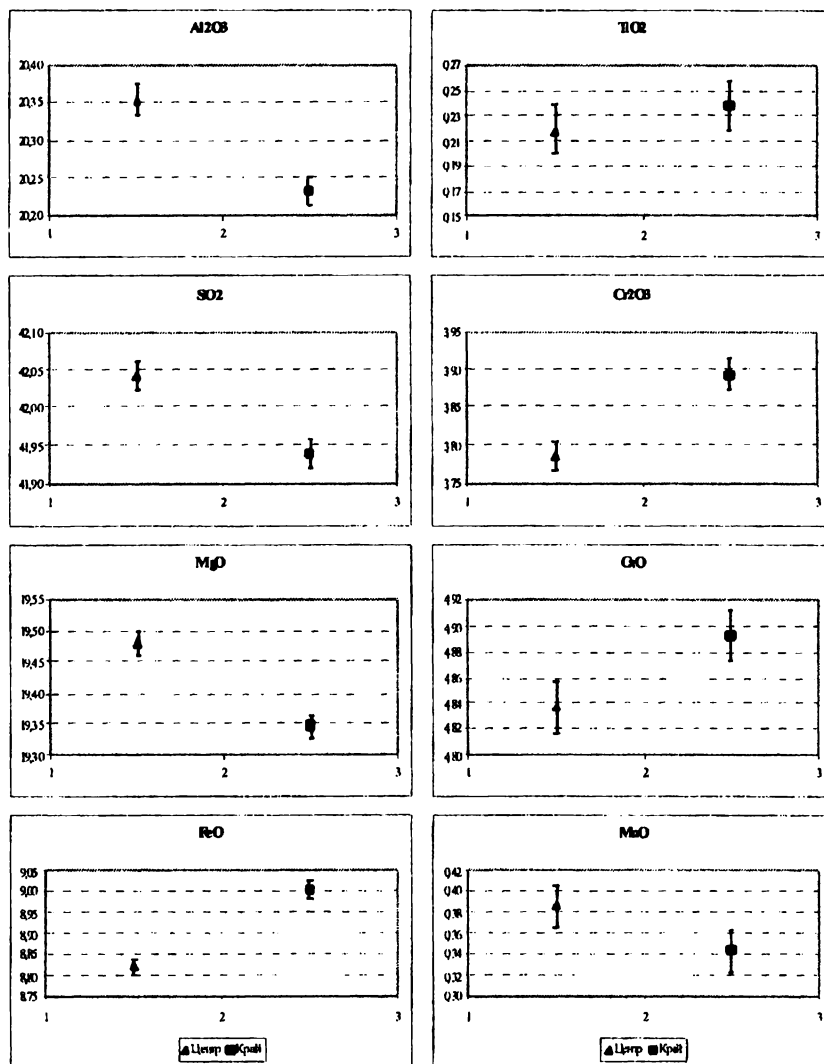


Рис. 6. Изменчивость состава (в мас.%) между центральной и краевой частями изученных зерен гранатов

краевых частях, с одновременным понижением магнезности и уменьшением содержания Al_2O_3 может быть связано с определенной направленностью в изменении состава минералообразующей среды в ходе роста кристаллов граната.

По составу гранатов можно судить о парагенетическом типе алмазносной ассоциации. За основу взята диаграмма Н. В. Соболева [1] в координатах $Cr_2O_3 - CaO$. На ней выделены три поля, соответствующих трем парагенетическим типам: дунит-гарцбургитовому, лерцолитовому и верлитовому (рис. 7). Наибольшее число точек, характеризующих состав граната, попадает в пределы лерцолитового поля. Ниже этого поля располагаются гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса, а выше – верлитового.

В лерцолитовое поле гранатов алмазной ассоциации попадают почти все изучаемые гранаты. К дунит-гарцбургитовому парагенезису относятся гранаты черного, темно-малинового, фиолетового (частично) и бордового цветов. Для верлитового поля исследуемые гранаты практически не характерны, однако некоторые зерна желтого граната содержат повышенное количество CaO и очень незначительное – Cr_2O_3 и, таким образом, попадают в область верлитового парагенезиса. Гранаты бордовой и фиолетовой окраски равномерно распределены по двум полям (лерцолитового и дунит-гарцбургитового парагенезиса).

Параметр элементарной ячейки определялся для шести цветовых групп (фиолетовая, бордовая, малиновая, красная, красно-оранжевая и оранжевая разновидности) с помощью программы «Param». С увеличением содержания MnO и Cr_2O_3 увеличивается и параметр a , а с увеличением содержания Al_2O_3 и FeO он уменьшается (таблица, рис. 8).

Показатель преломления определялся в шести группах гранатов иммерсионным методом. Исследовались фиолетовые, бордовые, малиновые, красные, красно-оранжевые и оранжевые гранаты. Показатель преломления является производной химического состава и параметра элементарной ячейки (рис. 9, 10).

* * *

Изучены типоморфные особенности минералов-спутников алмаза трубки Сытыканская. Прослежены изменения параметра элементарной ячейки, показателя преломления, морфологии зерен от химического состава.

Выявлен изоморфизм между трехвалентными и двухвалентными катионами: в изучаемых гранатах магний замещается двухвалентным железом и кальцием, а алюминий – хромом и трехвалентным железом. Розовую, желтую и оранжевую окраску определяют высокое содержание железа и пониженное – хрома. Малиновая, бордовая и фиолетовая окраска в пиропсах зависит от содержания хрома. Для фиолетовых гранатов характерно низкое содержание кальция и железа. По составу гранатов их можно отнести к лерцолитовому парагенезису алмазной ассоциации. Отмечаются изменения содержания элементов от центра зерна к краю. Наблюдается увеличение кальциевости, железистости и хромистости гранатов в краевых частях с одновременным понижением магнезности и уменьшением содержания Al_2O_3 . С увеличе-

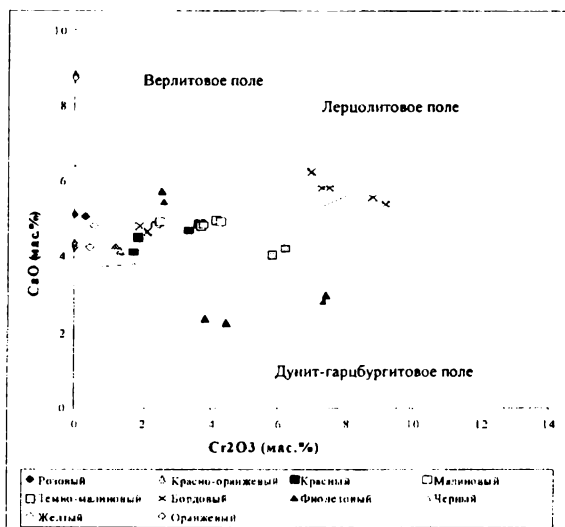


Рис. 7.
 Диаграмма $\text{Sr}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ в
 гранатах алмазоносной
 ассоциации

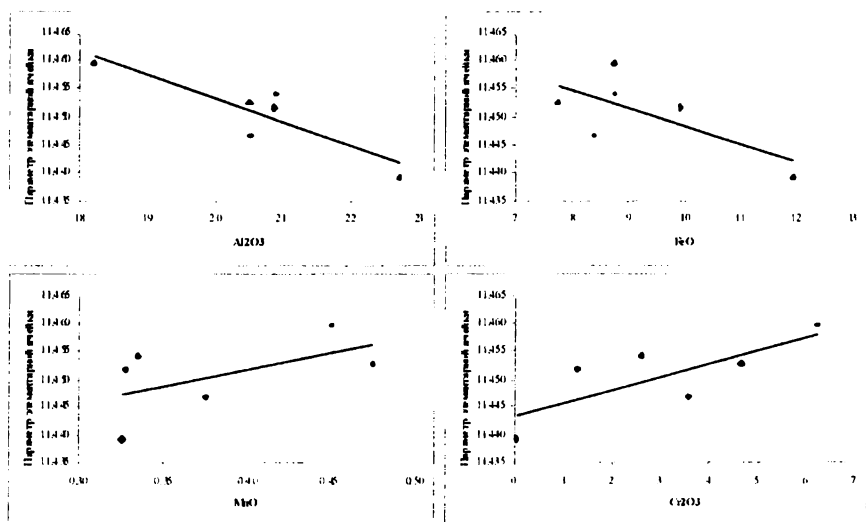


Рис. 8. Графики зависимости параметра элементарной ячейки от содержания некоторых компонентов

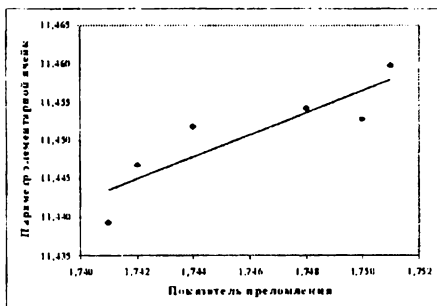
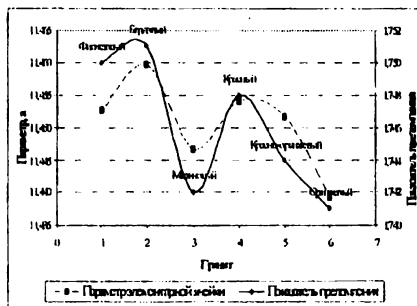


Рис. 9. Значения параметра элементарной ячейки и показателя преломления в разноокрашенных гранатах

Рис. 10. График зависимости между параметром элементарной ячейки и показателем преломления

нием содержания MnO и Cr_2O_3 увеличивается и параметр a , а с увеличением Al_2O_3 и FeO он уменьшается.

Изучение типоморфных особенностей минералов-спутников можно использовать при поисках алмазных месторождений. Минералогические критерии поисков позволяют целенаправленно планировать детальные поиски в областях с повышенным содержанием минералов-спутников.

Большую помощь в проведении исследований автору оказали преподаватели и сотрудники кафедры МКП СПГГИ: Ю.Л. Гульбин, Е.Б. Евангулова, В.О. Ильченко, И.А. Головачева, Т.А. Григорьева. Автор глубоко признателен заведующей рентгеновской лаборатории СПГТИ Н.Г. Соколовой, сотрудникам лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН М.Р. Павлову и М.Д. Толкачеву. Особую благодарность хочется выразить профессору кафедры МКП А.И. Глазову и доценту В.В. Смоленскому за их постоянное участие, неоценимые советы и активную поддержку в течение всего периода работы.

Н.Н. Манакова, Б.М. Осовецкий
Пермский университет

ТИПОХИМИЗМ ПИРОПОВ БАССЕЙНА Р. КУЖВЫ

В соответствии с научной тематикой, разрабатываемой кафедрой минералогии и петрографии ПГУ и финансируемой по программе «Интеграция», продолжено изучение зерен пиропов, извлеченных из концентратов

винтового шлюза. Они получены при обогащении крупнообломочного аллювия бассейнов рек Кужвы и Лолога во время полевого сезона 2000 г. [3, 5].

Пиропы прозрачные, редко полупрозрачные, светло- и бледно-фиолетовые, имеют среднюю или хорошую степень окатанности и размеры до 1 мм (по длинной оси), средний размер – 0,37 мм. Форма зерен неправильная, округлая, овальная или уплощенная, поверхность гладкая или участками шероховатая. Из первичных форм преобладают кубоиды, часть зерен представлена их осколками. В углублениях зерен сохраняются железистые примазки. Редко на поверхности, наряду со следами механического износа, сохраняются черепитчатая текстура или мелкобугорчатый микрорельеф граней [3, 5].

В среднем в аллювиальных отложениях бассейна р. Кужвы одно зерно пиропы встречается в 22 л породы, однако на некоторых участках встречаемость достигает одного зерна на 7,5 л породы.

Морфологические особенности зерен в сочетании с размерами и низкой встречаемостью в современных речных осадках указывают на их перенос в водной среде на значительные расстояния от первоисточников, а также на многократный перемыв пиропсодержащих отложений. Несмотря на значительные объемы просмотренного материала из питающих триасовых и юрских пород, пиропы в них не обнаружены.

Микрозондовый анализ 10 зерен пиропов проводился в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Пиропы отличаются близким содержанием MgO – 18,29–21,86, Cr_2O_3 – 1,51–4,01 и CaO – 2,64–5,81%. Характерны пониженные содержания MnO (0,18–0,42%) и TiO_2 (0–0,23%) (табл.1). Исследованные гранаты относятся к изоморфным рядам уваровит-альмандин-пироп или гроссуляр-альмандин-пироп с содержанием пиропового минала 67,3 – 78,5%. Кноррингитовый компонент в них отсутствует (табл. 2).

Установлена обратная зависимость между средним размером зерен пиропов и содержанием хрома (рис. 1). Причиной может быть пропуск мелких зерен с весьма слабым фиолетовым оттенком, не улавливаемым глазом, при отборе их из концентратов. На данном этапе исследований нельзя отрицать и существование разных источников питания для крупных и мелких зерен пиропов. Некоторую роль может играть эффект сортировки зерен по гидравлической крупности [4].

По химико-генетической классификации гранатов [2] изученные пиропы аллювия бассейнов рек Кужвы и Лолога, с одной стороны, наиболее близки к подгруппе Va, которая представлена низкохромистыми магнезиально-железистыми гранатами из неалмазоносных лерцолитов и вебстеритов. С другой стороны, практически все анализы пиропов соответствуют группе G₉ классификации Доусона и Стефенса, объединяющей хромистые пиропы из лерцолитов и оливиновых вебстеритов и являющейся одной из наиболее важных для выявления алмазоносных пород, наряду с группой G₁₀ (рис. 2).

На диаграмме Н.Н. Сарсадских [1] изученные пиропы большей частью располагаются в поле III – умеренно-алмазоносных пород. На диаграмме

Таблица 1

*Химический состав зерен пиропов
бассейнов рек Кужвы (1-9) и Лолога (10), мас. %*

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	43,21	0,11	23,22	1,67	6,97	0,31	21,86	2,64	99,99
2	42,72	0,11	20,82	4,01	7,16	0,21	19,15	5,81	99,99
3	42,83	0,11	22,18	2,42	6,99	0,23	20,60	4,62	99,98
4	42,86	0	21,31	3,44	7,73	0,42	19,08	5,14	99,98
5	42,23	0,22	21,31	3,12	7,85	0,41	19,24	5,61	99,99
6	43,43	0,13	22,42	2,51	6,99	0,29	21,28	2,92	99,97
7	43,00	0,16	20,83	3,43	8,31	0,35	18,29	5,62	99,99
8	43,94	0	23,36	1,51	6,79	0,18	19,58	4,62	99,98
9	43,52	0,09	22,57	2,11	6,67	0,39	19,61	5,03	99,99
10	42,91	0,23	22,08	3,58	6,55	0,27	19,23	5,14	99,99

Примечание: FeO* – суммарное содержание оксидов железа.

Таблица 2

*Минеральный состав зерен пиропов
из аллювия бассейнов рек Кужвы и Лолога, %*

№ п/п	Пироп	Альман- дин	Спессар- тин	Уваро- вит	Гроссуляр + андрадит	Сумма
1	78,5	14,1	0,6	4,7	2,0	99,9
2	70,7	14,7	0,4	11,6	3,5	100,9
3	73,6	14,0	0,5	6,8	5,0	99,9
4	69,7	15,9	0,8	10,0	3,5	99,9
5	68,9	15,7	0,8	8,9	4,3	98,6
6	77,4	14,3	0,6	7,3	0,3	99,9
7	67,3	17,1	0,7	10,0	4,8	99,9
8	70,5	13,7	3,8	4,3	7,6	99,9
9	72,1	13,7	0,8	6,2	7,1	99,9
10	71,8	13,7	0,5	10,6	3,2	99,8

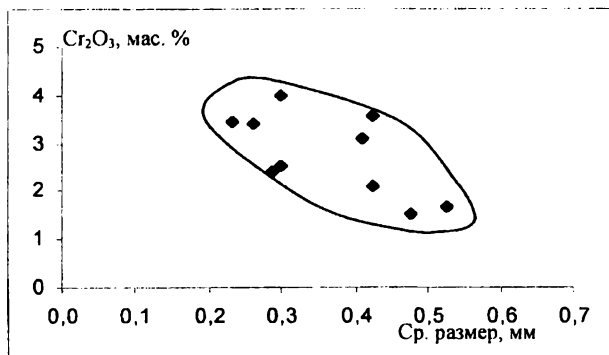


Рис. 1.
Распределение
содержания Cr_2O_3
в гранатах
в зависимости от
среднего размера
зерен

Рис. 2.
Состав пиропов бас-
сейнов рек Кужвы и
Лолога на бинарной
диаграмме в коорди-
натах $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ с
границей между гра-
натами G_9 и G_{10}

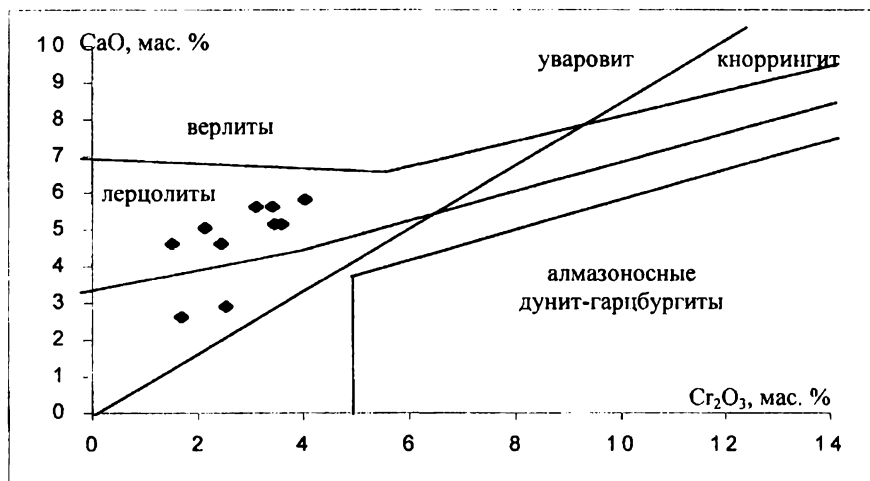
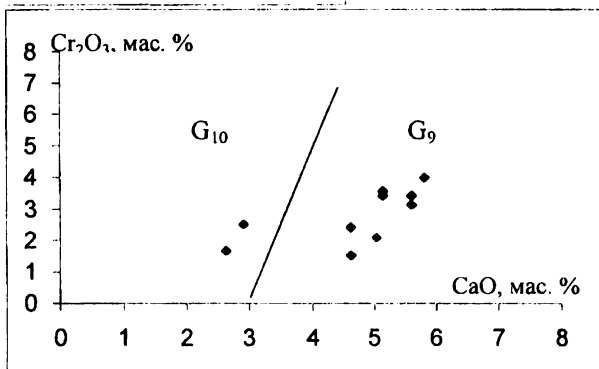


Рис. 3. Состав пиропов бассейнов рек Кужвы и Лолога на генетической диа-
грамме Н.В. Соболева

Н.В. Соболева (рис. 3) зерна пиропов в основном располагаются в пределах поля перцолитового парагенезиса [2].

Однообразие химического состава пиропов бассейна р. Кужвы может быть связано как с недостаточным количеством выполненных микронзондовых анализов, так и со своеобразием источника питания. Недостаточно данных для суждения о вероятных первоисточниках пиропов изученной территории и степени их алмазоносности. Химический состав зерен пиропов может свидетельствовать как о слабой алмазоносности коренных источников, так и об отсутствии алмазов.

Библиографический список

1. Бушарина С.В. Типоморфизм минералов-спутников алмазов в вулканитах и карбонатно-терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2003.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфуни А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
3. Манакова Н.Н. О пиропе аллювия бассейна р. Кужвы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 50 – 53.
4. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск, 1986. 259 с.
5. Осовецкий Б.М., Манакова Н.Н. О пиропе восточных районов Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 43 – 49.

Ю.А. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко
«Пермгеологодобыча», г. Пермь

МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ КРАСНОВИШЕРСКОГО РАЙОНА

С целью обнаружения тонких алмазов и изучения их минералов-спутников в лаборатории Центральной полевой геолого-геофизической экспедиции ГГП «Самаркандгеология» в 2000 г. была обогащена 51 проба из туффизитов Красновишерского района автоклавно-термохимическим методом. Пробы отобраны из канав и керн скважин на участках Рассольная, Дресвянка, Ишковский Карьер, Чурочная, Илья-Вож, Пьяный Ключ. Объем проб от 13 до 87 кг. В концентратах 27 проб обнаружены мелкие алмазы (0,05–0,5 мм) в количестве от 1 до 19 знаков, в 24 пробах алмазы отсутствуют (на гистограммах пробы распределены в порядке возрастания алмазоносности слева направо). Алмазы диагностированы и описаны Р.Т. Кашуба и Т.Н. Нинуа («Самаркандгеология»), исследованы на растровом электронном микроскопе Г.И. Шафрановским.

© Ю.А. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко, 2004

* Шафрановский Г.И., Головкин А.В., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г. Первые находки мелких алмазов на участке Южная Рассольная (Северный Урал) // Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геологоразведочных работ: Ташкент, 2003. 269 с.

Для выявления индикаторных минералов-спутников алмаза проведен сравнительный анализ результатов минералогических исследований концентратов алмазоносных и неалмазоносных проб. Общеизвестные минералы-спутники алмазов – пироп-альмандин, хромшпинель, хромсодержащий диопсид встречаются довольно широко во всем спектре проб в виде редких и единичных знаков, изредка образуя более существенные концентрации, причем алмазоносные пробы не выделяются повышенным содержанием каких-либо спутников на фоне неалмазоносных проб (рисунок).

Пироп-альмандин присутствует в единичных или редких знаках в 81,5% алмазоносных и 91,7% неалмазоносных проб. Более значительные содержания гранатов установлены только в 2 неалмазоносных пробах, где их количество составляет 9,7 и 2,7% тяжелой фракции.

Хромшпинель обнаружена в 70,3% алмазоносных и 50% неалмазоносных проб, нередко образует процентные содержания (0,5–31,1% тяжелой фракции). Пик содержаний хромшпинели (75%) отмечен в неалмазоносной пробе.

Диопсид присутствует в 77,7% алмазоносных и в 87,5% неалмазоносных проб, чаще в виде единичных и редких зерен, иногда достигая 4,2–6,5% состава тяжелой фракции. Самое высокое содержание (16,6%) отмечено в алмазоносной пробе.

Ильменит – единичные и редкие зерна отмечены в 29,6% алмазоносных и 37,5% неалмазоносных проб. Повышенные концентрации образуют в редких случаях, чаще в неалмазоносных пробах. Пиковые содержания (42; 52% тяжелой фракции) зафиксированы в неалмазоносных пробах.

Муассанит встречен почти в 100% проб в виде относительно редких зерен, повышенные содержания получены в 25,9% алмазоносных и в 16,7% неалмазоносных проб. Максимальные значения (14,1–14,3%) отмечены в алмазоносных пробах.

Оливин обнаружен только в 2 неалмазоносных пробах в качестве единичных и редких зерен.

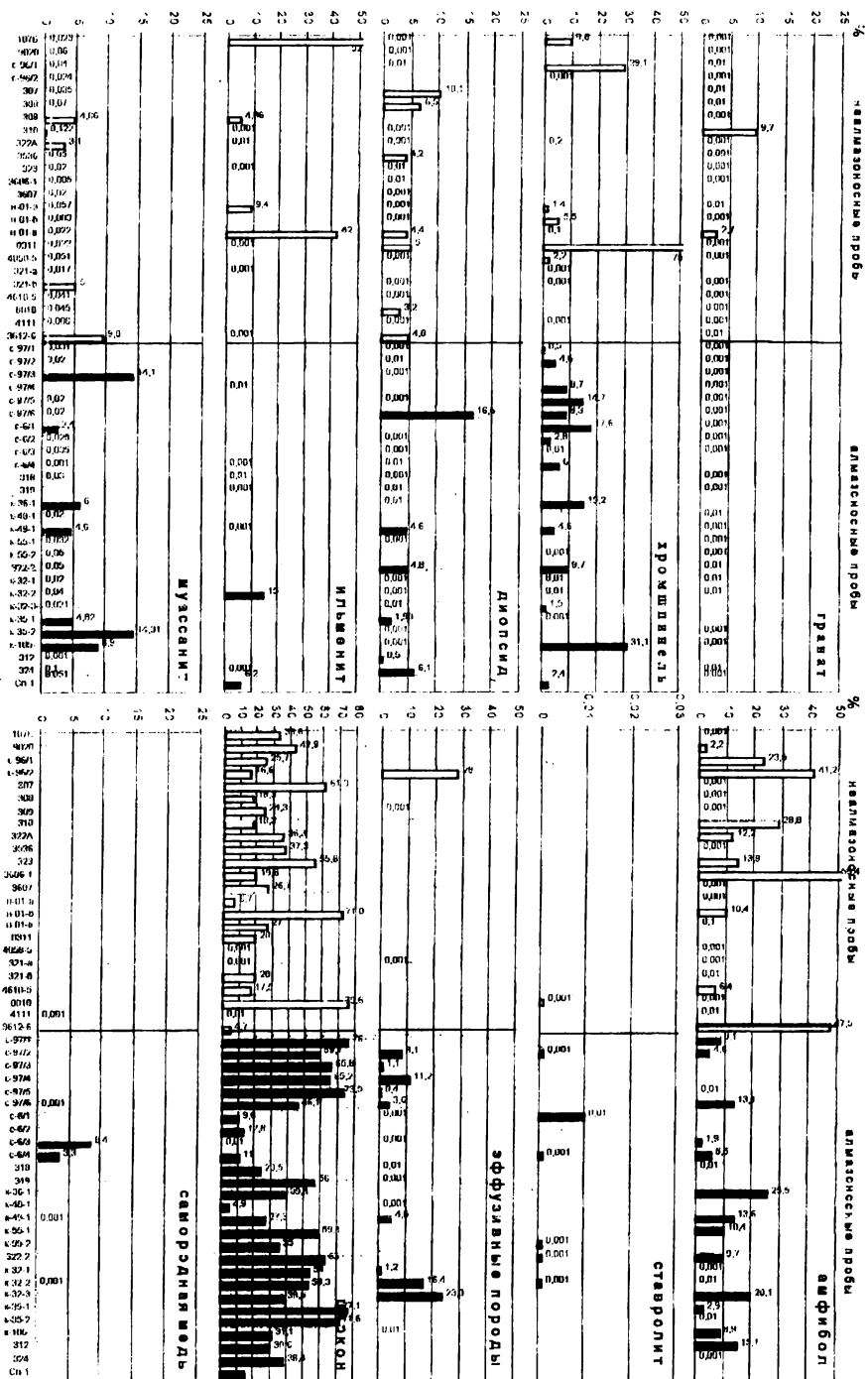
Рудные сферулы содержат 11,1% алмазоносных и 37,5% неалмазоносных проб, где часто образуют значительные концентрации (3,9 – 32,9%). Максимальных значений (47,5%) достигают в неалмазоносной пробе.

Обломки эффузивных пород широко распространены в алмазоносных пробах, где частота их встречаемости составляет 55,6%, в то время как в неалмазоносных не превышает 12,5%. Максимальные содержания (28%) – в неалмазоносной пробе.

Не информативны все остальные минералы, обнаруженные в значительных (циркон, амфибол, лимонит, гетит, гематит, лейкоксен, рутил) или очень малых количествах (клинопироксен, биотит, корунд, турмалин, сфен, хромит, шпинель, периклаз, шеелит, дистен, графит, целестин, барит, сульфиды, золото, серпентин, брукит, анатаз).

Трудно что-либо сказать о минералах, встреченных в единичных пробах (апатит, андалузит, хлорит, эпидот, углистое вещество).

Распределение минералов в алязозных и неалязозных породах



Неожиданный результат показывают ставролит и самородная медь, встреченные почти исключительно в алмазоносных пробах. Содержание меди в отдельных случаях достигает 3,3 и 8,4%, что, на наш взгляд, является свидетельством наложенных гидротермальных процессов, более ярко выраженных в активных зонах проявления взрывного магматизма.

Учитывая неконтрастный характер распределения минералов-спутников в алмазоносных и неалмазоносных пробах (как по частоте встречаемости в отдельных пробах, так и по количеству), необходимо в дальнейшем обращать пристальное внимание на нетрадиционные спутники: муассанит, обломки эффузивных пород, привлекать результаты всего комплекса геологических исследований.

О.О. Соколова
Пермский университет

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В БАССЕЙНЕ Р. ЦЕНЬВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Район поисковых работ расположен в зоне сочленения Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория с Западно-Уральской зоной складчатости (Александровский р-н Пермской обл.). В 1991-1998 гг. Г.П. «Яйвагеология» были проведены поиски россыпей алмазов в бассейне верхнего течения р. Чаньвы, в результате которых выявлена алмазоносность аллювия верхнего течения р. Чаньвы и её правых притоков, в том числе Ценьвы. На своем протяжении р. Ценьва пересекает осадочные породы, возраст которых варьирует от вендского до раннего карбона.

Из руслового и косового аллювия р. Ценьвы, а также из аллювиально-пролювиальных отложений наиболее крупных ее логов и притоков отбирались шлиховые пробы. Объем каждой пробы составлял 10 л. Выполнен минералогический анализ 10 проб, результаты которого приведены в таблице.

Морфологические признаки минералов позволили разделить их на 5 групп. К терригенной ассоциации отнесены хорошо окатанные устойчивые минералы привнесенные из кластических толщ венда и кембрия (эпидот, рутил, анатаз, циркон, турмалин, монацит, лейкоксен). С аутигенными процессами связаны новообразованные сульфиды, сульфаты и оксиды (гематит, лимонит, пирит, барит). К космогенной или взрывной отнесены магнитные оксидные сферулы (магнитные шарики), к магматической группе – неокатанные осколки и кристаллы пироксена, хромшпинелида, ильменита и магнетита. С метаморфическими породами связывается альмандиновый гранат. Для него характерны кубоидная отдельность и коррозионный рельеф, что может говорить об изменении в коре выветривания или агрессивном пирокластическом потоке.

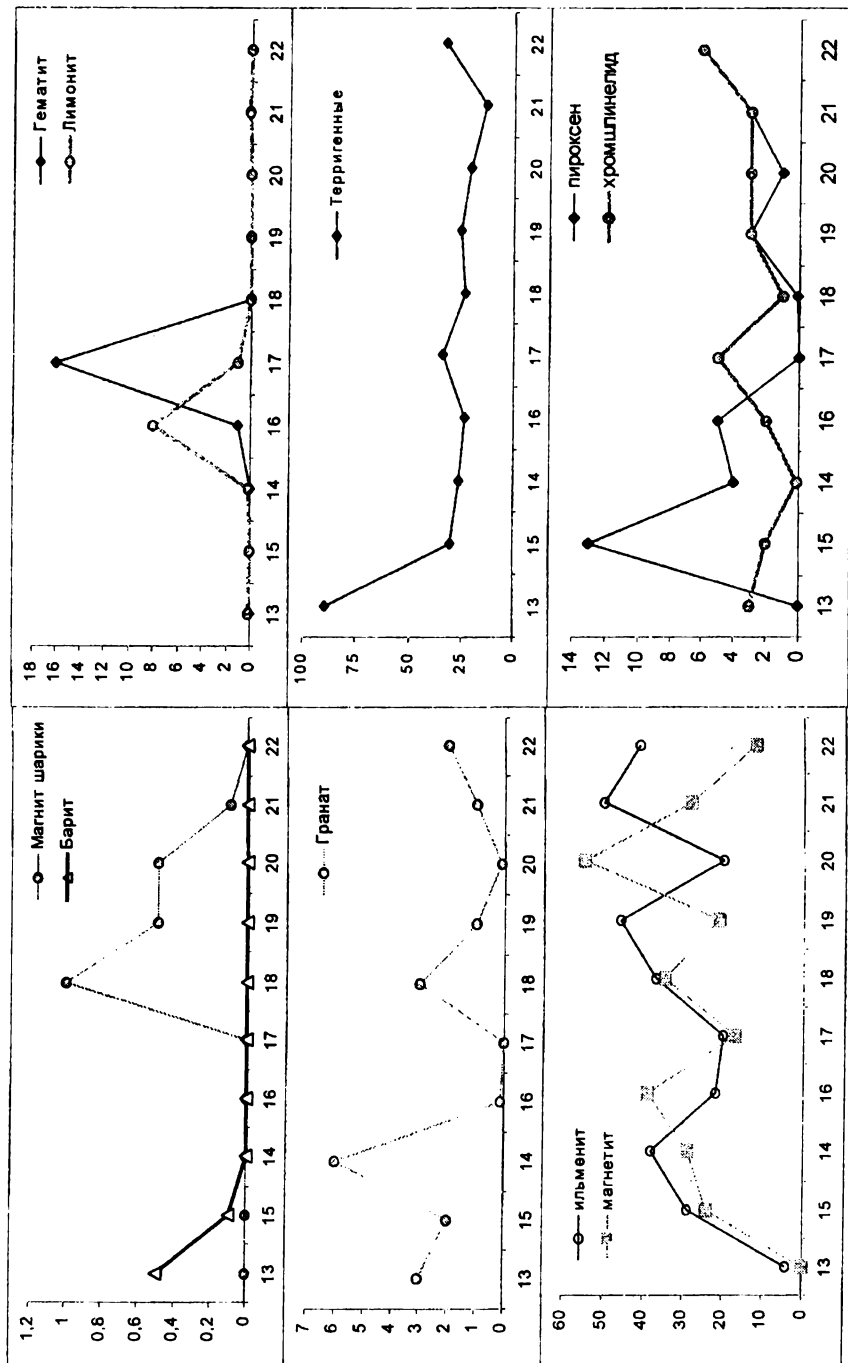
Результаты минералогического анализа, об.%

Минерал	Номера проб									
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<i>Магматические</i>										
Пироксен	-	4	13	5	-	PЗ	3	1	3	6
Хромшпинелид	3	PЗ	2	2	5	1	3	3	3	6
Ильменит	4	38	29	22	20	37	46	20	50	41
Магнетит	PЗ	29	24	39	17	35	21	55	28	12
<i>Метаморфические</i>										
Гранат	3	6	2	PЗ	-	3	1	PЗ	1	2
<i>Терригенные</i>										
Рутил	8	20	8	13	19	17	12	1,5	7	13
Анализ	1,5	PЗ	-	-	-	PЗ	-	-	PЗ	-
Циркон	70	6	20	9	12	5	12	10	6	17
Турмалин	9	PЗ	2	1	-	PЗ	1	3	PЗ	3
Монацит	-	PЗ	PЗ	PЗ	-	PЗ	0,5	-	PЗ	-
Лейкоксен	0,5	-	PЗ	-	2	-	-	-	-	-
<i>Аутигенные</i>										
Гематит	-	-	-	1	16	-	-	-	PЗ	-
Лимонит	PЗ	PЗ	-	8	1	-	-	-	PЗ	-
Пирит	-	-	PЗ	-	7	-	PЗ	-	1	-
Барит	0,5	-	PЗ	-	-	-	-	-	-	-
<i>Эксплозивные (космогенные)</i>										
Магнитные шарики	-	-	-	-	-	1	0,5	0,5	PЗ	-

PЗ – редкие знаки

Большую часть магматических минералов составляют магнетит и ильменит, которые вдоль реки распределены относительно равномерно. Это может свидетельствовать о том, что либо в районе нет местных магматитов, либо коренные источники вскрываются вдоль реки. Другие представители данной группы (пироксен и хромшпинелиды) распределены неравномерно.

Кластогенные минералы имеют относительно равномерное распределение. Повышенные содержания наблюдаются в пробах, наиболее приближенных к выходу древних толщ, что позволяет считать источником минералов вендские терригенные отложения. Повышенные содержания гематита и пирита в районе 16-17 проб позволяют считать, что они фиксируют зону гидротермальной проработки. Поскольку лимонит представлен окатанными галечками, вероятно, он происходит из отложений пашийской свиты. Наличие металлических шариков не вдоль всей реки, а компактно, в узле, совпадающем с разломами северо-западной ориентировки, может предопределять их взрывную природу. Анализ пространственного распределения минералов позволяет выделить 3 наиболее интересных участка с комплексной минерализацией, совпадающих с проницаемыми разломными зонами (15 –



Поведение индикаторных минералов в аллювии р. Ценны от верховьев к приустью (слева-направо), об. %

пироксены, 17,18 – сульфиды + хромшпинелиды + взрывчатые, 22 – комплекс пироксен + хромшпинелид), которые могут являться источниками алмазов в аллювии р. Ценьвы.

Г.Н. Сычкин

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ В МАСШТАБЕ 1:200000 (ГДП-200) – НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ БУДУЩЕГО ПЕРМСКОГО КРАЯ

Почти 175 лет насчитывает история одной из старейших в мире уральской алмазосной провинции, точкой отсчета которой стала находка первого российского алмаза в аллювии притока р. Койвы (бассейн р. Чусовой – левого притока р. Камы). Но и на сегодняшний день не решена проблема коренных месторождений алмазов Урала, что позволяет Пермской области (НП Прииск «Уралалмаз») давать лишь 0,02% общероссийской добычи алмазов.

В конце прошлого (второго) тысячелетия И.С. Степановым и автором на территории северо-западной платформенной части Пермской области с Коми-Пермяцким автономным округом выделена площадь вероятного распространения коренных месторождений алмазов в несколько десятков тысяч квадратных километров, на которой никогда не проводилось специализированных поисковых работ на алмазы. Открытие коренных месторождений алмазов в Архангельской области, эксплуатацию которых предполагается начать в 2004–2005 гг., позволяет более уверенно рассматривать перспективы обнаружения подобных месторождений и в пределах вышеназванного региона будущего Пермского края в силу принадлежности их к единому Архангельско-Пермскому сегменту Восточно-Европейской платформы. Отсутствие изданной государственной геологической карты 1:200 000 масштаба этой территории является сдерживающим фактором для проведения успешных поисков полезных ископаемых, в том числе и алмазов.

В полевой сезон 2003 г. автор принимал участие в геологических исследованиях на этой территории в ходе геологического доизучения площадей двух планшетов масштаба 1:200 000. В ходе исследований выполнен комплекс маршрутных, опробовательских, горных (шурфовочных) и геофизических работ, позволивших получить новые данные о геологическом строении территории. В частности, результаты промывки позволили получить данные литологического и минералогического анализов для изучения и расчленения в первую очередь рыхлых, а также подстилающих коренных отложений, поскольку граница между ними в большинстве случаев проводится весьма условно. Дальнейшее детальное исследование так называемой «морены» бассейна р. Черной позволит уточнить положение южной границы распространения ледниковых отложений региона, сопоставить их с подобными отложениями восточной части Пермской области, ранее изучавшимися авто-

ром при проведении поисков алмазов в пределах эрозионно-карстовых депрессий (Рассольненской, Волынской, Чикман-Нярской, Кизеловско-Чаньвинской, Пашийско-Кусьинской и др.).

В целом проведенные работы позволят наметить конкретные участки для более детальных, в первую очередь геофизических, исследований, направленных на открытие коренных и сопровождающих их россыпных алмазов, приняв за модель открытые коренные месторождения алмазов Архангельской области, отделенной от рассматриваемой территории расстоянием всего в сотни километров. Попутно будут определены перспективы региона на россыпное и коренное золото, платину, другие ценные минералы, что позволит внести реальный вклад в экономику территории Пермского края.

И.Б. Попов

Государственный природный заповедник "Вишерский"

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОНГО

Большую часть Демократической республики Конго (Киншаса) занимает громадная Конголезская депрессия, выполненная осадочными образованиями мезокайнозоя, залегающими на гранитогнейсах комплекса Дибайя – фундамента Африканской платформы Касаи. На восточной границе депрессии в округе Бакванга доломитизированные известняки верхнего карбона с песчаниками и гравелитами залегают на гранитогнейсах и прорваны алмазонасными кимберлитовыми трубками юрского возраста. Район р. Кванго – левого притока р. Конго – протяженность 500–700 км, расположен в юго-западной части Конголезской депрессии и относится к провинции Бандунгу. Депрессия возникла вследствие опускания кристаллического фундамента, сложенного панафриканской серией Катангиен, и постепенного заполнения пониженных участков песчаными осадками, перенесенными древними речными системами бассейна р. Конго, главным образом, с юга. Сверху вниз эти осадки представлены:

1. Голоцен. Современные русловые отложения серии Заир. Представлены в верхней части серыми песками мощностью от 0 до 18 м. В основании залегает гравий с обломками меловых песчаников. Содержание глыб пород достигает 5%. Мощность гравия до 2 м. Этот пласт алмазонасен и наиболее перспективен для промышленной добычи. Алмазонасные отложения развиты, кроме русла, на участках древних меандр на высокой пойме. Здесь располагаются карьеры старателей ("артезианс"), добывающих алмазы в сухое время года.

2. Плейстоцен. Отложения высоких террас р. Кванго располагаются на бортах долины значительно выше уровня максимальных паводков. По данным африканских геологов подразделяются на две серии.

2.1. Вверху залегает серия лимонитизированных красноватых песков мощностью до 20 м. Пески "стерильны" – алмазов не содержат.

2.2. Внизу серия лимонитизированного гравия мощностью до 2-3 м. Гравий алмазоносный. Эти отложения отрабатываются старателями круглый год, так как не затопливаются летом. Сложности организации добычи связаны, в первую очередь, с большими объемами вскрыши стерильных песков.

3. Миоцен. Отложения принадлежат к системе Калахари.

3.1. Верхняя серия (неоген) мощностью 120 м представлена песками и глинами не стратифицированными. Пески могут переходить по простираению в лимонитизированные конгломераты.

3.2. Нижняя серия (эоцен) – гравелиты мощностью 60–80 м.

4. Верхний мел. Система Карро. Максимальная мощность до 300 м. Состоит из двух серий.

4.1. Нзеля – мощностью 100 м.

4.2. Л'инзия – мощность 200 м.

5. Нижний – средний мел. Состоит из двух серий.

5.1. Серия Бокунгу сложена сверху вниз песчаниками тонко- и грубо-зернистыми, конгломератами в переслаивании с песчаниками, аргиллитами, алмазоносными конгломератами, содержащими пироп. Мощность до 400 м.

5.2. Серия Лойя сложена песчаниками с остракодами и филлоподами. Мощность до 100 м.

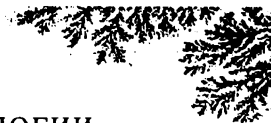
На юге, в краевой части конголезской депрессии, в районах Тембо, Чикапа мезозойские отложения отсутствуют и на гранитогнейсах развиты современные базальные гравийные отложения, содержащие алмазы, принесенные из кимберлитовых трубок Анголы [2]. Если район Чикапа известен с ноября 1907 г. благодаря бельгийскому исследователю Нарциссу Джакоту, нашедшему первый алмаз на маленькой речушке Чименина, правом притоке р. Касаи, чуть выше известных водопадов Май-Мунене, то район небольшого городка Тембо в юго-западном углу республики Конго специалистам по алмазам известен только по отрывочным сведениям. На р. Кванго и ее правых притоках расположены богатые россыпи с содержанием до 200 карат на кубический метр. Старателями отрабатываются современные русловые галечники р. Кванго, причем максимальные содержания установлены в котлах "мормитах", вымытых водопадами в коренных гранитогнейсах кристаллического фундамента платформы.

Библиографический список

1. Rapport de mission effectuée dans la province de Bandundu passe de la rivière Kwango entre le pont Kwango et le village Dinga du 07.1 on 19.01.1999. Par les géologues MPOYI Kalambi & Luamba Mabiala Chercheurs au C.R.G.M.

2. Carlos L. Fireman's a brief review of occurrences of diamonds in the Review. Vol. 3. № 2. P. 247–260. Printed in France.

3. Notice explicative de la Carte des gîtes minéraux du Zaïre. Service géologique du Zaïre juin 1974. Paris. Depot légal № 2043-4 . 1977.



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

**В.А. Наумов, Б.М. Осовецкий*,
Н.Г. Патык-Кара**, Н.В. Гореликова**, В.В. Голдырев,
И.Я. Илалтдинов*, О.Б. Наумова**

Естественнонаучный институт при ПГУ,

* Пермский университет, ** ИГЕМ РАН, г. Москва

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ АГРЕГАТНОГО ЗОЛОТА ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

В современном аллювии Верхнекамской впадины частицы золота характеризуются уплощенной, часто тороидальной формой и высокой пробностью, что отражает значительное механическое и химическое изменение в процессе переноса [3]. Источником этого металла считаются среднеюрские отложения, характеризующиеся убогой золотоносностью, поэтому его состав и морфология практически не изучались. При опробовании бечевников в долинах рек Весляны и Чуса, размывающих юрские толщи [2] получено большое количество в различной степени измененного золота.

Среди золотин постоянно присутствуют агрегаты комковатых или глобулярных зерен. По особенностям внутреннего строения их можно разделить на 6 групп (рис.1, 2).

1. Агрегаты массивных глобулей характеризуются гладкой поверхностью и преимущественно плотным (редко мелкопористым) строением. Поверхность часто осложнена трещинами. Состав обычно низкопробный.

2. Агрегаты тонкопористого строения имеют высокопробную (961) центральную часть, окруженную более низкопробной (846) оторочкой, обогащенной ртутью (таблица).

3. Агрегаты зернистого строения иногда имеют однородное ядро. Как зерна, так и центральная часть, отличаются высоким содержанием ртути.

4. Агрегаты трубчатого строения сложены полыми трубками с неясно шестигранным сечением. Подобные субиндивиды напоминают как органогенные образования, так и скелетно-футляровидные кристаллы. Характеризуются повышенным содержанием ртути и платиноидов.

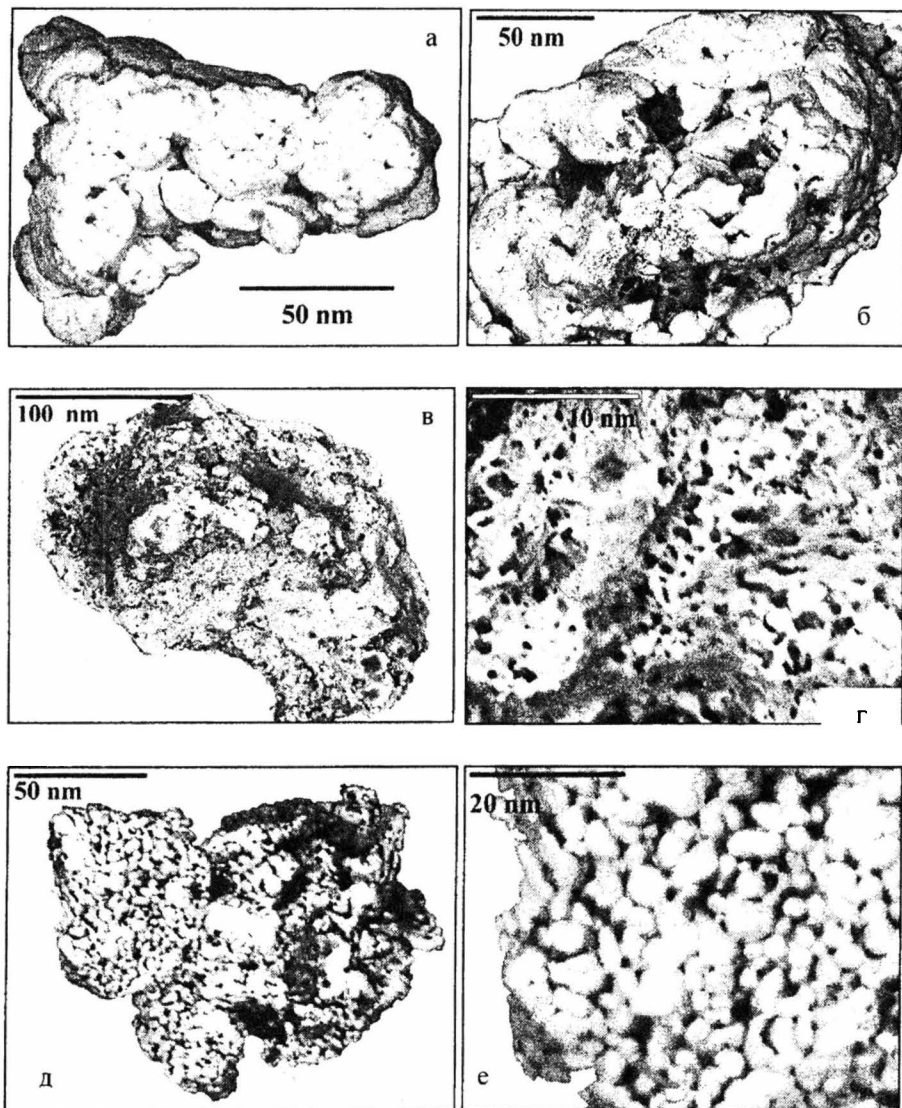


Рис. 1. Морфология агрегатного золота: массивного (а, б), пористого (в, г) и зернистого (д, е) строения

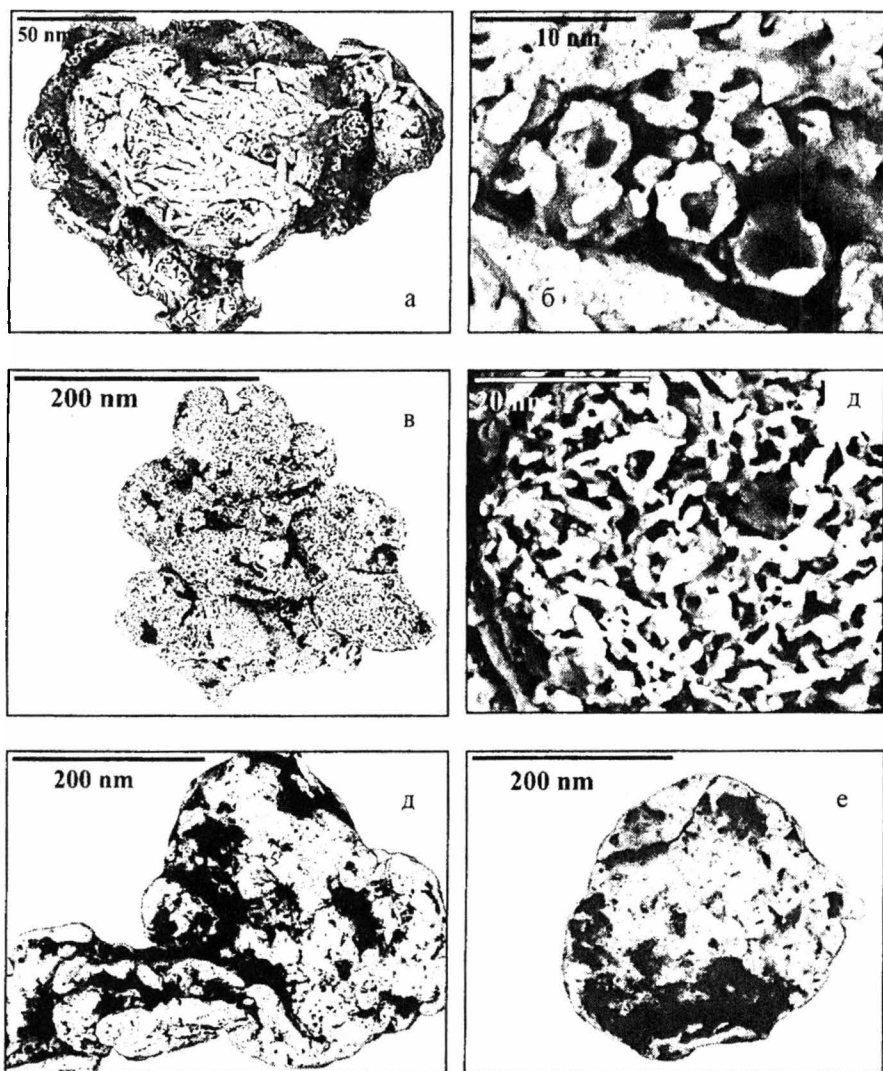


Рис. 2. Морфология агрегатного золота: трубчатого (а, б), ажурно-волокнистого (в, г) строения и "переходного" типа (д, е)

Химический состав агрегатного золота, мас. %

Элемент	Массивное			Зернистое			Трубчатое			Ажурно-волокнистое			Пористое			Переходное				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Si	0,54	-	-	0,14	0,12	-	-	-	0,17	0,32	-	0,76	-	0,32	1,24	0,92	0,38	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0,15	-	-	-	-	-	-	1,17	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	0,23	-	0,2	-	0,64	-	-	0,45	0,22	0,22	-	-	1,07	0,42	-	-	0,31	0,24
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	0,18
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	0,29	-	-	-	0,26	-	-	-	-	-	-	-
Pt	-	-	-	-	-	-	-	-	2,36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rh	-	1,22	1,37	-	0,69	1,39	0,94	1,06	-	-	0,7	1,03	-	-	1,26	2,32	1,39	0,59	1,01	1
Pd	-	0,79	-	-	0,96	1,06	-	0,72	-	-	0,71	-	-	-	-	1,55	-	0,58	0,99	-
Ir	-	-	-	-	-	-	-	-	1,38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34	-
Cu	0,4	0,59	0,85	0,36	-	-	0,38	2	-	-	-	-	-	-	0,36	-	-	-	-	-
Ag	12,83	22,19	4,78	3,82	7,19	7,12	14,6	2,04	1,55	0,96	4,6	3,58	7,89	4,22	6,52	5,23	-	-	-	-
Au	65,94	69,56	82,94	83,63	70,49	85,52	59,21	83,61	85,86	91,53	90,44	90,6	85,31	96,12	84,61	82,69	99,43	99,2	97,59	99,34
Hg	20,27	5,62	11,17	11,07	20,56	5,3	24,39	10,9	8,42	7,54	4,04	3,32	7,12	-	4,84	7,39	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	0,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,44	-	-
Σ	99,97	100,1	101,3	99,02	100,4	100,4	100,8	100,3	100,0	100,8	100,7	100,7	100,6	100,7	100,2	100,5	101,2	100,8	100,3	100,8

Примечания: 1, 2, 5 и т.д. – зерна; 3 – ядро; 4 – кайма одного зерна; 14 – светлое ядро, 15 – темная кайма одного зерна.

5. Агрегаты ажурно-волокнистого строения имеют спутанно-волокнистое строение и переменные содержания ртути.

6. Агрегаты "переходного" типа представлены зернами со следами механического воздействия при переносе в аллювии и являются переходными к типично аллювиальному золоту верхней Камы – тороидальному. Они сохраняют реликты первичного агрегатного строения: многочисленные пустоты, наложения отдельных фрагментов друг на друга, трещиноватость и др. Золото не содержит ртути и большинства других примесей, что свидетельствует об изменении первичного состава.

* * *

Таким образом, устойчивая примесь ртути отражает формирование золота из подвижных флюидов, имеющих, вероятно, глубинную природу. Глобулярная форма рудного золота может свидетельствовать об осаждении на органических остатках колонии микроорганизмов, что установлено на ряде месторождений [1]. Различие внутреннего строения говорит о характере (сегрегационном, скелетном и др.) деамальгамации золотосодержащего интерметаллида. Наблюдаемый рост пробности золота от агрегатного к "переходному" свидетельствует об очищении золота в процессе его гипергенного изменения в аллювии.

Авторы выражают благодарность И.И. Чайковскому за обсуждение результатов исследования.

Библиографический список

1. Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.

2. Илалтдинов И.Я., Чайковский И.И., Наумов В.А., Осовецкий Б.М. О "новом" агрегатном золоте Верхнекамской впадины // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2003. С. 97–100.

3. Наумов В.А., Голдырев В.В. Характеристика золота из современного аллювия Верхнекамской впадины // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья. Пермь, 1998. С. 37–38.

А.Ф. Хазов, В.И. Силаев

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

МОРФОЛОГИЯ И ГРАНУЛОМЕТРИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ГИПЕРГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Золотоносная кора выветривания на Приполярном Урале развивается на субстрате карбонатно-вулканотерригенных пород мороинской свиты, датируемой поздним рифеем [2, 4]. В строении соответствующих профилей выделяются три зоны: А – цоколь профиля, представленный слабоизменен-

ными материнскими породами; В – зона литомаржа, т.е. структурных продуктов дезинтеграции материнских пород, представленных супесчано-дресвяно-щебнистым материалом, постепенно переходящим в направлении снизу вверх в супеси-суглинки с варьирующей примесью обломков гравийной размерности; С – зона ожелезненных бесструктурных суглинков и глин со стяжениями железомарганцевых оксигидроксидов.

Нами было изучено самородное золото, отобранное на участке Катамбинском из 1 – серицит-хлоритовых сланцев, минерализованных сульфидами (цоколя) – 43 золотины; 2 – глинисто-дресвяно-щебнистых продуктов дезинтеграции минерализованных сланцев (нижней части зоны литомаржа) – 15 золотины; 3 – структурных супесей и суглинков с дресвой и обломками сланцев (верхней части зоны литомаржа) – 53 золотины.

Исследования проведены на аналитическом электронном микроскопе JSM 6400, оснащенном энергетическим и волновым спектрометрами. Морфология золотины изучалась по РЭМ-изображениям. Количественно оценивалась анизометричность золотины на основе отношения периметра их изображений к длине окружности, рассчитанной по 1/2 размера золотины. Гранулометрия осуществлялась по растровым изображениям, полученным под электронным микроскопом. Сама процедура состояла в измерениях минимального (min) и максимального (max) размера, их периметра, а также расчета диаметра ферре, т.е. полусуммы минимального и максимального размеров. Эта последняя величина и была нами использована в качестве основной гранулометрической характеристики, называемой ниже "размером" золотины [3].

По своему облику исследуемые золотины могут быть подразделены на два типа: I – ксеноморфный, включая подтипы анизометричный (вытянутые золотины), субизометричный (комковидные золотины) и дендритообразный; II – идиоморфный, т.е. кристаллы.

Среди золотины, отобранных из *сланцев*, встречены только ксеноморфные (рис. 1), пропорции между которыми определяются следующим образом (%): анизометричные – 39, субизометричные – 42, дендритообразные – 19. В *нижней части* зоны *литомаржа* наблюдаются только ксеноморфные золотины (рис. 2). Однако здесь фиксируется явное перераспределение частот встречаемости золотины в пользу дендритообразных (%): анизометричные – 34, субизометричные – 40, дендритообразные – 26. В *верхней части* зоны *литомаржа* наряду с ксеноморфными золотинами появляются кристаллы, встречаемость которых достигает 13% (рис. 3).

Кристаллографический анализ идиоморфных золотины свидетельствует о том, что большинство из них характеризуются додекаэдрическим габитусом, являясь комбинацией двух простых форм: основной – ромбододекаэдра и дополнительной – октаэдра. Грани последнего развиваются на месте вершин додекаэдра и отличаются меньшей площадью. На некоторых кристаллах додекаэдрического габитуса отмечаются грани куба, что приводит к комбинации $\{110\} > \{111\} > \{100\}$.

На додекаэдрических и октаэдрических гранях исследуемых кристаллов часто наблюдается штриховка роста, обусловленная ступенчатым микро-

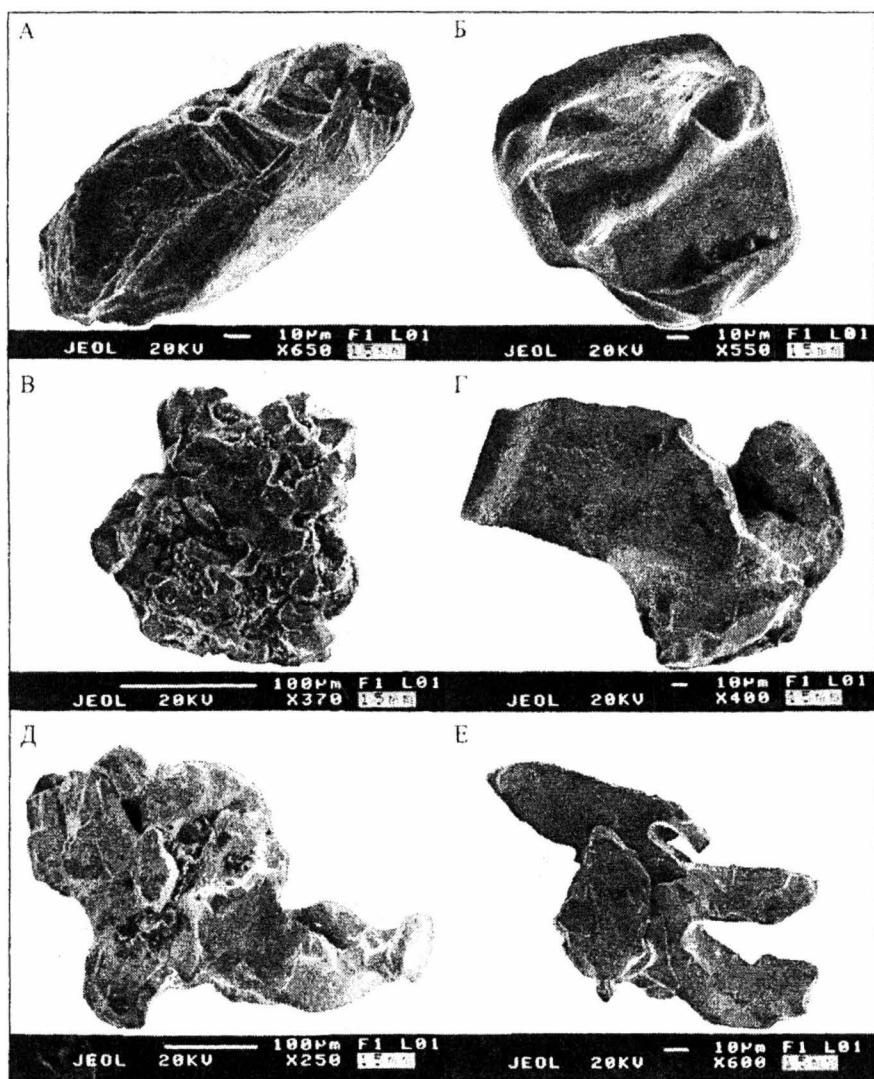


Рис. 1. Типичные облики ксеноморфных золотинок из сланцев цокольной зоны профиля коры выветривания. Золотины: а – анизометричная, б-в – субизометричные, г-е – дендритообразные

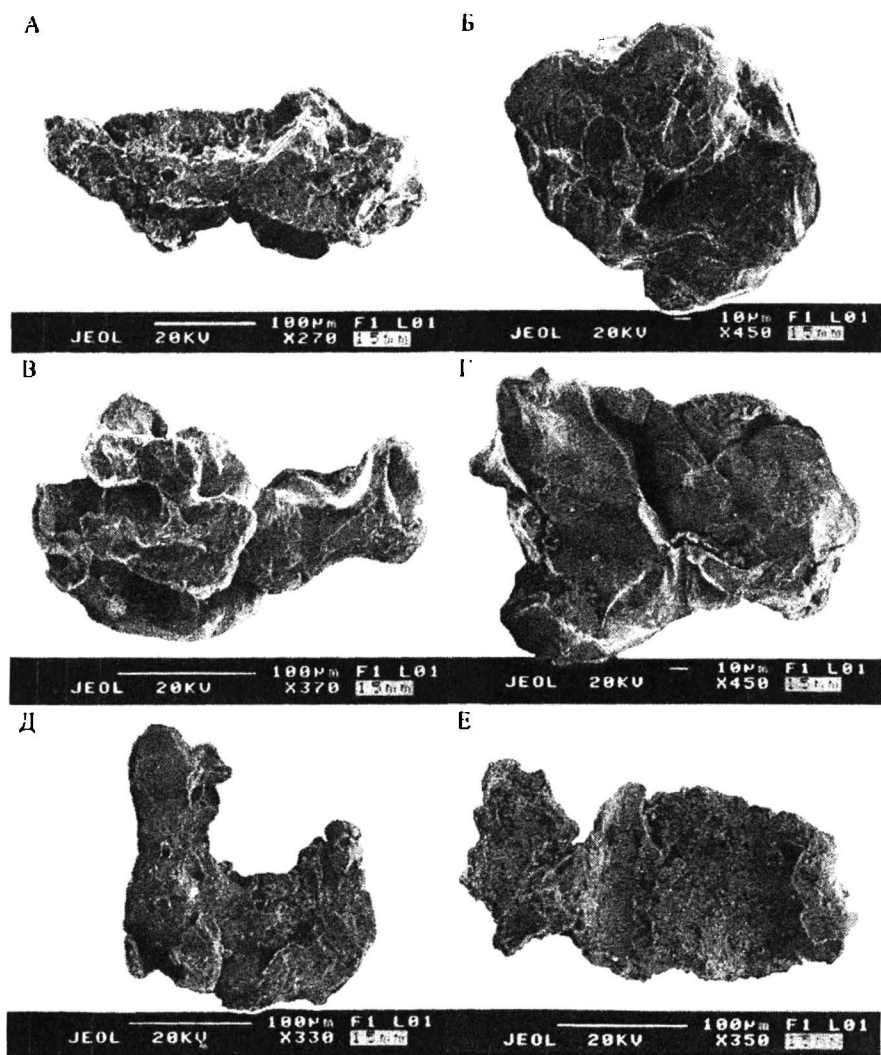


Рис. 2. Ксеноморфные золотины из нижней части зоны литомаржа: а – анизометричная, б – субизометричная, в–е – дендритообразные

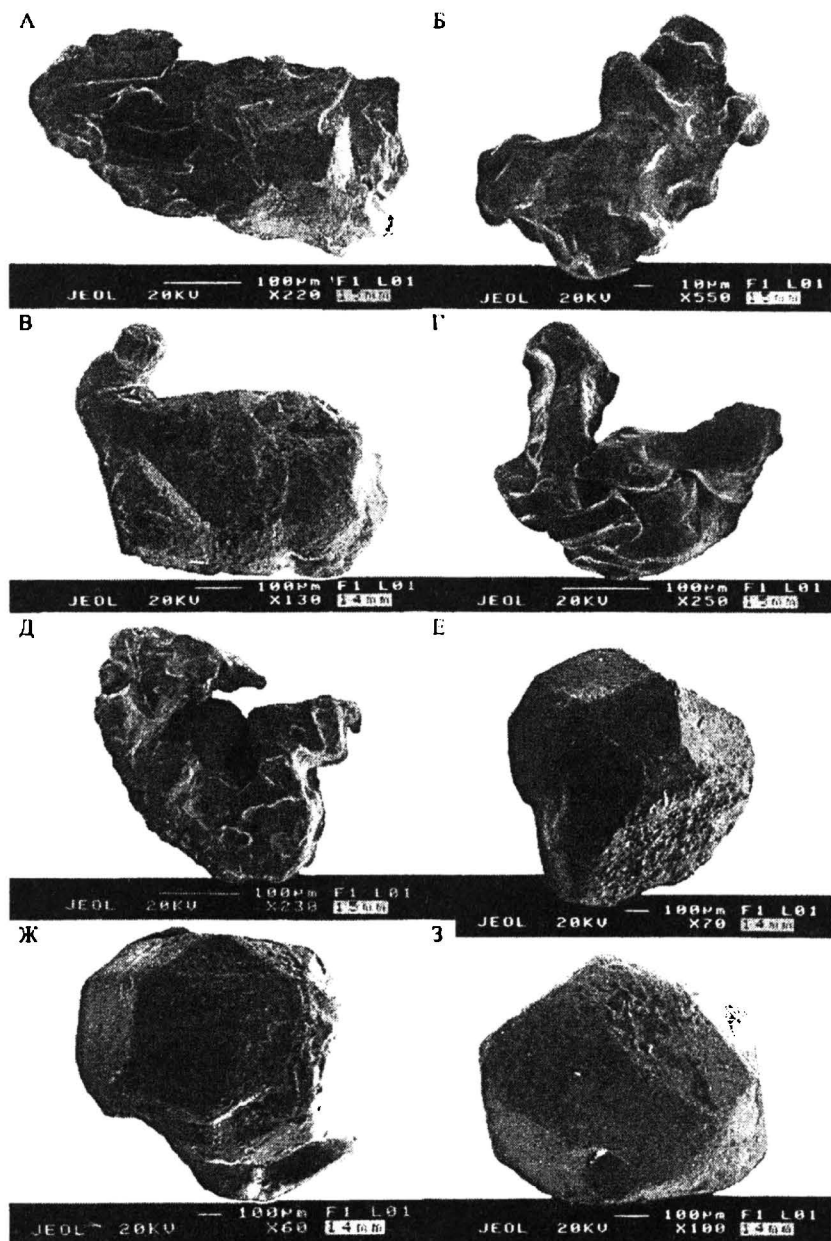


Рис. 3. Ксеноморфные (а-д) и субизометричные (е-з) золотины из верхней части зоны литомаржа

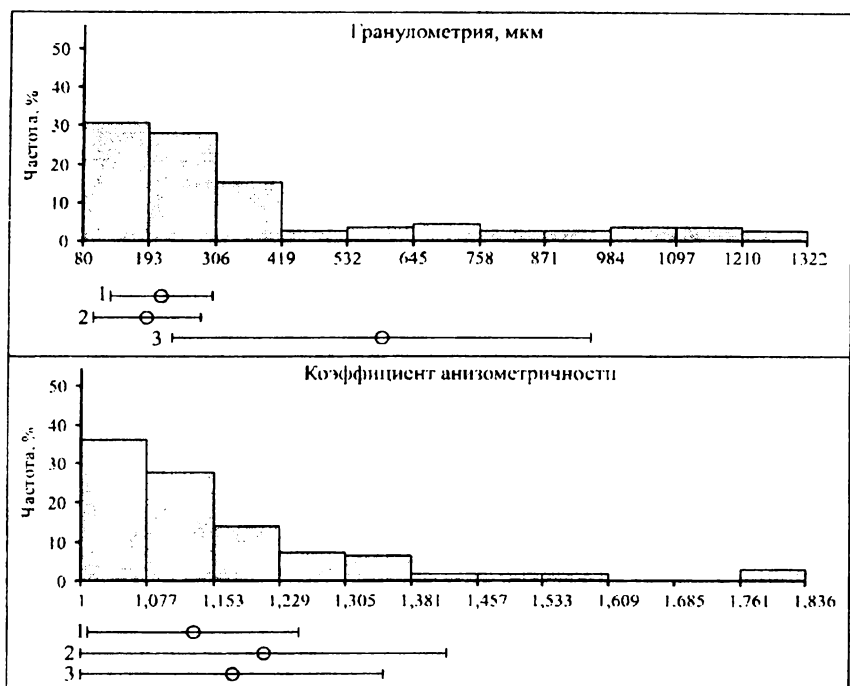


Рис. 4. Распределение золотин по гранулометрическим и морфологическим свойствам. Отрезками под частотными графиками показаны диапазоны варьирования свойств золотин по профилю коры выветривания ($\bar{x} + S_x$): 1 – шоколь, 2 и 3 – соответственно нижняя и верхняя части зоны литомаржа

Статистические параметры формы и размера золотин из профиля золотоносной коры выветривания

Объекты	n	$\bar{x}$	S_x	min	max
Гранулометрия, мкм					
1	40	215	89	107	455
2	14	191	92	106	483
3	53	593	358	100	1310
Коэффициент анизотричности					
1	40	1.129	0.120	1	1.536
2	14	1.209	0.209	1	1.819
3	53	1.175	0.182	1	1.836

Примечание: 1 – сланцы хлорит-серицитовые; 2 – нижняя часть зоны литомаржа; 3 – верхняя часть зоны литомаржа.

рельефом. Морфология упомянутых ступенек и общий характер штриховки дают основание отнести эти формы к результатам регенерации золотин. Можно сделать вывод о том, что в сингенезе исследуемых кристаллов периоды роста сменялись (возможно, неоднократно) периодами растворения. Последнее подтверждается часто встречающимися на кристаллах ямками травления.

На некоторых золотилах зафиксированы картины пересекающихся под прямым углом систем штрихов (ступеней роста), что свидетельствует о тенденции смены во времени додекаэдрического габитуса на кубический. Для исследуемых кристаллов последовательность образования форм может быть определена в следующем виде: $\{110\} \rightarrow \{111\} \rightarrow \{100\}$.

Ни на одной из рассмотренных нами золотин, как ксеноморфных, так и идиоморфных, не было обнаружено никаких признаков механического износа, что всегда фиксируется на аллювиальных золотилах [1]. Последнее свидетельствует об аутигенности золота.

По данным гранулометрического анализа, размер золотин колеблется в пределах 0.08–1.5 мм, подчиняясь гиперболическому закону распределения (рис. 4). Важнейшей особенностью варьирования золотин по размеру в профиле коры выветривания является отчетливый скачок, выражающийся в резком укрупнении при переходе от нижней существенно дресвяно-щебнистой части зоны литомаржа к верхней суглинистой. Очевидно, это укрупнение согласуется с появлением в коре выветривания кристаллов золота.

Проведенные измерения и вычисления показали, что в коре выветривания золотины явно характеризуются склонностью к изометризации. На это указывает плавное сокращение частот встречаемости золотин с ростом степени их анизометричности. В то же время признаков значительного упорядочения золотин по анизометричности непосредственно в профиле выветривания не обнаружено. Можно предполагать лишь некоторую статистическую тенденцию к возрастанию морфологического искажения золотин в направлении от сланцев к верхам зоны литомаржа.

Авторы благодарят главного геолога ОАО «Интагео» А. И. Ладыгина и начальника Саблегорской ГПП В. Г. Петухова за предоставление золотин для исследований, В. Н. Филиппова за помощь в аналитической работе, и В. И. Ракина за кристаллографическую консультацию.

Библиографический список

1. Майорова Т. П. Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. Екатеринбург: Наука, 1998. 147 с.
2. Ридзюнская Н. М., Полякова Т. П., Ладыгин А. И. Золотоносные коры выветривания Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С.35–46.
3. Хазов А. Ф. Гранулометрия, кристалломорфология и проба как индикаторы перегруппировки самородного золота при гипергенезе // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003.
4. Он же. Золотоносные коры выветривания на Приполярном Урале: общая характеристика // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2003. Вып. 5. С.180–186.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ЗОЛОТА СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Крупность самородного золота, которая в практике изучения россыпей и россыпепроявлений отождествляется с ситовыми (гранулярными, гранулометрическими) размерами, была и остается главной характеристикой россыпеобразующего металла [3]. Детальные исследования Верхнекамской впадины с установлением сравнительной крупности золота аллювиальных отложений основных рек региона показали, что в западном направлении металл становится мельче [1] (табл. 1). Отмечена унаследованность крупности золота в аллювии от таковой в размываемых породах, прежде всего юрских терригенных отложений, которая сопровождается последовательным повышением степени сортировки частиц по размеру с каждым циклом перемыва (табл. 2). Изучение нами гранулометрического состава золота современного руслового аллювия, проведенное по технологическим пробам объемом от 50 до 500 л, а также поисковым пробам объемом 20 л показало преобладание весьма мелкого (0,25–0,1 мм) и тонкого золота (0,1–0,05 мм), за исключением объекта «Чус». Доля золота крупностью менее 0,25 мм колеблется на различных объектах от 47,5 до 93,3% (табл. 3).

Согласно инструкции «Методика разведки россыпей золота и платиноидов» (1992), объекты, в которых золото размером менее 0,25 мм составляет более 20%, принято называть россыпями (россыпепроявлениями) с мелким и тонким золотом. Судя по среднему гранулометрическому составу, к ним относятся изученные объекты. На всех участках золото имеет крупность менее 1 мм. Средние размеры частиц золота колеблются от 0,14 до 0,35 мм.

Ааллювий бассейна р. Чус характеризуется более высокой долей собственно мелкого золота (1–0,25 мм) – 52,5%, чем на других объектах. Тонкое золото здесь в среднем составляет только 1,4%.

Гистограммы распределения частиц золота по крупности однотипны на всех объектах. Модальный класс соответствует фракции 0,25–0,1 мм (рис. 1). К нему относится от 43,3 до 62,3% массы частиц золота.

Одномодальный характер распределения и высокая доля модального класса частиц золота в целом свидетельствуют о хорошей сортировке частиц металла по крупности в аллювии изученных объектов. Можно выделить объекты с наиболее высокой степенью сортировки золота по крупности – аллювий бассейнов рек Кужвы, Кодзи, Юма, где массовая доля модального класса золотин составляет 57–62%. Несколько ниже степень сортировки золота в аллювии бассейнов рек Чуса, Лолога, Косы с аналогичной модой 43–46%.

Анализ изменения крупности золота в субмеридиональном направлении Верхнекамской впадины показал, что золото в аллювии более северных

Таблица 1

Средний гранулометрический состав золота в аллювии Верхнекамской депрессии (по Луневу и др., 1980), мас. %

Река	Класс, мм					Число проб
	1,0 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,1	0,1 - 0,05	<0,05	
Коса	5,3	22,1	45,8	25,3	1,5	393
Кужва	3,7	15,8	64,4	14,4	1,7	848
Вятка	-	3,6	42,6	45,2	8,6	111

Таблица 2

Средний гранулометрический состав разновозрастных отложений долины р. Кужвы (по Луневу и др., 1980), мас. %

Отложения	Класс, мм					Число проб
	1,0 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,1	0,1 - 0,05	<0,05	
I ₂₋₃	6,3	27,4	42,1	21,9	2,3	52
fglQII _{дп}	5,8	15,0	60,3	16,6	2,2	287
alQ _{III}	3,8	17,2	68,4	9,7	0,9	41
alQ _{IV}	-	12,5	72,1	14,4	1,0	21

Таблица 3

Гранулометрический состав золота современного аллювия Верхнекамской впадины, мас. %

Объект	Класс, мм				Ма, мм
	1,0 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,1	<0,1	
Кужва	1,8	17,3	61,6	19,3	0,20
Кодзь	-	6,7	56,8	36,5	0,14
Лолог	-	39,2	43,3	17,5	0,23
Коса	10,9	14,9	44,7	29,5	0,23
Чус	19,9	32,6	46,1	1,4	0,35
Юм	7,5	9,7	62,4	20,4	0,21

Таблица 4

Гранулометрия золота русловой макрофации аллювия, мас. %

Геоморфологические элементы	Класс, мм		
	+0,25	0,25-0,125	-0,125
Намывные косы	12	64	24
Намывные острова и перекаты	6	71,5	22,5
Бечевники	-	43	57

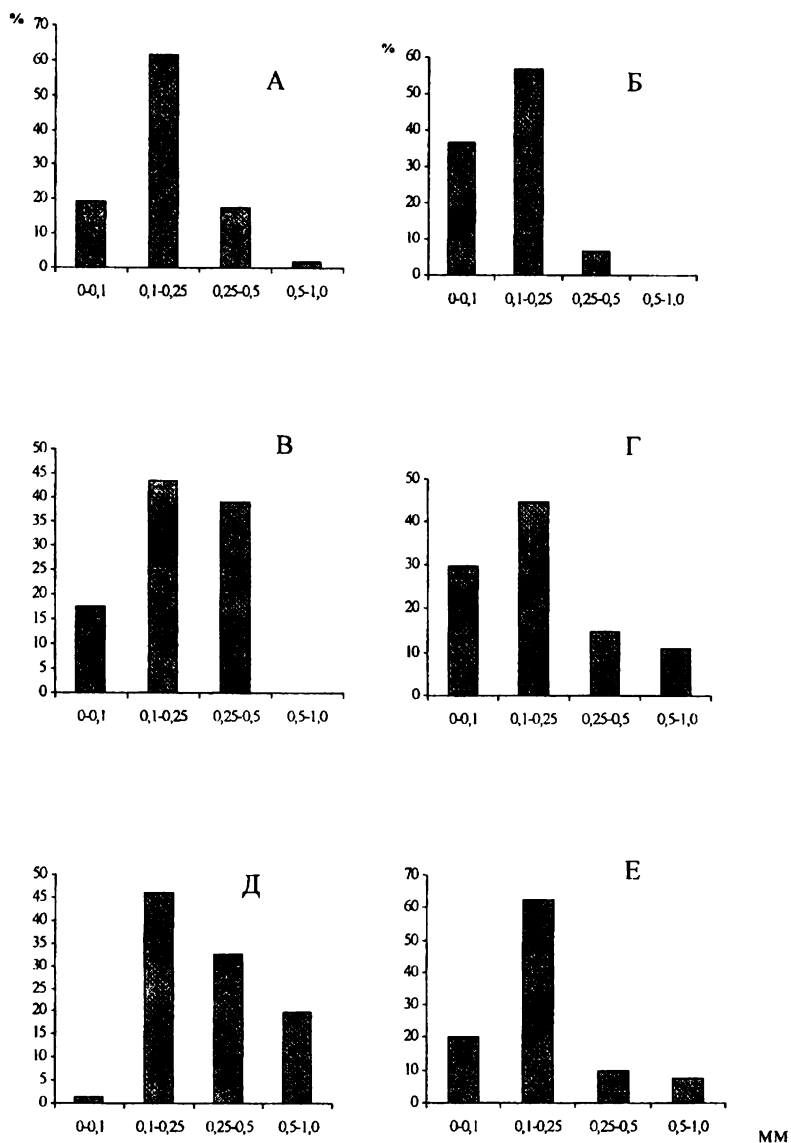


Рис. 1. Гистограммы распределения частиц золота по крупности:
 А) р. Кужва; Б) р. Кодзь; В) р. Лолог; Г) р. Коса Д) р. Чус; Е) р. Юм

объектов («Кужва», «Кодзь») характеризуется наименьшей средней крупностью (0,17 мм), центральных районов («Верхняя Коса», «Лолог») – промежуточным значением средней крупности (0,23 мм) и южных районов («Чус», «Юм») – наиболее высокой средней крупностью (0,28 мм).

Гранулометрический состав золота зависит от такового в источнике питания, скорости водного потока, морфологии долины реки и удаленности от источника [4]. Именно данные факторы объясняют различный характер распределения золота по крупности для каждого объекта в отдельности и по территории Верхнекамской впадины.

Изучение гранулометрии золота русловой макрофации аллювия, проведенное в пределах одного участка, показало преобладание крупного золота в отложениях намывных кос (табл. 4). Как и содержание, гранулометрия золота существенно зависит от литологического типа аллювиальных отложений (табл. 5).

Дробный гранулометрический анализ золота показал, что соотношения узкоразмерных классов собственно мелкого (1–0,25 мм), весьма мелкого (0,25–0,1 мм) и тонкого золота (0,1–0,05 мм) резко неравномерное. Пылевидное золото (менее 0,05 мм) составляет обычно 0,5–1,0%. Характер распределения частиц золота по крупности би- или полимодальный (табл. 6). В большинстве объектов модальные классы совпадают и приурочены к узкоразмерным интервалам (мм): 0,08–0,1, 0,2–0,25 и 0,5–0,63. Для аллювия рек Кодзи и Лолога максимальная мода размеров золотин смещена в класс 0,4–0,5 мм, т.к. отсутствует золото большей крупности.

По характеру распределения, свидетельствующем о различной степени сортировки частиц золота по крупности, объекты исследования можно разделить на 3 группы. Первую группу образуют объекты «Кодзь» и «Чус» с бимодальным распределением золота по крупности. Золото аллювия р. Кодзь отсортировано по крупности несколько лучше, чем таковое р. Чус, т.к. основную долю (24,2%) составляет модальный класс 0,1–0,08 мм при весьма незначительной доле частиц второго модального класса – 0,5–0,4 мм (1,7%). В аллювии р. Чус доля золотин модальных классов – 0,5–0,63 и 0,25–0,2 мм одинакова (19,9%).

Ко второй группе относятся объекты «Кужва», «Коса», «Лолог», для которых в гранулометрическом спектре золота выделено по 3 модальных класса с невысоким содержанием размерных фракций.

Наихудшая сортированность по крупности установлена для золота аллювия р. Юм, в гранулометрическом спектре которого выделяются четыре модальных класса. При этом содержание моды 0,25–0,2 мм (около 25%) является самым высоким из всех объектов.

Средний гранулометрический состав аллювиального золота территории Верхнекамской впадины показывает, что сортировка его частиц по размеру всё же не столь совершенна, как может показаться по данным малофракционного анализа (рис. 2). Среди золотин данного региона можно выделить три субраспределения. Основное по массе золота (около 50%) субраспределение характеризуется модой в узкоразмерном классе 0,1–0,08 мм. Его

Таблица 5

Средний гранулометрический состав золота в аллювии рек Косы и Кужвы
(по Луневу и др., 1980), мас. %

Река	Литология осадков	Класс, мм					Число проб
		1,0 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,1	0,1 - 0,05	<0,05	
Коса	Песчаные	-	12,6	39,1	45,3	3,0	14
-//-	Галечные	5,9	22,8	41,2	28,8	1,3	43
Кужва	Глинистые	-	7,7	62,9	26,6	2,8	38
-//-	Песчаные	1,1	14,9	69,5	13,0	1,5	163
-//-	Галечные	2,6	13,1	72,5	10,7	1,1	135

%

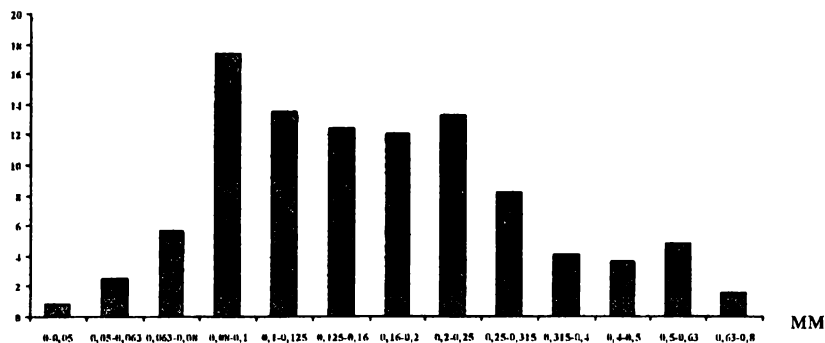


Рис. 2. Гистограмма распределения частиц золота по крупности (средний гранулометрический состав для аллювия Верхнекамской впадины)

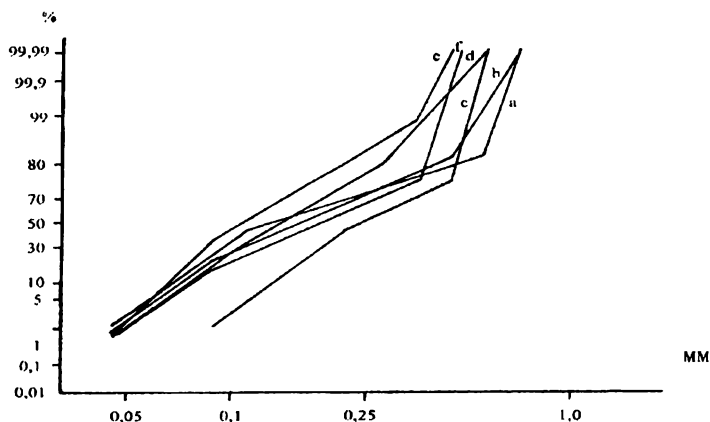


Рис. 3. Кумулятивные кривые распределения частиц золота по крупности:
а) р. Коса; б) р. Юм; в) р. Чус; д) р. Кужва; е) р. Кодзь; ф) р. Лолог

Таблица 6

Дробный гранулометрический состав золота, мас. %

Объект	Класс, мм												Ма, мм	
	0,8-0,63	0,63-0,5	0,5-0,4	0,4-0,315	0,315-0,25	0,25-0,2	0,2-0,16	0,16-0,125	0,125-0,1	0,1-0,08	0,08-0,063	0,063-0,05	<0,05	
Кодзь	-	-	1,7	0,4	4,6	10,0	12,3	14,4	20,1	24,2	8,1	3,6	0,6	0,14
Кужва	-	1,7	-	7,6	9,7	16,1	14,7	16,1	14,7	14,4	3,2	1,2	0,6	0,18
Коса	3,9	7,0	4,0	3,1	7,8	11,8	10,1	10,1	12,7	18,6	6,8	3	1,1	0,22
Лолог	-	-	17,5	4,2	17,5	13,9	13,3	10,5	5,6	10,5	4,2	2,1	0,7	0,23
Юм	-	7,5	-	6,5	3,2	24,7	18,3	12,9	65	14,0	3,2	2,1	1,1	0,21
Чус	-	19,9	4,2	14,2	14,2	19,9	12,1	11,3	2,8	1,4	-	-	-	0,31

Примечание: жирным шрифтом выделены модальные значения.

Таблица 7

*Дробный гранулометрический состав золота
из отложенный базального горизонта района с. Усть-Березовка, мас. %*

Параметр	Класс, мм													
	0,5-0,4	0,4-0,315	0,315-0,25	0,25-0,20	0,20-0,16	0,16-0,125	0,125-0,1	0,1-0,08	0,08-0,063	0,063-0,05	<0,05			
Масса, мг	0,45	0,10	0,40	0,95	1,00	1,25	2,15	2,50	0,60	0,40	-			
Ср. масса зн.	0,45	0,10	0,08	0,053	0,036	0,0245	0,0172	0,0104	0,0074	0,0075	-			
Доля, %	4,6	1,0	4,1	9,6	10,2	12,8	21,9	25,6	6,1	4,1	-			

формирование может быть связано с концентрацией мельчайших частиц россыпного металла и дополнительным поступлением в аллювий золотин, высвободившихся из агрегатов в процессе их разрушения при переносе.

Второе субраспределение (мода 0,25–0,2 мм) соответствует частицам золота, находившимся в промежуточных коллекторах (нижнетриасовые и среднеюрские терригенные породы). Доля его около 42%. О многократном перемыве пород и длительном пребывании золотин в экзогенных условиях свидетельствуют уплощенная форма и высокая степень обработанности.

Третье субраспределение с модой 0,63–0,5 мм (доля около 8%) отвечает наиболее крупным золотинам, часть которых может иметь местное происхождение. Последние отличаются комковидной формой или агрегатным строением. Был выполнен дробный гранулометрический анализ золота (табл.7), извлеченного из базального горизонта в разрезе у с. Усть-Березовка.

Размер знаков золота τ в пределах от 0,5 до 0,02 мм. Золото крупностью более 0,25 мм встречено лишь в единичных знаках. Во фракции < 0,125 мм сосредоточено более половины общей массы золота. Всего учтено 615 знаков суммарной массой 9,8 мг.

Кумулятивные кривые, построенные по данным дробного гранулометрического анализа на логарифмически-вероятностном графике, имеют типичный для россыпей с мелким золотом вид ломаной линии, состоящей из трёх отрезков. Они могут быть аппроксимированы одной прямой, соответствующей логнормальному распределению с усечением конечных отрезков. Средняя часть представляет основную массу золотин и отражает соответствие их логнормальному закону распределения частиц по крупности [5].

«Усечение» кривой в области крупных знаков обусловлено недостаточным объемом опробования. Область «усечения» на объектах исследования различна и составляет для объекта «Кужва» размерность более 0,25 мм, «Кодзь» и «Лолог» – более 0,315 мм, «Юм» и «Чус» – более 0,4 мм и более 0,5 мм – для объекта «Верхняя Коса». Экстраполяция кумулятивных кривых в область крупных знаков при условии соответствия их логнормальному закону распределения позволяет предполагать наличие в изученных объектах частиц золота крупностью от 1 до 3 мм (рис. 3).

Дефицит пылевидных, тонких и весьма мелких знаков, сопровождающийся усечением кривой в области размеров менее 0,1 мм (для объектов «Юм», «Лолог», «Кодзь»), менее 0,125 мм («Верхняя Коса», «Кужва») и менее 0,16 мм («Чус»), может быть обусловлен частичными потерями золотин при обогащении проб.

Библиографический список

1. Лунев Б. С., Блом Г. И., Игнатьев В. И. и др. О литолого-фациальных особенностях золотоносного равнинного аллювия // Вопросы методики поисков россыпей с мелкими зернами ценных минералов / Перм. ун-т. Пермь, 1980. С. 2–36. Рук. деп. в ВИНТИ 26.08.80, № 3864-80 Деп.
2. Методика разведки россыпей золота и платиноидов. М.: ЦНИГРИ, 1992. 286 с.
3. Нестеренко Н. В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере района юга Сибири). Новосибирск: Наука, 1991. 191 с.

4. *Осовецкий Б.М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.

5. Он же. Дробная гранулометрия аллювия. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. 342с.

М.В. Мальцева
Пермский университет

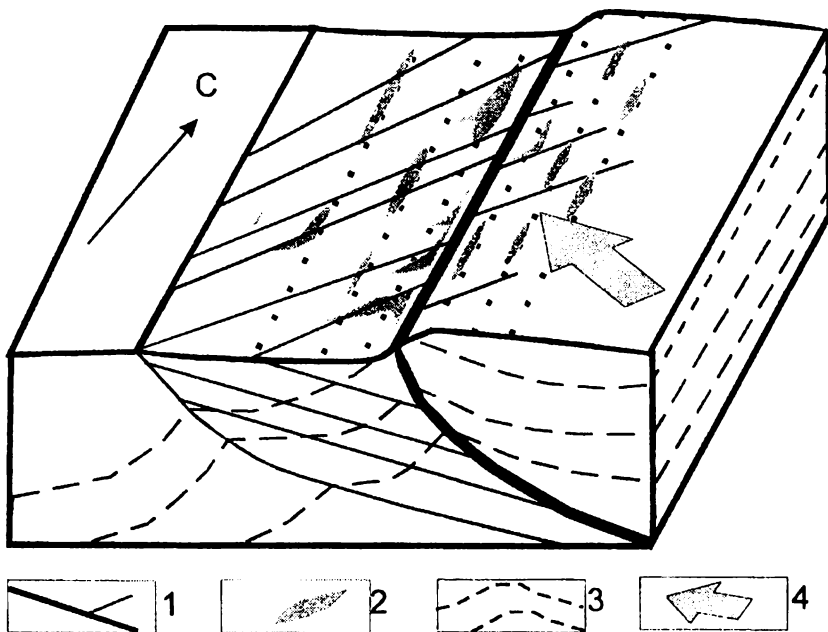
О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ РОЛИ ПОПОВСКО-ПРОМЫСЛОВСКОЙ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ЗОНЫ

Одним из основных полезных ископаемых западного склона Среднего и Северного Урала является золото. Наиболее крупные россыпные месторождения Крестовоздвиженское и Верхний Велс локализованы в восточной части Центрально-Уральского поднятия вдоль Поповско-Промысловской дизъюнктивной зоны (ППДЗ), расположенной в пределах палеоконтинентального сектора.

ППДЗ является крупной геологической границей, по которой вдоль всего Западного Урала вулканогенно-терригенные формации континентального склона сближены с шельфовыми терригенно-карбонатными. В пределах Ляпинско-Кутимского мегантиклинория она представлена Поповским разломом, который, по данным А.М. Курбацкого (1967) представлен взбросом с восточным падением (80–85°). Южное окончание этого разлома в пределах Кваркушско-Каменногогорского мегантиклинория, по данным С.Б. Суслова, является сдвиго-надвигом с более пологим восточным падением (45–60°) и известно как Тылайско - Промысловский. Породы автохтона на всем протяжении Поповско - Промысловского дизъюнктива представлены терригенно-карбонатными комплексами рифея и нижнего палеозоя до нижнего ордовика на Верхнем Велсе и нижнего девона на р. Полуденной, что указывает на уменьшение уровня эрозионного среза с севера на юг или увеличение амплитуды надвигания.

ППДЗ является границей, разделяющей блоки с различной степенью метаморфизма. На Среднем Урале вдоль разлома породы автохтона изменены в условиях пренит-пумпеллитовой фации породы, а аллохтона – эпидот-мусковит-хлоритовой субфации. На Северном Урале вдоль разлома граничат породы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, однако, по данным А.М. Курбацкого (1967), вдоль надвига отмечается перемещение границы степени метаморфизма (альбит-эпидот-амфиболитовой фации) в стратиграфически более высокие горизонты (рисунок).

Зоны повышенной золотоносности связаны с метасоматическими породами, которые образуют локальные участки вдоль ППДЗ. На Верхнем Велсе (Суханов, 1985) описаны породы березит-лиственитовой формации. Уста-



Структурно-тектоническая модель Поповско-Промысловской дизъюнктивной зоны: 1- надвиги и оперяющие их разломы; 2- зоны золотосодержащих метасоматитов; 3- границы между фациями метаморфизма; 4- направление надвигания

новлена зависимость от состава и структуры пород. Так, кварцитопесчаники осветлены, перекристаллизованы, карбонатизированы, пиритизированы и насыщены кварцевыми жилами и прожилками. Мощность таких зон – первые метры. В сланцевых толщах метасоматиты проявлено более масштабно (от десятков до сотен метров). Отмечается метасоматическая зональность – натрового в центральных частях (парагонит, альбит), магнизиально-кальциево-углекислого – на периферии. Метасоматиты сопровождаются микроскладчатостью и широким развитием будинизированных кварцевых и кварц-сульфидно-карбонатных жил, что отражает их синтетектоническую природу. В карбонатных толщах метасоматиты мощностью до 3–4 м приурочены только к зонам тектонического рассланцевания. Таким образом, наиболее масштабно метасоматоз проявился в сланцевых толщах, которые изначально были более водонасыщенными. В Промысловской зоне метасоматиты аллохтона характеризуются мусковит-альбит-кварц-хлоритовым составом, а для автохтона типичны ореолы анкерит-кварцевых жил.

Локализация метасоматитов с повышенной золотоносностью, как и кварцевых полей, вдоль главного надвига и оперяющей системы разломов, синтетектонический характер метасоматитов и кварцевых жил свидетельству-

ют о формировании оруденения в процессе коллизионных движений. Ориентировка оперяющей системы разломов отражает левосдвиговый характер надвигания блоков. Подъем границы фаций метаморфизма вдоль ППДЗ говорит об активном преобразовании субстрата и процессах мобилизации рудоносных флюидов. Более масштабное преобразование сланцевых толщ подтверждает генерирующую роль в процессе рудообразования. Локализация наиболее крупных тел в автохтоне отражает экранирующую роль надвиговой зоны.

Таким образом, Поповско-Промысловская дизъюнктивная зона выступает как благоприятная рудомобилизирующая, рудоподводящая и рудо-локализирующая структура, главным образом, для метаморфогенных флюидов золото-кварцевой формации.

Т.Ш. Еремеева
Пермский университет

О ЗОЛОТЕ АЛЛЮВИЯ БАССЕЙНА р. ВЕСЛЯНЫ

Основной целью исследования являлась оценка золотоносности современного аллювия бассейна р. Весляны в районе пос. Усть-Черная. Во время полевого сезона 2002 г. сотрудниками кафедры минералогии и петрографии (И.Я. Илалтдинов, К.П. Казымов, Б.М. Осовецкий, И.И. Чайковский) были отобраны пробы из аллювия р. Весляны объемом по 15 л. После грохочения и обогащения на винтовом шлюзе были выделены концентраты. В лаборатории способом домывки в бромформе из концентратов получены ультраконцентраты, из которых отобраны знаки золота и платиноидов*.

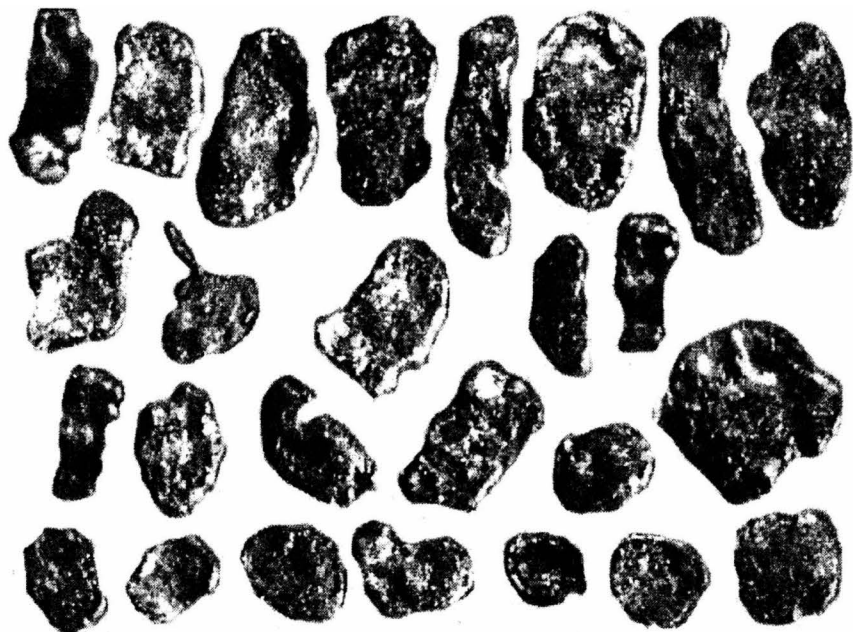
Нами изучено три пробы, представляющих грубообломочные отложения бечевниковой субфации аллювия рек Весляны и Черной (таблица).

Данные о металлоносности аллювия бассейна р. Весляны

№ п/п	Номер пробы	Река	Число знаков		Масса, мг		Содержание, мг/м ³	
			Au	Pt	Au	Pt	Au	Pt
1	13-Вес	Весляна	134	10	0,55	0,05	37	3
2	15-Вес	Черная	112	4	0,65	<0,05	43	<3
3	24-Вес	Весляна	151	2	0,65	<0,05	43	<3

© Т.Ш. Еремеева, 2004

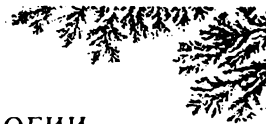
* Илалтдинов И.Я., Чайковский И.И., Наумов В.А., Осовецкий Б.М. О «новом» агрегатном золоте Верхнекамской впадины // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2003. С. 97–100.



Золото аллювия р. Весляны

Установленные концентрации золота явно повышенные, если учесть, что они характеризуют бечевниковые отложения. Золото представлено хорошо обработанными сильно уплощенными знаками с гладкой поверхностью. Нередко золотины имеют тороидальную форму (рисунок).

Платиноиды комковидные и уплощенные, отличаются ноздреватой поверхностью, стально-серым цветом.



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ГАЛОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б.М. Голубев

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ПЛАСТ СИЛЬВИНИТА Кр.IV КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НАЧАЛА КАЛИЙНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ЛОКАЛЬНОЙ ПЛОЩАДИ ВЕРХНЕКАМСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА

Калийная залежь Верхнекамского месторождения представлена двумя пачками (зонами): сильвинитовой (внизу) и карналлитовой (вверху). Сильвинитовая пачка сложена пластами красного сильвинита, индексируемыми (снизу вверх) Кр.III, Кр.II, Кр.I, и пластом А полосчатого сильвинита. Карналлитовая пачка – пластами карналлитовой породы (пестрого сильвинита), индексируемыми (снизу вверх) Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К. Карналлитовая порода развита преимущественно в западной части месторождения, пестрый сильвинит – в восточной.

При проведении предварительной разведки южной части Верхнекамского месторождения (1965 г.) и детальной разведки его Усть-Яйвинского участка скв. 403, 404, 983, 987 на юго-западе и скв. 424 на юге месторождения в верхней части разреза подстилающей каменной соли ниже слоя маркирующей глины (МГ) был вскрыт слой красного сильвинита, проиндексированный [3] как пласт Кр.IV. К сильвинитовой пачке ни одним из исследователей Верхнекамского месторождения он не был отнесен (рис. 1). А.И. Кудряшов вскрытый указанными скважинами слой сильвинита рассматривает как остаточные линзы после полного выщелачивания в течение диагенеза движущимися вдоль маркирующей глины агрессивными водами некогда сплошного сильвинитового пласта. Н.М. Джиноридзе [2] считает, что залегающие в подстилающей каменной соли ниже маркирующего горизонта ангидрит-галитовых пород сильвиниты имеют тектоническое происхождение, связанное с формированием Усольского регионального надвига.

Пласт сильвинита Кр.IV на юго-западе месторождения дополнительно вскрыт разведочными на нефть скв. 57, 68, 69 и 70, пробуренными в 2000–2002 гг. западнее скв. 403, 404 и 987 Усть-Яйвинского участка. В результате площадь его распространения существенно расширилась (рис. 2). Характери-

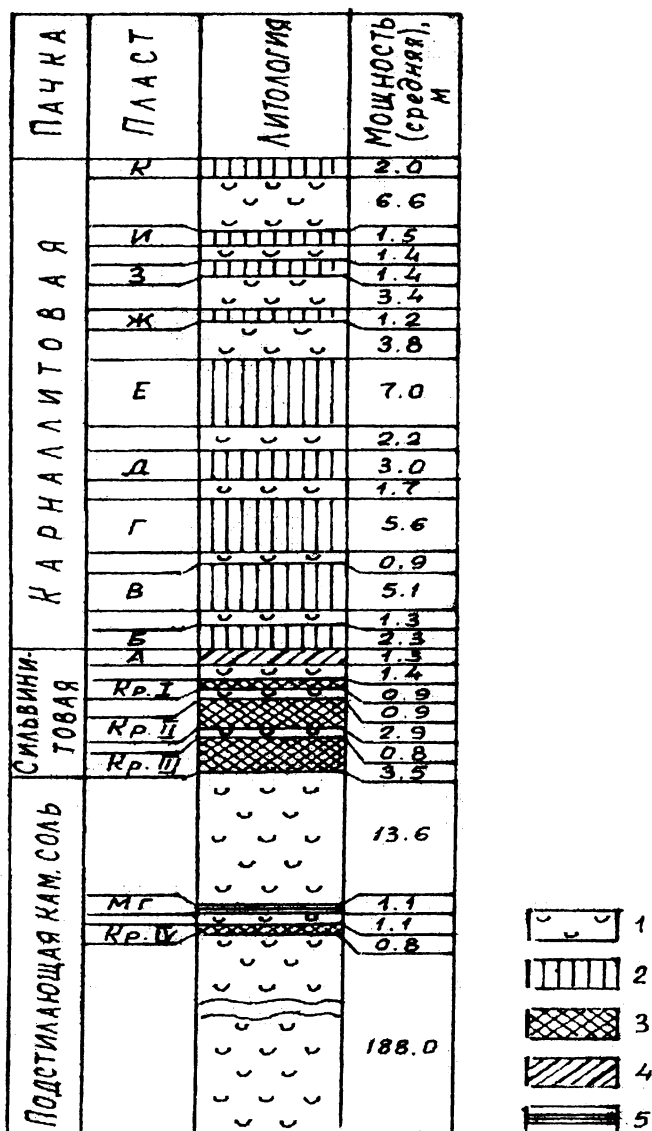


Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез калийной залежи и подстилающей каменной соли на юго-западе Верхнекамского месторождения: 1 – каменная соль; 2 – карналлитовая порода; 3 – сильвинит красный; 4 – сильвинит полосчатый; 5 – слой маркирующей глины

стика пласта Кр.IV по мощности и положению его относительно слоя МГ приведена в таблице.

Характеристика пласта сильвинита Кр.IV по вскрывшим его скважинам

№ скв.	Мощность пласта Кр.IV, м	Мощность слоя МГ, м	Глубина залегания кровли пл. Кр.IV, м	
			от подошвы сильвинитовой пачки	от подошвы слоя МГ
57	0,8	0	12,2	МГ нет
68	0,7	1,0	17,2	0,6
69	0,6	0,9	14,8	1,2
70	0,8	0	7,6	МГ нет
403	0,8	1,4	13,1	1,45
404	1,0	0	13,8	Мг нет
424	3,45	1,95	18,0	0
983	0,7	0,85	15,8	1,05
987	0,6	1,40	15,8	0

Мощность пласта Кр.IV равна 0,6–1 м. Исключение составляет скв. 424, пробуренная на юге месторождения. Этой скважиной вскрыт пласт Кр.IV мощностью 3,45 м. Здесь он состоит из двух слоев сильвинита и разделяющего их слоя каменной соли. Верхний слой сильвинита имеет мощность 1,4 м, нижний – 0,95 м. Мощность разделяющего слоя каменной соли составляет 1,1 м.

Относительно увеличенная мощность пласта Кр.IV по скв. 424, вероятно, является следствием его складчатого залегания. Об этом свидетельствует строение пласта – повторение сильвинитового слоя по его разрезу. Пласт Кр.IV залегает или непосредственно под слоем МГ (скв. 424, 987), или на небольшом (0,6–1,45 м) расстоянии от него. В скв. 57, 70, 404 слоя МГ нет. Его отсутствие может быть объяснено двумя причинами: 1) потерей сплошности слоя в процессе развития соляной тектоники, 2) бурением в местах, где слой МГ не был вообще сформирован. От подошвы сильвинитовой пачки пласт Кр.IV находится на расстоянии 7,6–17,2 м.

В структурно-тектоническом плане площадь развития пласта сильвинита Кр.IV приурочена к южной центриклинали Усольской мульды Камского прогиба (см. рис. 2). Сква. 424, вскрывшая пласт Кр.IV на юге месторождения, расположена на южной оконечности Камского прогиба. Камский прогиб на западе сопряжен с Камско-Вишерским валом, осложненным брахиантиклинальными поднятиями, протягивающимся в меридиональном направлении вдоль западной границы Верхнекамского месторождения солей. Камский прогиб – наиболее прогнутая по всем стратиграфическим поверхностям соляной толщи отрицательная линейно вытянутая в меридиональном направлении структура, приближенная к западному борту Соликамской депрессии. Соответственно его необходимо рассматривать как осевую линию последней во время иренского соленакопления.

Превышение сводовых частей Камско-Вишерского вала над мульдовыми частями Камского прогиба достигает 350–400 м. Наибольшее превышение (440 м) фиксируется между сводом Усольского купола и смежной Усольской мульдой. Величина превышения отражает не только рельеф дна солеродного бассейна. Она является производной как глубины бассейна, так и соляной тектоники.

Приведенный геологический материал позволяет сделать следующие уточнения по калийному седиментогенезу Верхнекамского солеродного бассейна. Пласт сильвинита Кр.IV, залегающий в верхней части разреза подстилающей каменной соли под слоем МГ, является первичным седиментационным образованием и знаменует собой начало калийного седиментогенеза. Последний носил ограниченный характер и локализовался в наиболее погруженных участках дна солеродного бассейна, удаленных от места втока морских вод, его питающих.

Наиболее погруженные участки дна солеродного бассейна совпадали в иренское время с осевой линией Соликамской депрессии. Калийная седиментация была вскоре прервана вторжением значительных объемов опресняющих континентальных вод с юго-востока, покрывших большую часть экватории Верхнекамского солеродного бассейна. В результате такого вторжения произошло отложение слоя МГ, терригенно-хемогенный материал которого [4] характеризуется карбонатно-хлоридно-силикатно-сульфатным составом (по возрастающему содержанию). На поступление в солеродный бассейн опресняющих вод преимущественно с юго-востока Соликамской депрессии указывает увеличение мощности слоя МГ до 3–4 м (против 0,6–0,8 м в ее западной прибортовой зоне) и количества нерастворимого осадка (НО) в солях до 20–30% в этом направлении.

Отложение сильвинита пласта Кр.IV происходило в глубоководных условиях (до 100 м) вне зоны взмучивания. Это обусловило его сохранность от растворения при притоке больших объемов континентальных вод. В условиях больших глубин насыщения рапы легкорастворимыми солями при солнечном испарении, как правило, не достигается и соответственно садки калийных солей не происходит. В нашем случае кристаллизация сильвина происходила из придонного насыщенного KCl слоя рапы, сконцентрированной испарением в восточной мелководной части площади Верхнекамского солеродного бассейна и сдвинувшей в наиболее погруженные участки дна, совпадавшие с осевой зоной Соликамской депрессии.

Указанный механизм формирования сильвинитового пласта Кр.IV находится в полном соответствии с учением М.Г. Валяшко о физико-химических закономерностях развития солеродных бассейнов и образования соляных месторождений [1].

Библиографический список

1. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
2. Джиноридзе Н.М. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. СПб., 2000. 400 с.

3. Кудряшов А.И. Роль подземных вод в формировании калийной залежи Верхнекамского месторождения // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975. Вып. 7. С. 66–76.

4. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. № 6. С. 669–672.

А.Ф. Сметанников*, С.Н. Шанина**

* Горный институт Пермского НЦ УрО РАН, г. Пермь

** Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ НАНОЧАСТИЦ ЗОЛОТА, ПЛАТИНЫ И ПАЛЛАДИЯ В СОЛЯНЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Верхнекамское месторождение солей (ВКМС) расположено в центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и представлено мощной (свыше 500 м) соляной толщей, которая подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль (320–400 м), калийную залежь (70–100 м) и покровную каменную соль (20 м). Площадь соляной толщи 8100 км², калийной залежи – 3750 км².

Соляные породы месторождения содержат Au, Ag и Pt-металлы [6, 8, 10]. Изучение их минералогии в первую очередь было связано с выявлением форм нахождения и взаимоотношения с минералами соляных пород [6, 8–11]. Выявлено [10, 12, 14], что минералы компонентов солей, минералы и соединения Au, Ag и Pt-металлов представлены тремя парагенетическими минеральными ассоциациями, продукты которых разобщены в пространстве и по времени образования.

Первая (карбонилгалогениды Au, самородное золото, интерметаллиды Au, Ag, Cu, Ni, Fe и др. с гетитом, доломитом и кварцем) локализована в сильвине и карналлите. Вторая (Ag, Pt-металлы, незначительная часть Au, сульфосоли Ag, хлориды с сульфатами, карбонатами, органическим веществом и др.) локализована в Н.О. сильвинитов и карналлитовых пород, составляя нерастворимый в воде остаток (Н.О.) соляных пород калийной залежи. Третья представлена соединениями Au, Ag и Pt-металлов, сульфатами, карбонатами и другими минералами, составляющими Н.О. подстилающей каменной соли.

Форма нахождения исследуемых металлов устанавливалась фазовым анализом. Изучалось распределение благородных металлов в исходной породе и ее составляющих. Для соляной породы это была собственно исходная порода – сильвинит, карналлит или каменная соль. Далее изучались ее составляющие – чистая (выпаренная) соль и нерастворимый в воде остаток

(Н.О.), разделенный на осадочную часть и флотируемый материал, который в процессе отмывания делился на две части, флотируемые в насыщенном солевом растворе и в дистиллированной воде.

Прямая инструментальная диагностика (МРС-анализ) оказалась возможна только для самородного золота и его интерметаллидов [11], размеры выделений которых составляют от 300 нм до 70 мкм. Количество самородного золота и его интерметаллидов составляет не более 3–4% от его общего количества в соляных породах [7, 8, 10, 11]. Большая часть этих соединений золота представлена наночастицами.

Подход оказался методически обоснованным, но прямую инструментальную диагностику основной части соединений благородных металлов, представленных не только наночастицами, но и неизвестной формой нахождения, на данном уровне исследований провести невозможно. Необходимо было дальнейшее разделение фаз, в которых сконцентрировано Au (минеральный пигмент сильвина). Но главная задача состояла в разделении фаз, в которых сконцентрированы Pt и Pd (Н.О. сильвинитов). Органическая составляющая Н.О. соляных пород была разделена методами хлороформенной (ХБ) и спиртобензольной (СББ) экстракции. Затем состав выделенных фаз был изучен химико-аналитическими (определение содержания Au, Pt, Pd) и физико-аналитическими методами (выявление структуры составляющих данную фазу веществ). Поскольку ХБ и СББ вытяжки представлены смесью большого количества самостоятельных органических соединений, необходимо было их разделение на более простые фазы.

Первая стадия фазового анализа была завершена разделением сильвинита на сильвин, галит и нерастворимый в воде остаток (Н.О.), а также выделением из сильвина его пигмента.

Установлено [6, 8, 10, 11], что основная часть золота сконцентрирована в сильвине и связана с его пигментом в форме карбонилгалогенидов. Серебро и платиновые металлы фиксируются в Н.О. сильвинита, причем платиновые металлы связаны с органической фазой в виде сложных органических соединений. В каменной соли Au, Ag и Pt-металлы сконцентрированы в Н.О.

Известно [1, 2, 5, 17, 18], что карбонильные группировки (CO) могут присоединять к себе катионы металлов с образованием карбониллов металлов $\text{Co}(\text{CO})_4$, $\text{Ni}(\text{CO})_4$, $\text{Fe}(\text{CO})_5$. Образование таких комплексов с Ag, Cu, Au, возможно лишь при условии присутствия в них Cl. Вхождение основного количества золота в сильвин и связь его с гетитовой составляющей пигмента, а известные закономерности образования карбониллов металлов дают основание считать, что золото в калийной залежи присутствует в форме карбонилгалогенидов. В катионной части этих соединений сосуществуют Au и Fe.

Далее осуществлялось выделение, вернее, разделение органической составляющей Н.О. соляных пород методами хлороформенной и спиртобензольной экстракции, а также детектирование, инструментальная диагностика и идентификация форм нахождения Au, Pt, Pd сконцентрированных в минеральном пигменте сильвина (Au) и Н.О. сильвинитов (Pt, Pd), а также в ХБ и СББ вытяжках.

Для ее осуществления опробован разрез промышленной зоны калийной залежи и отдельных слоев верхней пачки подстилающей каменной соли. Две пробы отобраны из слоев 13, 14 верхней пачки подстилающей каменной соли (ПдКС) и пять проб – из продуктивных пластов промышленной зоны калийной залежи (КрII, А, Б, В и пласта соли В-Г). Пласт В опробован в сильвинитовой (индекс пробы ВС) и в карналлитовой части (индекс пробы ВК). Пробам присвоен индекс МТП (минералого-технологическая проба). Из них выделен Н.О. с разделением на отдельные составляющие: осадок Н.О._{ос} и флотируемую в насыщенном рассоле часть – Н.О._{фл}. В двух пробах (МТП-КрII и МТП-ВС) выделился дополнительный компонент, материал которого флотировался в дистиллированной воде, – Н.О._{фл п} (МТП-флотат.пена). Проанализирован состав компонентов Н.О. (табл. 1), определено содержание в них органического углерода (табл. 2). Из компонентов Н.О. сделаны хлороформенные (ХБ) и спиртобензольные (СББ) вытяжки (табл. 3), проанализированные методами инфракрасной спектроскопии (ИКС) и газовой-жидкостной хроматографии (ГЖХ). Все компоненты Н.О. и вытяжки проанализированы атомно-спектральными методами для определения содержания Au, Pt, Pd (табл. 4).

Содержание Н.О. в калийной залежи выше, чем в подстилающей каменной соли, и повышается вверх по разрезу до пласта Б, но в пласте В уменьшается – в сильвинитовой части до 6,3, а в карналлитовой – до 1,1%.

Содержание органического углерода изменяется от 0,38 до 1,54 %. В калийной залежи концентрация $C_{орг}$ выше, чем в подстилающей каменной соли. Причем, до пласта А содержание $C_{орг}$ увеличивается, а в пласте Б с максимальным содержанием Н.О. уменьшается. Далее вверх по разрезу содержание Н.О. уменьшается, а содержание $C_{орг}$ увеличивается.

Для составляющих частей Н.О. наиболее высокие концентрации $C_{орг}$ установлены в Н.О._{фл}, где его содержание в среднем в 3 раза выше, чем в Н.О._{ос}, но основное его количество содержится в Н.О._{ос}. Отмечается положительная корреляция содержания органического углерода в Н.О. с содержанием в нем гидроокислов железа.

Основой Н.О._{ос} каменной соли являются ангидрит, доломит, кварц, полевой шпат, гипс и кальцит (по убыванию). В К-Mg рудах добавляются хлорит, гидрослюда, пирит и гидроокислы Fe. В Н.О._{фл} каменной соли нет ангидрита, гипса, кальцита, но добавляется хлорит. В Н.О._{фл} К-Mg руд ангидрит становится второстепенным минералом. Здесь увеличивается доля гидроокислов железа и в отдельных пробах (МТП-ВС) появляется магнезит. В Н.О._{фл п} по сравнению с Н.О._{фл}, соотношение и состав минералов не меняются. В этой фракции содержание органического вещества и гидроокислов железа максимально.

Отмечается закономерное увеличение содержания Fe_2O_3 и $C_{орг}$ от Н.О._{ос} к Н.О._{фл} и далее к Н.О._{фл п} (табл. 1). Ранее отмечалось [11], что с Fe_2O_3 тесно связано Au. Анализ табл. 3 показывает, что выход СББ практически пропорционален выходу ХБ. В единственной пробе Н.О._{фл} (МТП-ВС) количество ХБ вытяжки выше, чем количество СББ. Ниже показаны ИК-спектры

Таблица 1
Химический состав компонентов нерастворимого в воде остатка (H.O.) соляных пород, вес. %

Пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}	H ₂ O	CO ₂	Сумма
К – Mg руды											
МТП-ВК H.O.ос	43.8	11.36	9.03	6.80	6.98	0.91	6.94	1.80	1.06	5.29	93.97
H.O.фл	40.71	10.92	9.66	9.20	1.96	0.26	6.06	0.72	1.02	2.42	82.93
МТП-ВС H.O.ос	39.76	12.34	6.90	12.35	4.71	0.55	6.77	2.63	2.12	7.32	95.45
H.O.фл	39.15	12.56	9.97	14.11	2.52	0.20	5.82	1.56	0.79	8.31	94.99
H.O.фл.п	30.04	10.02	12.72	10.92	4.41	1.15	4.80	2.48	0.94	11.42	88.90
МТП-Б H.O.ос	32.22	10.30	5.78	7.68	13.13	1.51	6.11	5.99	1.46	11.66	95.84
H.O.фл	40.44	13.22	12.53	8.90	9.89	0.21	5.63	1.11	0.28	29.68	121.89
МТП-А H.O.ос	39.07	12.71	5.66	7.44	12.20	0.27	6.87	5.68	1.88	10.11	101.89
H.O.фл	42.05	12.40	9.21	8.63	5.95	0.16	6.16	1.68	0.38	14.04	100.66
МТП-КрII H.O.ос	32.22	10.56	5.72	7.97	17.30	0.48	5.84	8.69	3.06	9.26	101.10
H.O.фл	38.84	11.54	11.29	9.58	7.80	0.26	5.86	2.42	-	14.51	102.10
H.O.фл.п	30.03	9.52	13.46	8.52	7.82	0.71	5.09	2.93	0.76	12.92	91.76
К а м е н н а я с о л ь											
МТП-13 H.O.ос	29.88	8.30	2.64	6.50	24.01	0.77	2.92	14.38	4.72	3.79	97.91
H.O.фл	23.84	7.33	9.82	11.56	11.16	0.27	1.83	0.66	0.86	24.45	91.78
МТП-14 H.O.ос	32.72	9.01	3.48	8.21	20.85	0.24	3.33	11.59	5.68	5.16	100.26

Таблица 2

Содержание $C_{орг}$ в осадке и флотате Н.О. соляных пород

Образец, место отбора	Выход Н.О., вес. %	Содержание $C_{орг}$, вес. %	
		осадок	флотат
Карналлит, пласт В (МТП-ВК)	1.08	1.54	-
Пестрый сильвинит, пласт В (МТП-ВС)	6.29	0.98	3.82
Пестрый сильвинит, пласт Б (МТП-Б)	9.08	0.75	1.67
Полосчатый сильвинит, пласт А (МТП-А)	3.84	1.36	4.14
Сильвинит, пласт КрII (МТП-КрII)	3.37	1.16	4.15

Таблица 3

Результаты хлороформенной (ХБ) и спиртобензольной (СББ)
экстракции из осадка и флотата Н.О. соляных пород, %

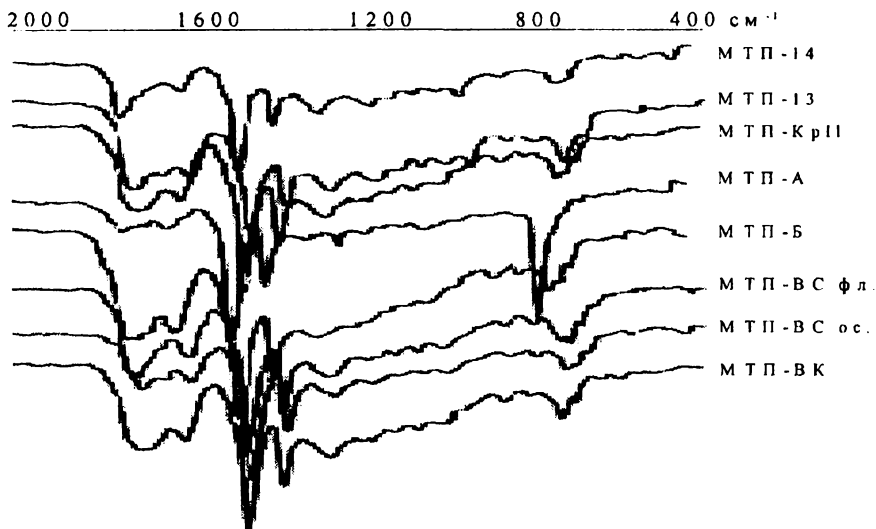
Образец	Выход Н.О.	Выход ХБ	Выход СББ	ХБ/СББ
МТП-ВК, осадок	1.08	0.19	0.23	0.81
МТП-ВС, осадок	5.98	0.10	0.32	0.33
МТП-ВС, флотат	0.27	0.36	0.25	1.41
МТП-Б, осадок	8.86	0.14	0.18	0.79
МТП-А, осадок	3.73	0.28	0.25	1.14
МТП-КрII, осадок	3.33	0.10	0.12	0.84
МТП-13, осадок	1.28	0.06	0.21	0.29
МТП-14, осадок	0.46	0.14	0.13	1.12

Таблица 4

Содержание Au , Pt , Pd в компонентах Н.О., ХБ и СББ вытяжках пробы
МТП-ВС, г/т

Тип пробы	Элемент		
	Au	Pt	Pd
Н.О. осадок	1,1	2,7	2,6
Н.О. флотат	0,5	0,3	0,05
Н.О. флотат. пена	0,25	13,0	25,0
ХБ осадка	0,1	1,3	2,7
СББ осадка	0,21	1,25	4,6
ХБ флотата	0,24	3,1	10,1
СББ флотата	1,5	13,1	1,10
Остаток осадка после вытяжек	1,1	0,25	0,5

ХБ вытяжек (рисунок). Подробный состав органического вещества вытяжек приведен в ранней публикации [19].



Инфракрасные спектры поглощения хлороформенных битумоидов Н.О. соляных пород

В составе ХБ-вытяжек кроме парафиновых углеводородов присутствуют органические соединения с карбонильными и карбоксильными группами (альдегиды, кетоны, кислоты, ароматические эфиры) и ароматические углеводороды. Спектры хлороформенных битумоидов осадка и флотата (проба МТП-ВС) почти идентичны. В СББ-вытяжках присутствуют ароматические углеводороды, увеличивается содержание гидроксильных групп (спирты и фенолы) при подчиненной роли поглощения парафиновых цепей, появляются кислород- и серосодержащие гетероорганические соединения, а соединения, включающие C=O группы, практически отсутствуют. В спирто-бензольных спектрах флотата и осадка пробы МТП-ВС полосы CH₃-групп имеют одинаковую интенсивность, содержание OH- и C=C-групп выше в осадке, а во флотате – больше кислородсодержащих соединений (C-O), при этом вещества, имеющие C-S и S-S связи, в нем отсутствуют.

Таким образом, в ХБ и СББ вытяжках большое разнообразие органических соединений. Отмечается существенное различие в соотношении отдельных соединений для разных типов вытяжек и проб.

Обобщая результаты исследований органического вещества можно сделать следующие основные выводы: 1) органическое вещество соляных пород Верхнекамского месторождения нефтяного ряда преимущественно

планктонного и водорослевого типов; 2) органическое вещество является автохтонным и преобразовано в самих соляных породах, без признаков миграции из нижележащих толщ [19].

Результаты определения содержания Au, Pt, Pd в компонентах Н.О., ХБ и СББ вытяжках из Н.О. пробы МТП-ВС показаны в табл. 4.

В Н.О._{ос.} и в Н.О._{фл.} фиксируются высокие содержания Au, Pt, Pd. Содержание Au в вытяжках практически меньше содержания его в Н.О., т.е. концентрирования при экстракции не происходит и, следовательно, золото связано с другими соединениями (карбонилгалогенидами). Содержания Pt, Pd в Н.О._{фл.} и в вытяжках превышают их содержания в исходном Н.О._{ос.} и Н.О._{фл.} в несколько раз. Судя по содержанию этих металлов в остатке после вытяжки, в процессе экстракции извлечено свыше 90% Pt и Pd. Следовательно, большая часть Pt, Pd связана в органических соединениях. Содержания благородных металлов в вытяжках из Н.О._{фл.} больше, чем в вытяжках из Н.О._{ос.} Это явление объясняется более высокой концентрацией органики во флотате, с которой связаны Pt и Pd, и гидроокислов железа, с которым связано Au (см. табл. 2). Более высокие содержания Pt, Pd в СББ вытяжках могут свидетельствовать о их преимущественной принадлежности к менее подвижным и более тяжелым углеводородным соединениям.

Таким образом, наряду с установлением природы органического вещества в соляных породах, можно сделать выводы: 1) выделение из Н.О. силъвинитов органических соединений разного состава, их диагностика и установление высоких содержаний Pt и Pd свидетельствуют о существовании их в виде органических соединений; 2) Au извлекается с органикой в меньшей степени, следовательно, формы его нахождения в основном не связаны с органическими соединениями [16].

Поскольку благородные металлы связаны с органическим веществом, которое сингенетично соляным породам, то и они сингенетичны соляным породам и не могут быть откуда-либо привнесены. Особенности распределения соединений Au, Pt, Pd в разрезе соляной толщи связаны в основном с эпигенетическими процессами преобразования соляных пород [14, 15].

Полученные результаты во многом являются предварительными, необходимо продолжить исследования в этом направлении.

Библиографический список

1. Белозерский Н. А. Карбонилы металлов. М., 1958.
2. Бусев А. И., Иванов В. М. Аналитическая химия золота. М.: Наука, 1973.
3. Кудряшов А. И., Сметанников А. Ф., Седых Э. М. Тяжелые металлы в каменной соли Верхнекамского месторождения // Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: Тез. докл. междунар. конф. Пермь, 1999. С. 129 – 130.
4. Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2000.
5. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 259 с.
6. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в силъвините Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. № 9. С. 1348 – 1351.
7. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. О возможности извлечения Au, Ag и Pt-металлов из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и метал-

лы. 1995. № 5. С. 118 – 121.

8. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. № 9. С. 669 – 672.

9. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. Элементы-примеси пород соляной толщи Верхнекамского месторождения // Проблемы горного недроведения и системологии: Материалы научной сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 1999. С. 41 – 44.

10. Сметанников А. Ф., Николаев А. С., Кудряшов А. И., Кузнецов Н. В. Благородные металлы в солях ВКМ // Изв. ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 2000. № 3. С. 271 – 277.

11. Сметанников А. Ф., Филиппов В. Н., Янулова Л. А. Минеральный состав пигмента сильвинов Верхнекамского месторождения солей // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2000. С. 71–72.

12. Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. О выделении новой рудной формации благородных металлов в эвапоритовых отложениях Предуральского прогиба // Металлогения древних и современных океанов - 2000. Миасс, 2000. С. 221 – 224.

13. Сметанников А. Ф. О возможности извлечения благородных металлов из глинисто-солевых отходов калийных предприятий Верхнекамья // Материалы научной сессии Горного института УрО РАН. Пермь, 2002. С. 9–12.

14. Сметанников А. Ф. Особенности минералогии и геохимии благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения // Материалы III Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2002. С. 149 – 150.

15. Сметанников А. Ф., Шанина С. Н. Некоторые особенности состава соляных минералов в условиях проявления эпигенетических процессов (на примере Верхнекамского месторождения солей) // Там же. С. 209 – 211.

16. Сметанников А. Ф., Шанина С. Н. Особенности минералогии и формы нахождения благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения // Материалы Всероссийского совещания. Миасс, 2003. Т.2. С. 20 – 29.

17. Химия координационных соединений / Ред. Дж. Бейлар, Д. Буш. М, 1960.

18. Химия металлоорганических соединений/ Ред. Г. Цейсс. М, 1964. 538с.

19. Шанина С. Н., Сметанников А. Ф. Состав органического вещества соляных пород Верхнекамского месторождения // Материалы Международной конференции «Углерод: минералогия, геохимия и космохимия». Сыктывкар, 2003. С. 186 – 189.

Е.О. Корочкина, Н.Е. Молоштанова, О.Ф. Корочкина*

Пермский университет, * ГИ РАН, г. Пермь

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ И ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

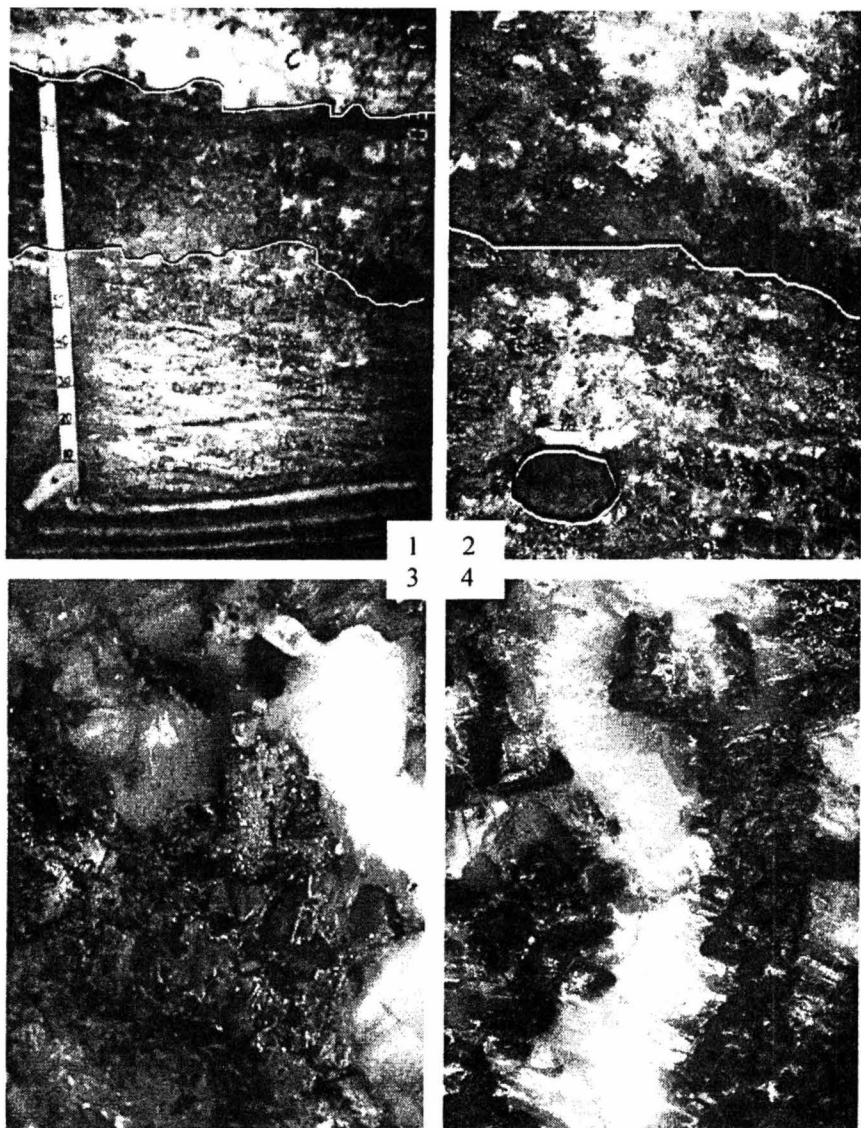
Минералого-петрографическими исследованиями соляных пород установлено присутствие сульфидов железа в галопелитах, в каменной соли, и в ангидритах зон замещения. Массовые выделения пирита впервые были обнаружены при вскрытии доломитоангидрито-мергельной породы – «маркирующей глины», залегающей в верхней части подстилающей каменной соли.

Пирротин на Верхнекамском месторождении был открыт А.И. Поликарповым (Уральский филиал ВНИИГалургии) в 1975 г. при изучении нерастворимого остатка пёстрых силвинитов пласта Б, вскрытого скважиной 820, расположенной в 7,5 км к северу от скважины 249 (СКРУ-3). В горных выработках пирротиновые проявления обнаружены только в 1989 г. на севере шахтного поля СКРУ-3 О.Ф. Корочкиной, В.И. Свитневым, В.А. Шабакиным. Позже (1993 г.) при описании маркирующей пачки «книжечка» в галопелитах слоя Кр-1 – Кр-2 установлены включения марказитовых микродендритов, иголок и розеток (0,02–0,08 мм) на фоне чёрной гелеподобной бесструктурной массы мельниковита. В этот же период исследуются первые образцы пирротина, предоставленные О.Ф. Корочкиной, отобранные в зоне замещения на границе пластов А и Б в выработках 6-й панели рудника СКРУ-3 [4]. Установлено, что пирротин имеет микроагрегатное строение в виде сферолитов, переходящее на отдельных участках в кристаллические формы гексагонального облика размером 1–2 мм. Минерал слабо магнитен. Параметры кристаллической решётки по данным рентгеноструктурного анализа: $a_0 = 5,95 \text{ \AA}$, $c_0 = 11,48 \text{ \AA}$ ($a_0 : c_0 = 1,93$). Спектр межплоскостных расстояний и интегральная интенсивность соответствуют низкотемпературному пирротину. В ассоциации минералов с сульфидами железа в форме мельниковита, марказита, пирита и пирротина встречаются сфалерит, смайтит, доломит, ангидрит, магнезит, кварц, флюорит, золото, амальгама [1]. В сульфидах железа зон замещения присутствуют примеси циркония, брома, мышьяка, германия, цинка, свинца.

Анализ предыдущих исследований позволяет рассматривать сульфидное оруденение в соляных отложениях как продукт раскристаллизации гелей, связанный с циркуляцией минерализованных растворов. Вероятна взаимосвязь минерализации с гидротермальным процессом, а полученные минералы можно отнести к гидротермальной ассоциации. Это подтверждается результатами микронзондового анализа пирита, который проводился на кафедре геохимии в МГУ. Установлены примеси, характерные для гидротермальной ассоциации минералов (никеля, меди, цинка) в соотношениях выше кларковых и отсутствие экзогенных примесей алюминия и марганца [4]. Пирит, как было установлено, является постоянным спутником пирротина.

Авторы данного сообщения (Е.О. Корочкина, О.Ф. Корочкина) изучили и закартировали пространственную пирротиновую локализацию, установленную геологом ПГС рудника СКРУ-3 В.А. Шабакиным в районе камер 37–46 при обследовании отработанного блока. На этом участке отобраны образцы, бороздовые пробы и сделаны фотографии.

В результате картирования пирротиновой минерализации установлены контуры изучаемого участка с южной и восточной сторон, его площадь составила около 160000 м^2 . Минерализация проявляется в виде ржаво-коричневых пятен и прерывистых пластово-линзообразных проявлений длиной от 60 см до 3–5 м мощностью от 5–10 до 70 см в нижней части пласта Б силвинитового состава. Контакт с вмещающими породами – согласнотесный (рисунок, 1).



Выделения сульфидов железа в солях: 1 –пластово-линзообразное тело пиритиновой минерализации в нижней части сильвинитового пласта Б; 2 – возможный канал миграции флюидов в пласт Б; 3 – агрегат пирита в межзерновом пространстве; 4 – футляровидные агрегаты в пестром сильвине

Характерными структурными отличиями изучаемого участка от выявленных ранее участков пирротинизации на руднике СКРУ-3 (I участок – камеры 6–18, блок 7, панель 6; II – камеры 39–43 на северо-восточном штреке; III – блок 14, панель 8; IV – камера 77 блок 9, панель 8) являются:

1. большая площадь минерализации;
2. развитие минерализации внутри пласта Б, в то время как на I, III и IV участках минерализация локализуется на границе пластов А и Б, на II – в почве пласта А;
3. отсутствие связи с внутрипластовыми замещениями каменной соли, тогда как на I, III и IV участках минерализация приурочена к ромбоэдрам скалывания, на II – связана с разрывами в пласте А. На изучаемом участке, даже в местах присутствия ромбоэдров скалывания, пирротиновая минерализация не обнаружена;
4. меньшая мощность рудных тел.

В камере 44 (блок 12) в 32,5 м от горловины по западной стенке в 30 см от контакта пласта А выявлен возможный канал миграции флюидов в пласт Б. Он представлял собой овальную полость (6*10 см), заполненную глинисто – ангидритовой (?) массой темно-серого цвета с желтовато-зеленоватым оттенком (рисунок, 2). На данном участке нижняя часть пласта Б сильно загрязнена глинистым материалом, содержащим сульфидно-железистую минерализацию.

Изучены 2 бороздовые пробы: 1 – из участка с максимальным проявлением минерализации (камера 44 в 32,5 м от горловины по западной стенке); 2 – из участка с умеренным проявлением минерализации (горловина камеры 42). Проба 1. При изучении минерального состава нерастворимого остатка установлены пирротин, пирит, сфалерит, кварц, доломит. Рудные минералы – до 95%. Основная масса представлена пирротинном. Обнаружено небольшое количество пирита (15–20%). Содержание сфалерита мало – доли процента, нерудных минералов – 2-3 %. Проба 2. Нерастворимый остаток представлен пирротинном, пиритом, кварцем, доломитом. Рудные минералы – до 95%. Основная масса представлена пирротинном. Обнаружено небольшое количество пирита (20–25%). Нерудных минералов – до 10%.

Пирротин представлен гексагонально-призматическими, боченковидными, игольчатыми, редко таблитчатыми кристаллами темного бронзово-желтого цвета с бурой побегалостью. Нередко встречаются сростки из двух, трех и более индивидов. Наблюдаются колломорфные, концентрически-зональные структуры. Большая часть пирротина представлена скрытокристаллическими землистыми агрегатами, порошкообразной массой.

Пирит образует зерна светлого латуно-желтого цвета. Встречаются кубы (только в пробе 1), октаэдры, кубоктаэдры, а также землистые агрегаты, обросшие хорошо образованными мелкими кристалликов. Установлено, что в пробе 1 кристаллы мельче, чем в пробе 2, и реже встречаются в виде отдельных индивидов. В некоторых случаях наблюдаются сростки пирита с кварцем и со сфалеритом.

Сфалерит установлен только в пробе 2. Он образует полупрозрачные кристаллы тетраэдрической и октаэдрической форм. Цвет чайный, малиновый. Всегда видны площадки совершенной спайности. Часто сфалерит встречается в сростках с пирротинном.

Для доломита характерны бесцветные, прозрачные идиоморфные кристаллы в виде нормальных и острых ромбоздров, а также комбинаций ромбоздра и пинакоида. У многих кристаллов доломита наблюдается зональность, обусловленная псевдоабсорбцией.

Кварц наблюдается в виде кристаллов (до 1 мм): идиоморфные, вытянутые, хорошо ограненные с двух концов, дипирамидальные, а также в форме сростков и агрегатов неправильной формы. Кварц может быть прозрачным бесцветным, а также розоватым, рыжеватым, желтоватым в результате загрязнения оксидами железа.

Минералогический анализ ассоциации компонентов, характерных для пирротиновой минерализации, спектральные и рентгено-структурные исследования пирротина, электронно-микронный анализ пирита, сопровождающего пирротин, подтверждают предположение об участии низкотемпературных гидротермальных растворов в формировании зон замещения и связанных с ними проявлений сульфидов железа среди соляных отложений.

Библиографический список

1. Джиноридзе Н.М. Петротектонические основы безопасной эксплуатации ВКМКС. СПб.; Соликамск, 2000.
2. Кудряшов А.И., Чайковский И.И. Морфология и генезис пирротина Верхнекамского месторождения // Моделирование геологических систем: Материалы региональной конференции / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С. 139 – 142.
3. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001.
4. Молоштанова Н.Е., Кудряшов А.И., Скрябина Н.Е. Формы нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: Пермь, 1993. С. 43.

Н.Е. Молоштанова*, Н.Н. Тетерина, Е.С. Самбук****

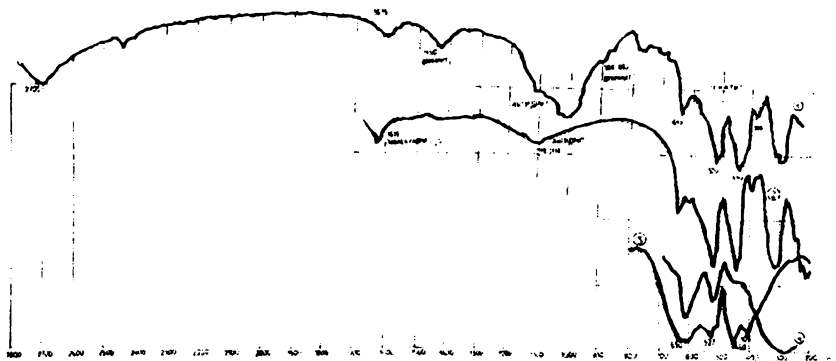
* Пермский университет, ** АО «Галургия»

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ «КРАСНЫХ ШЛАМОВ» ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

«Красные шламы» получены в процессе обогащения калийной руды путём отмывания их дистиллированной водой. Красный цвет шламам придаёт тонкодисперсное вещество, состоящее из оксидов железа, предположительно представленное альфа-гематитом. В природных условиях коллоиды оксидов железа устойчивы в обстановках повышенной кислотности (при pH = 3,5–4). При смене обстановки до нейтральной или слабощелочной они коагулируют и выпадают в осадок. Эксперименты, проведённые в институте

геологических наук АН СССР [3], показывают, что при кристаллизации коллоидной окиси железа в хлоридных системах при pH от 4,6 до 5 возникает лепидокрокит, а при pH от 6,5 до 8 – альфа-гематит. При изучении полученных продуктов с помощью электронного микроскопа установлено, что они состоят из агрегатов тонких чешуек размером около одного микрона.

При растворении сильвина, окрашенного в красный, розовый или сургучно-красный цвет, освобождается красный пигмент, который находится в растворе во взвешенном состоянии. При исследовании вещества, полученного путём растворения красных сильвиновых зёрен, установлено, что его количество в сильвинитах составляет 0,08–0,12 весовых процентов, и оно представлено по данным ИКС-спектроскопии гематитом (рисунок).



Инфракрасные спектры красящего вещества выделенного из красного сильвина

Спектральный анализ красящего пигмента в геохимической лаборатории МГУ показал присутствие в составе 26 элементов в качестве примеси [2]. Среди них олово, медь, серебро, цирконий, ниобий, германий, галлий, скандий, лантан, содержание которых на порядок выше кларковых.

Образцы, поступившие на минералогический анализ от обогащательных фабрик ОАО «Сильвинит» и «Уралкалий», представляют собой порошок коричневатого-красного цвета. В составе «красных» шламов установлены кристаллики доломита, микрообломки пелитоморфного доломита, иголки и таблички ангидрита и большое количество сгустков альфа-гематита разнообразной формы. Для определения размеров частиц и их соотношения в пробах использовалась микросетка с ценой деления 0,05 мм. Результаты минералогического анализа приводятся в таблицах и сопровождаются описанием проб.

Красящее вещество представлено в основном сгустками гидроокислов железа (α -гематит $\text{FeO} \cdot \text{OH}$) от 0,005 до 0,5 мм, для которых характерно аморфное строение с единичными включениями микрокристаллов пирита. В иммерсии имеет тёмно-бурую, почти чёрную окраску, в тонких прослоях – красновато-бурую, а в отражённом свете приобретает красновато-оранжевый цвет, соответствующий α -гематиту.

Ромбоэдры доломита (0,025–0,15 мм) бесцветные, прозрачные, иногда в центре кристаллов наблюдаются включения пелитоморфного вещества в виде темных непросвечивающих пятен. У кристаллов доломита отмечается ясно выраженная псевдоабсорбция, а в скрещенных николях – интерференционная окраска шестого порядка, что соответствует силе двупреломления ($N_g - N_p$) = 0,172. На поверхности некоторых кристаллов наблюдается плёнка из оксидов железа, окрашивающая их в розоватый цвет. Пелитоморфные сгустки доломита (0,005–0,01 мм) характеризуются микроагрегатным строением, неправильной изометричной, иногда лапчатой, формой. Встречаются агрегаты, окрашенные в розовато-кремовый цвет. Пелитоморфные сгустки обладают ясно выраженной псевдоабсорбцией, а в скрещенных николях для них характерно агрегатное угасание. Ангидрит бесцветный, прозрачный. Форма зёрен игольчатая, призматическая (длина 0,05–0,15 мм при ширине 0,005–0,03 мм) и таблитчатая (0,05 мм). В скрещенных николях ангидрит определяется по цветам интерференции 2-го порядка, что соответствует силе двупреломления ($N_g - N_p$) = 0,023–0,031. Для него характерно прямое угасание.

Процентное содержание зерен

Проба	Красящее вещество	Ангидрит	Доломит кристаллический	Доломит пелитоморфный
Поз. 110 от 26.03.03.	35,5	48	6,5	10,0
Поз. 110 от 09.04.03.	55,8	7,2	19,5	16,5
Поз. 169 от 26.03.03.	40,2	3,2	34,4	22,2
Поз 169 от 09.04.03.	48,4	2,8	23,6	25
Кр. шлам Поз. 11	2,5	13,1	84,4	-
Кр. шлам Поз. 14	28,6	16,4	54,8	0,2

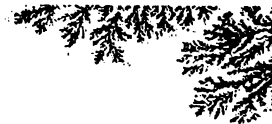
Не установлены каких-либо закономерностей в связи с большим разбросом процентных соотношений как красящего материала, так и минералов-примесей. Это можно объяснить тем, что минеральный состав силвинитовой руды, поступающей на обогащение, весьма не выдержан. Некоторые отличия в красных шламах БКПРУ-2 и СКРУ-3 всё-таки имеются:

- содержание красящего материала в шламах Березниковской флотофабрики значительно меньше, чем в шламах Соликамской (2,5–28,6 % и 35,5–55,8 % соответственно);

- в березниковских шламах преобладают кристаллы доломита (54,8–84,4 %) и практически отсутствуют его пелитоморфные сгустки.

Библиографический список

1. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М., 1981. 152 с.
2. Молоштанова Н.Е., Заварзина Е.С. О дальнейших перспективах комплексной переработки шламов Верхнекамского месторождения // Охрана геологической среды в связи с народнохозяйственным освоением Прикамья. Пермь, 1990. С. 20–21.
3. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М., 1955. С.375–377.



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ТЕХНОГЕНЕЗА

А.Я. Гаев*, В.Г. Гацков*, Ю.А. Килин, И.И. Минькевич****

* Пермский университет, ** Институт карстоведения и спелеологии

О СКВОЗНОМ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ НА ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Геофизические, геологические предприятия и научные организации обеспечивают сбор, обработку и интерпретацию данных, заканчивающуюся построением геологических моделей. На их основе создаются модели геоэкологические. Каждая организация применяет свои способы работы, обрабатывающие и интерпретационные комплексы [4, 5]. Информационных технологий, объединяющих управление сквозными геоэкологическими процессами, пока нет. Слабо используются для этих целей и минералого-геохимические методы, разработанные П.Н. Чирвинским и пермской школой геологов и карстоведов.

1. О сквозном геоэкологическом мониторинге

По типу хранения и представления информации выделяют: архивы первичной информации; геологические и геофизические фонды; базы данных; геологические модели.

Базы и банки данных содержат формализованную первичную информацию и полученную в результате интерпретации. Базы данных различных типов информации создаются во многих организациях, но все они разрознены и построены на разных принципах [2].

Геологические модели строятся в результате использования материалов архивов, баз данных и опыта специалистов. Любая модель является вариантом представлений о строении объекта. На каждой стадии освоения ресурсов недр модель уточняется с появлением новых материалов [8, 11]. Важной проблемой исследования закарстованных территорий является использование в геоэкологических системах минералого-геохимических методов и создание единого информационного пространства для осуществления сквозного геоэкологического мониторинга (СГМ). Основой технологии СГМ служит создание детальной геолого-геофизической и геоэкологиче-

ской моделей объекта с оценкой состояния окружающей среды (ОС) и выделением соответствующих зон.

Технология управления информационными ресурсами при создании моделей требует автоматизированного обеспечения, оперативного доступа к геолого-экологической информации и надежного хранения, обработки, интерпретации и комплексного анализа. Схема представлена четырьмя связанными между собой блоками.

Первый блок предназначен для создания постоянно трансформирующейся геологической модели объекта. Система делится на две подсистемы: первичную подготовку данных и их хранилище. Хранилище и система управления архивами предоставляет специалистам прямой доступ к банку данных через рабочие станции.

Второй блок предназначен для решения вопросов обеспечения и организации информации по состоянию ОС. На поисковом и региональном этапах выявляются фоновые условия и строятся карты состояния ОС, сопоставляемые с геологической моделью участка. Геоэкологическая модель позволяет дать предварительный прогноз изменения природных условий и оптимально разместить хозяйственные объекты. Устанавливается зависимость изменений ОС от выбора технических решений. Корректируется хозяйственная деятельность и устраняются негативные последствия.

Третий блок схемы отражает место в СГМ методов аэрокосмоэкологических исследований (ДЗЗ) [7, 12]. Из систем ДЗЗ наиболее полно отвечают требованиям СГМ отечественные космические аппараты серии "Ресурс-Ф", американская LANDSAT и французская SPOT. Спутники серии "Ресурс-Ф" выполняются на базе платформы аппарата "Метеор-3". Бортовой информационный комплекс предназначен для получения и передачи на землю информации в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. Для приема информации используется персональная станция "СканЭР", которая не имеет аналогов в мире. Программная часть выполнена в Windows и состоит из двух основных приложений: программы управления приемом данных (*ScanReceiver*) и просмотра и первичной обработки данных (*ScanViewer*).

Четвертый блок технического мониторинга охарактеризован ниже на конкретном примере.

2. О карстологических экспериментах в натуральных условиях

В Институте карстоведения и спелеологии изучалась относительная скорость растворения образцов гипсов и ангидритов в зависимости от их минерального состава, структуры, текстуры, наличия примесей, степени неоднородности в различных обстановках (атмосфера, поверхность земли, почва, пещера). Исследовались 35 плиток размером 5х5х1,5 см гипса и ангидрита иренского горизонта кунгурского яруса верхней перми, взятых из обнажений, керн скважин и из Кунгурской пещеры. Состав образцов уточнен по данным рентгеноструктурного анализа и шлифов [10]. В Кунгурской пещере плитки были помещены в гротах Длинный, Кастере-Лукина и Дружба (в озера и в воздухе) (рис. 1). В пещере были заложены образцы ангидрита (90%) с при-

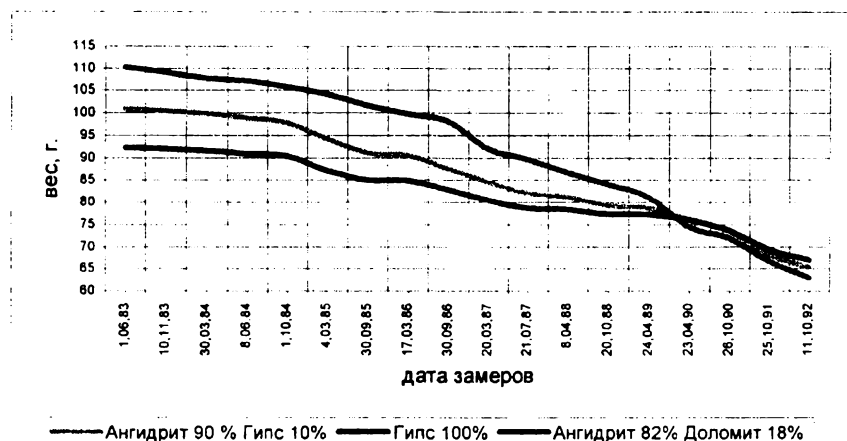
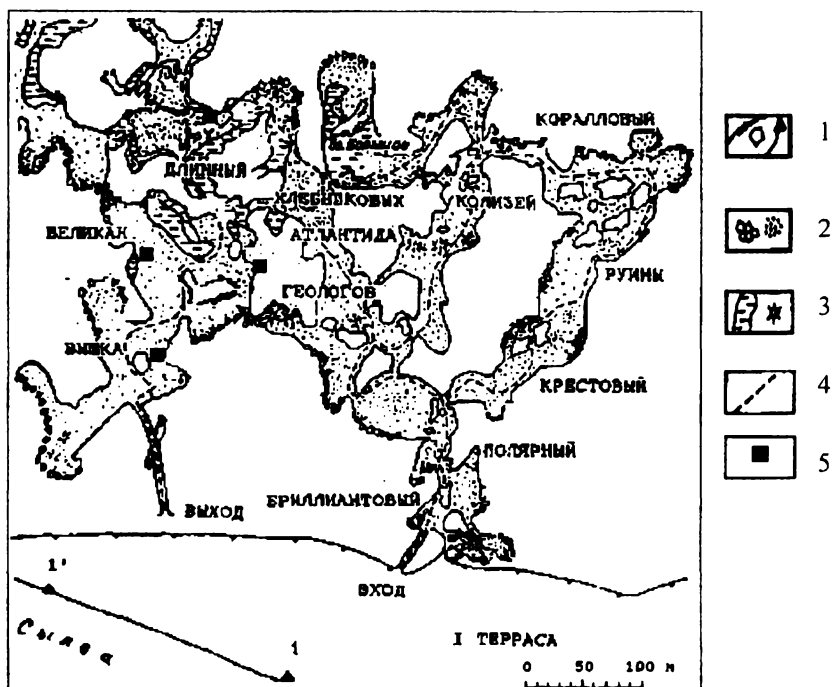


Рис. 2. График потери веса

месью гипса, гипса (100%) и ангидрита (82%) с примесью доломита (18%). Велось наблюдение за уровнем подземных вод, минерализацией воды в озерах и содержанием сульфатного иона.

Образцы взвешивались перед установкой и в последующие периоды после высушивания при комнатной температуре. За восемь лет они потеряли в весе от 27,5 до 51%. За первые 2–3 года вес образцов уменьшился на 9–13% (рис. 2, таблица). Поверхность образцов гипса (II) при высушивании покрылась мучнистым налетом. Ангидрит (I) был осложнен микрокаррами. На образцах ангидрита (III) отмечены каверны с поперечником 1–3 см и глубиной 2–5 мм. В последующие периоды рельеф поверхности образцов становился контрастнее. Растворение плиток происходило при невысоких температурах (3,6–4,0° при температуре воздуха 3,4–4,4°) в воде сульфатно-кальциевого состава при медленном движении. Относительная скорость растворения ангидрита с доломитом (III) в 1,7 раза больше, чем гипса (II). Процессы растворения гипса и ангидрита носят сезонный характер в зависимости от величины дефицита насыщения воды сульфатом кальция. Денудация образцов за 373 сут составила: I – 75, II – 50, III – 110 мг/см²/сут · 10⁻³, за 9 лет – 106,5 – 194,8 мг/см²/сут · 10⁻³.

18.06.85 г. в Кунгурской пещере установлены новые образцы: I – гипса мелкозернистого белого с серыми прожилками, II – гипса темно-серого, крупнозернистого и III – ангидрита в гроте Дружба, IV – гипса серовато-белого, крупнозернистого и V – ангидрита голубоватого в гроте Длинный. Часть плиток была помещена в воду озера, а часть – подвешена на леске в воздухе (таблица).

Процесс растворения гипса и ангидрита в условиях пещеры ускоряется во времени. Он контролируется структурой, текстурой, составом минеральных зерен, включением менее растворимых примесей. Одновременно с растворением протекает гидратация ангидрита и залечивание микротрещин селенитом.

В карстующемся массиве относительная скорость растворения гипса и ангидрита изменяется с глубиной. В зоне вертикальной циркуляции слабоминерализованных вод гипс растворяется интенсивнее ангидрита. В переходной зоне стока сульфатных карстовых вод растворимость ангидрита и интенсивность карстового процесса становятся выше. Растворение гипса и ангидрита даже при незначительном дефиците насыщения воды сульфатом кальция продолжается. Относительная скорость растворения ангидрита с доломитом в начальный период больше, чем у гипса. Через 9 лет скорости растворения выравниваются. Аналогичные исследования выполнены на метеостанции в условиях земной поверхности.

3. О комплексировании гидрогеохимических методов при освоении закарстованных территорий

Разработанные нами модели развития подземных карстовых процессов (рис. 3) позволили прогнозировать карстовые явления и установить, что для коммуникаций и крупных сооружений основную опасность представля-

Изменение веса плиток в гротах Кунгурской пещеры

№ п/п	Дата	Гипс (I)		Гипс (II)		Гипс (IV)		Ангидрит (III)		Ангидрит (V)	
		Вода	Воздух	Вода	Воздух	Вода	Воздух	Вода	Воздух	Вода	Воздух
1	18.06.85	86,7184	88,1284	87,5327	82,5585	86,8660	81,4891	105,9788	117,4134	109,8406	110,5133
2	17.03.86	81,9531	88,1200	85,8877	82,5800	81,7853	81,5199	104,9427	117,5300	101,2646	110,6083
3	20.03.87	78,2778	88,0812	77,6489	82,5700	78,0367	81,4900	100,0800	117,5400	96,8793	110,6367
4	21.07.87	77,2607	86,8410	75,3931	82,5535	77,0555	80,0131	98,1805	116,9261	93,3831	110,6074
5	8.04.88	77,0731	86,7690	74,0500	82,5468	76,8148	79,9866	96,2217	116,9075	90,6100	110,6010
6	20.10.88	75,9385	86,7309	71,8052	82,5462	75,6916	79,9682	93,7100	116,9034	86,5312	110,5912
7	24.04.89	75,8340	86,7219	71,7499	82,5383	75,5759	79,9600	91,8539	116,8886	85,3875	110,5785
8	23.04.90	74,7450	86,6700	69,5480	82,5088	74,5053	79,9169	87,7539	116,8336	80,4723	110,5591
9	25.10.91	69,5885	86,6435	57,8985	82,4949	69,4212	79,8944	81,5695	116,8219	67,8212	110,5500
10	11.10.92	67,7073	86,6411	53,3705	82,5023	67,6268	79,8852	78,3510	116,8130	62,8321	110,5418
Потеря веса, %		21,92	1,69	39,03	0,07	22,15	1,97	26,07	0,51	42,8	0,06

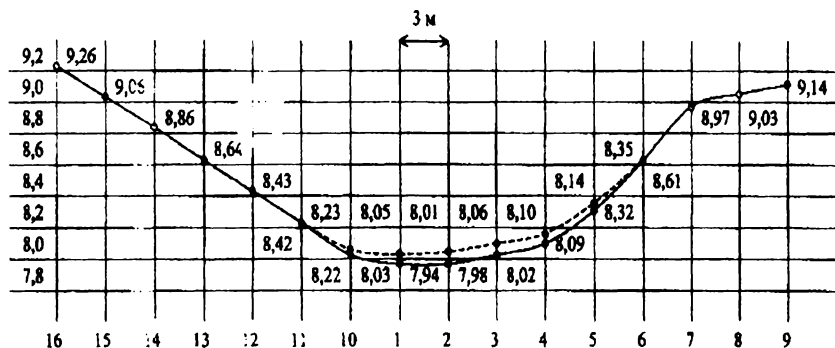
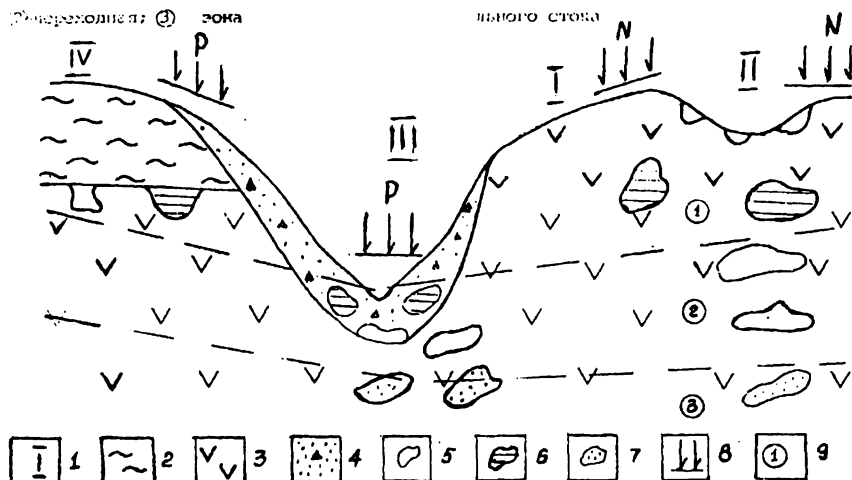


Рис. 4. Схема высотного положения трубы газопровода Ямбург-Елец 1 (1757 км) до и после снятия грунта (по Н.Н. Гордееву)

ют деформации типа оседания и растяжения в крупных депрессионных зонах. Активные участки в них приурочены к зонам сосредоточения подземных вод. В этих зонах и проявляются наиболее активно суффозионно-карстовые процессы. Они сопровождаются гравитационными процессами обрушения пород сводов в формирующиеся карстовые полости. На приподнятых участках бортов долин водотоков и суходолов установлены уникальные подземные карстовые полости. Органные трубы и колодцы в их кровле соединяют полости с понорами и карстовыми воронками. Вода беспрепятственно стекает в карстовые воронки и через поноры и трубы падает на продукты обрушения в карстовых полостях. При подъеме уровня трещинно-карстовых вод эти продукты обрушения вновь подвергаются суффозионно-карстовому процессу при горизонтальном стоке подземных вод. Классики карстоведения (Д.С. Соколов, Г.А. Максимович, Н.А. Гвоздецкий, К.А. Горбунова) отмечают, что формирование карстовых полостей сразу сопровождается процессами их старения, т.е. геологические процессы одновременно создают и ликвидируют подземные карстовые полости. Практическое значение имеет выявление зон формирования и ликвидации этих полостей, как зон наиболее активных в геодинамическом отношении. Для количественной оценки суффозионно-карстовых процессов использованы параметры объема и интенсивности подземной химической денудации, т.е. модуль и относительный модуль подземного химического стока (рис. 3).

Параметры подземной химической денудации мы определили для двух верхних гидродинамических зон: аэрации и переходной или зоны сезонных и многолетних колебаний уровня трещинно-карстовых вод [1]. Интенсивность подземной химической денудации в переходной зоне более чем в 3 раза превосходит соответствующий параметр в зоне аэрации. Объемы подземных карстовых пустот в 3 раза больше, чем объемы карстовых воронок, понор и труб в зоне аэрации.

Как это отражается на таких жестких конструкциях, как магистральные газопроводы? Они образуют совместно с вмещающими породами своеобразные и уязвимые по отношению к деформациям системы. Комплекс общегеологических материалов позволил сделать вывод о взаимосвязи механических и физико-химических преобразований в обеих частях системы – в газовой трубе и в массиве вмещающих горных пород. В массивах вмещающих пород нами установлено формирование мульды оседания земной поверхности, которая вызывает дополнительные напряжения в металле газовых труб. В результате карстологической съемки построена специальная карта прогноза аварийно опасных участков. На них с нашим участием разбита сеть технического мониторинга. В 24 шурфах работниками ВНИИГАЗ (С.С. Фесенко) осуществлены замеры напряженного состояния газовой трубы. На одном из участков газопровода Ямбург-Елец I (1757 км) результаты исследований позволили предотвратить аварию. Газопровод своевременно был остановлен. Осуществлены профилактические мероприятия, которые позволили снять с трубы опасные напряжения (рис. 4).

Рекомендуется установка датчиков технического мониторинга на 60 участках, профилактическая засыпка свежих промоин и обустройство изолированного стока поверхностных вод по склону.

4. Обсуждение результатов и выводы

Полученные нами результаты обработки и интерпретации комплекса дистанционно-наземных и экспериментальных материалов позволяют уточнить и детализировать существующие геологические и геоэкологические модели карстовых районов [1], превращая их из плоских в объемные, трехмерные. Дополняя данные выполненных экспериментов и ДЗЗ непосредственными наземными наблюдениями и замерами в составе СГМ на основе ГИС [3] и баз знаний, осуществляем геоинформационное картографирование.

Включение в комплекс работ экспериментальных и дистанционных методов позволяет повысить эффективность СГМ как локально, так и регионально. Экспериментальные работы выполняются на эталонных участках, их результаты экстраполируются на остальную исследуемую территорию. По результатам СГМ получены картографические материалы, отражающие динамику карстовых процессов.

Таким образом, включение экспериментальных работ в технологию СГМ при изучении карстовых районов существенно повышает эффективность систем мониторинга на таких ответственных объектах, как трансконтинентальные газопроводы. Благодаря этому уже на стадии опытных работ успешно предотвращен ряд серьезных аварий [12]. Наряду с тремя охарактеризованными выше блоками СГМ, при нашем участии создан четвертый блок технического мониторинга.

Часть работы выполнена за счет гранта Минобразования РФ.

Библиографический список

1. Бабушкин В.Д., Гаев А.Я., Гацков В.Г. и др. Научно-методические основы защиты от загрязнения водозаборов хозяйственно-питьевого назначения / Перм. ун-т. Пермь, 2003. 264 с.
2. Бакаев А.А. и др. Методы организации и обработки баз знаний. М., 1993.
3. Берлянт А.М. Использование ГИС-технологий в мониторинге водных объектов и водосборных территорий. М., 1998.
4. Гацков В.Г., Хурсик В.З., Баканин С.Е. и др. Сквозной геоэкологический мониторинг – технология решения экологических проблем при поисках, разведке и разработке нефтяных месторождений. М., 1992.
5. Гацков В.Г., Лукиных Э.Н., Межебовский И.В. Технология автоматизированного сквозного геоэкологического мониторинга при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений // Научные труды НК "ОНАКО" и ОАО "ОренбургНИПИнефть". Оренбург, 1998. Вып. 1.
6. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь, 1992. 200 с.
7. Гридин В.И. Геологическое дешифрирование материалов дистанционного зондирования / МИНГ им. И.М. Губкина. М., 1988. 88 с.
8. Дмитриевский С.А., Юфин П.А. Постоянно действующие геолого-математические модели месторождений нефти и газа//Нефтяное хозяйство. 1997. №11.

9. *Максимович Г.А.* Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т. 1. 444 с.; 1969. Т. 2. 529 с.
10. *Минькевич И.И.* Гидрогеологические особенности районов развития сульфатных карстующихся пород в Пермском Прикамье: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2003. 23 с.
11. *Черемисина Е.Н., Кочетков М.В., Ларикова О.И.* ГИС-технологии при составлении электронных геоэкологических карт // Отечественная геология. 1996. № 11.
12. *Хасанов Р.Н.* Разработка технологии ремонта газопроводов, проложенных в карстовой зоне, на основе поэтапного контроля напряженно-деформированного состояния. Автореф. дис. ... канд. тех. наук. Уфа, 2002. 26с.

С.С. Потапов*, Д.С. Потапов*, С.М. Блинов**

* Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

** Естественнонаучный институт при ПГУ, г. Пермь

ОБРАЗОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В техногенных условиях образуются не только минералы, но и новые горные породы. Например, при сильном нефтяном пожаре на месторождении Тенгиз образовались пирогенные горные породы: тенгизиты, мезолиты, мезолито- или термопесчаники [2, 3].

Многие современные техногенные горные породы – осадочные по своему происхождению. В настоящее время техногенное изменение геологической оболочки Земли дает возможность исследователям, развивающим теорию литогенеза Н.М. Страхова, выделить новый тип литогенеза – техногенный [5]. Данный тип связан исключительно с деятельностью человека (производственной, хозяйственной, бытовой) и часто распространяется на значительные территории. Техногенный литогенез может сочетать в себе как все типы природного литогенеза, так и признаки какого-то одного типа [1].

Как уже отмечено [4], в настоящее время особенно остро чувствуется недостаток целостной классификации различных техногенных поверхностных образований и отложений, оказывающих интенсивное воздействие на литосферу. А.А. Каздым [1], например, выделяет несколько далеко не исчерпывающих все многообразие условных видов техногенного литогенеза по формам образования:

- 1) отвалы шахт, карьеров, каналов и канав, терриконы, искусственные водоемы на месте добычи полезных ископаемых, искусственные гидротехнические сооружения;
- 2) дорожные и прочие искусственные насыпи;
- 3) различные строительные сооружения как на уровне земной поверхности или искусственных насыпей, так и находящиеся в толще горных пород;
- 4) культурный слой городов и населенных пунктов;

- 5) курганы, могильники, захоронения;
- 6) свалки.

Продуктом современного техногенного литогенеза являются, например, конгломераты, образующиеся в русле р. Большая Гремячая в Кизеловском угольном бассейне (рис. 1). В настоящее время в результате ликвидации шахт Кизеловского угольного бассейна в районе реки сложилась следующая гидрологическая и гидрогеохимическая обстановка. Большая Гремячая является правым притоком р. Вильвы (бассейн р. Чусовой), протекает с севера на юг и имеет протяженность около 16 км. Исток ее расположен севернее г. Гремячинска, который река делит на две части – западную и восточную. В период работы шахт Кизеловского бассейна основную часть стока реки составляли шахтные воды, сбрасываемые тремя шахтами города. После закрытия шахт гидрологический режим реки в верхнем и среднем течении восстанавливается. Расход реки в фазу летней межени составляет $0.14 \text{ м}^3/\text{с}$. Вода имеет минерализацию $0.1\text{--}0.2 \text{ г/л}$ и водородный показатель $\text{pH} \sim 7$. Содержание большинства определяемых макро- и микрокомпонентов не превышает нормативных значений. В настоящее время на этом участке реки ощущается незначительное воздействие последствий угледобычи, обусловленное в первую очередь влиянием стоков отвалов шахт и выражающееся в высоком содержании общего железа, которое составляет более 1.5 мг/л .

После прекращения откачки кислых вод из шахт "Гремячинская", "Западная" и "Таежная", в течение нескольких лет сформировался самопроизвольный излив шахтных вод на поверхность. Основная часть шахтной воды поступает на поверхность в 3 км выше устья р. Б. Гремячая из старой горной выработки (рис. 2). Расход самоизлива сопоставим с расходом речной воды и в летнюю межень составляет $0.11 \text{ м}^3/\text{с}$. Минерализация воды – около 10 г/л , водородный показатель $\text{pH} \sim 3$. Состав воды сульфатно-железистый, железо более чем на 90 % находится в форме двухвалентных ионов. Повышенное содержание алюминия составляет около 170 мг/л . Выше основного самоизлива по течению реки, на участке русла протяженностью примерно 200 м, наблюдаются многочисленные выходы малodeбитных источников кислых шахтных вод. В меженные периоды часть из них полностью высыхает. На участке смещения воды р. Б. Гремячая и шахтной воды небольших источников происходит интенсивное техногенное минералообразование. В частности, в спокойных участках реки под поверхностью воды образуется мощная опалесцирующая сероватая со слабым зеленоватым оттенком взвесь коллоидных частиц гидрозакиси железа. При испарении воды и свободном доступе кислорода воздуха гидрозакись железа окисляется с образованием рыжих более плотных рентгеноаморфных осадков гидроксида железа (рис. 3).

Гидрозакись железа, влекомая водным потоком, проникает в промежутки между речной галькой (рис. 4), а в меженный период, когда русло в отдельных местах обезжизняется, превращается в гидроксид железа, цементирующий гальку с образованием консолидированной осадочной горной породы – конгломерата (рис. 5). Подобные техногенные конгломераты наблюдались нами в полевой сезон 2003 г. в частично высохшем русле р. Большая -



Рис. 1. Схема расположения р. Б. Гремячая в Кизеловском угольном бассейне

Рис. 5. Полностью обезвоженное ложе и подмытый правый берег реки. Отчетливо видны образованные техногенные конгломераты с гидроксидно-железистым цементом



Рис. 2. Устье высокодебитного ручья кислых шахтных вод, впадающего в р. Большая Гремячая с левого крутого берега

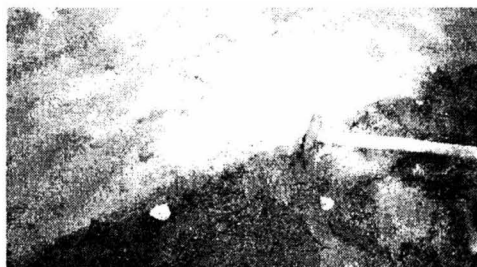
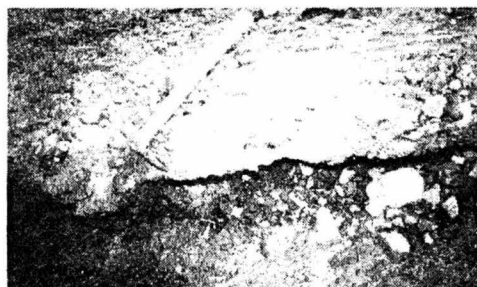


Рис. 3. Отложения гидроакиси железа (светлое) под поверхностью воды и рыжих осадков гидроксида железа (темное) на обезвоженной поверхности русла р. Б. Гремячая



Рис. 4. Частично обезвоженное русло р. Б. Гремячая. Осадки, образующиеся при смешении кислых шахтных стоков и речных вод, цементируют русловую гальку



Гремячая на участке впадения в реку малоледяных кислых источников до притока основного кислого ручья. После впадения воды основного самоизлива интенсивного минералообразования не наблюдается, т.к. в результате смешения вода в р. Б.Гремячая по составу становится близкой к шахтным водам со значениями водородного показателя $pH \sim 3$. В связи с этим элементы, свободно мигрировавшие в шахтных водах, также подвижны в речной воде на трехкилометровом приустьевом участке.

Библиографический список

1. Каздым А.А. Культурный слой как один из видов техногенного литогенеза и его литогсохимические особенности // Минералогия техногенеза - 2002 / Под ред. С.С. Потапова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 226-247.
2. Потапов С.С. Тенгизит – техногенное стекло // Уральский минералогический сборник. Миасс: УрО РАН, 1994. № 3. С. 174–179.
3. Потапов С.С., Лютоев В.П., Мороз Т.Н. Геологическая позиция, химический состав и спектроскопические особенности тенгизитов - индикаторов специфических высокотемпературных техногенных процессов // Минералогия техногенеза - 2001 / Под ред. С.С. Потапова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 77–87.
4. Султанова Е.Ф., Хибарина В.А., Каздым А.А. Антропогенно-измененные почвы, техногенные поверхностные отложения, культурный слой – проблемы терминологии и классификации // Минералогия техногенеза - 2004 / Под ред. С.С.Потапова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. (В печати).
5. Тютюнова Ф.И., Сафохина И.А., Швецов П.Ф. Техногенный регрессивный литогенез. М.: Наука, 1988. 238 с.

Е.А. Меньшикова, С.М. Блинов
Естественнонаучный институт при ПГУ, г. Пермь

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ КИЗЕЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

При исследовании донных отложений рек, подверженных техногенному воздействию, основное внимание уделяется содержанию тяжелых металлов и других микроэлементов, присутствующих в мелкоразмерной (алевритоглинистой) фракции аллювия. Хочется отметить важность изучения в данных условиях и минеральной формы нахождения элементов, детальный анализ которой может стать основой прогноза изменения состава донных отложений и речных вод во времени. Практически не изучается распространение в составе аллювия твердых техногенных продуктов, представленных шлаками, золой, обломками строительных материалов, а в горнодобывающих районах к таковым можно отнести обломки пород и минералов. Содержания указанных образований согласно данным исследования рек на территории промышленных центров Уральского региона могут достигать 30%. Техногенный материал в составе современных аллювиальных отложений рек Кизе-

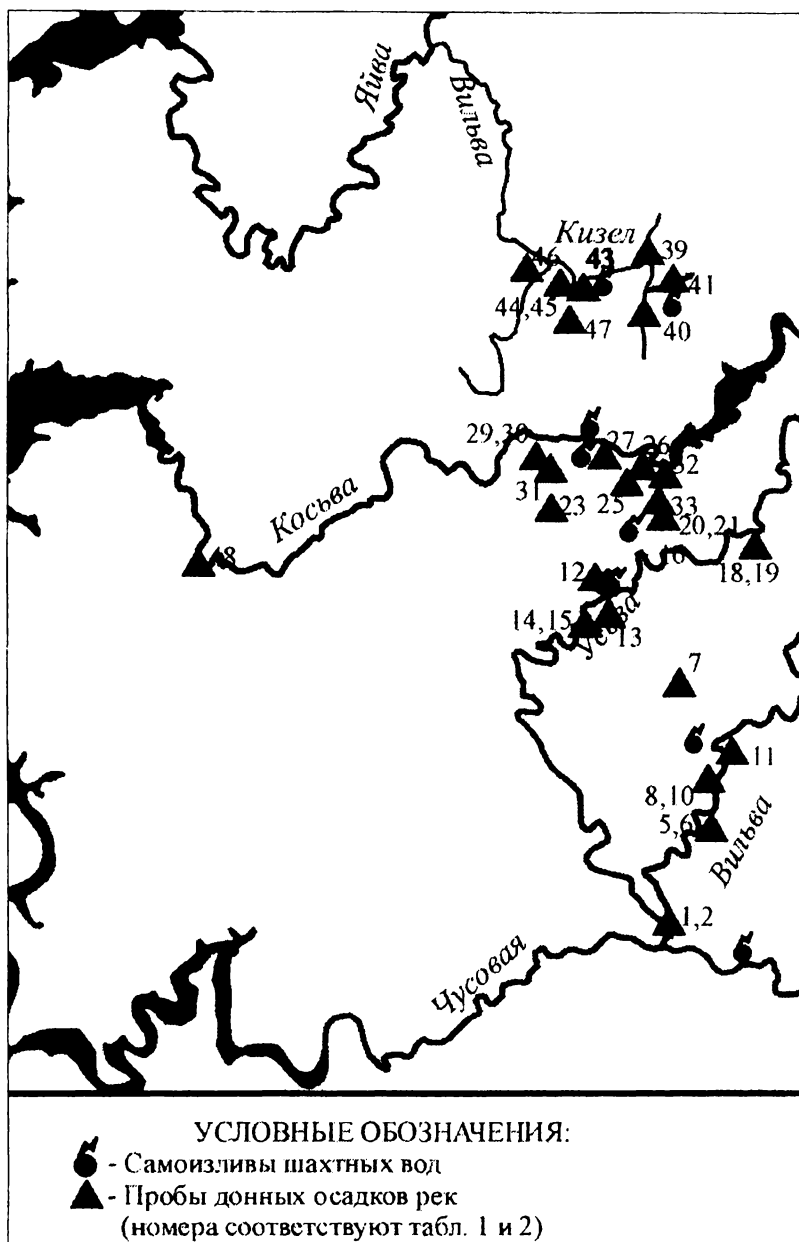


Схема опробования аллювия в Кизеловском угольном бассейне.
Масштаб 1:1000000

ловского угольного бассейна может составлять 90% (в песках прирусловой отмели р. Косьвы на территории г. Губахи) [2, 3].

Аллювиальные отложения рек в зонах интенсивного техногенного воздействия можно рассматривать как сложное природно-техногенное образование, объединяющее природные и техногенные особенности территории речного бассейна: компоненты пород питающих минералогических провинций и отходы хозяйственной деятельности. При исследовании донных осадков рек на территории Кизеловского бассейна применен комплексный подход, подразумевающий разностороннее изучение объекта.

Добыча угля в Кизеловском бассейне осуществлялась более 200 лет. Сейчас она прекращена, но экологические проблемы остались. Основными факторами загрязнения окружающей среды являются самопроизвольный излив кислых шахтных вод и породные отвалы угольных шахт [5]. Шахтные воды и стоки отвалов поступают в реки, в результате ежедневно в них формируется более 3 т техногенных донных осадков [6]. Значительный вклад в формирование донных осадков рек вносит поступление твердых техногенных компонентов при размыве породных отвалов [4]. В современных условиях отдельные реки-приемники шахтных вод загрязняются интенсивнее на большем протяжении, чем при функционировании предприятий бассейна [1, 7].

Бассейн р. Яйвы. Основными источниками загрязнения являются самоизливы шахт, расположенных в долинах р. Кизел и ее притоков, самым высокоминерализованным из которых является самоизлив шахты им. Ленина. Определенный вклад в загрязнение вносят шахтные отвалы, в большом количестве складированные на водосборной площади и по берегам рек.

Северный Кизел (правобережный приток р. Кизел) не имеет источников загрязнения, связанных с угледобычей, за исключением пересекающих реку дорог, отсыпанных породами шахтных отвалов, и может рассматриваться в качестве условного фона. Алевритоглинистые отложения реки представлены (%) кварцем (52) и полевыми шпатами (23), глинистыми минералами (9) – смектитом, каолинитом, хлоритом, иллитом и гидрослюдами. Содержание рентгеноаморфных веществ (РАВ) незначительно – 10 % (табл. 1).

Сухой Кизел и Вяшёр являются притоками р. Кизел, в которые в период работы бассейна осуществлялся водоотлив шахтных вод. В настоящее время шахтные воды в указанные реки не поступают. Источниками техногенных продуктов являются складированные по берегам породы угольных отвалов. В составе грубообломочной фракции донных отложений визуально наблюдается присутствие угольно-породных частиц. В алевритоглинистых отложениях отмечены гетит (до 7%) и ярозит (до 3%), содержание РАВ составляет 39–49 %.

Восточный Кизел, Полуденный Кизел и Кизел являются в настоящее время приемниками шахтных вод в результате их самоизлива. Среди вторичных минералов в их алевритоглинистых отложениях присутствуют (%): гетит – до 15, ярозит – до 4, лепидокрокит – до 3 (табл. 1). Отмечено высокое содержание РАВ – 68–91 %. Ярко оранжевые и ржавые отложения накапливаются на плесовых участках, а на перекатах покрывают ржавым налетом грубообломочные отложения.

Таблица 1
Минеральный состав алевроито-глинистых отложений рек по данным рентгеноструктурного анализа, %

№ пр.	Место отбора	Естественная минеральная ассоциация*	Минералы, обусловленные техногенным воздействием	РАВ
Бассейн р. Яйвы				
39	р. Северный Кизел (фон)	Кварц (52) – плагиоклазы (23) – глинистые минералы(9)**	-	10
47	р. Сухой Кизел, устье	Кварц (36) – плагиоклазы (10) – К-полевые шпаты (4)	Гетит (7)	39
43	р. Вияшер, устье	Кварц (25) – плагиоклазы (7) – глинистые минералы (12)	Ярозит (3), гетит (2)	49
41	р. Восточный Кизел, устье	Кварц (13) – глинист. минералы (4)	Гетит (15)	68
40	р. Полуденный Кизел, устье	Кварц (15) – глинист. минералы(3)	Лепидокрокит (3), гетит (2)	77
44	р. Кизел, устье	Кварц (5)	Ярозит (4)	91
46	р. Вильва, 500 м ниже устья р. Кизел	Кварц(15) – глинистые минералы (4)	Ярозит (11), гетит (9), лепидокрокит (4), диаспор (2)	55
Бассейн р. Косью				
20	р. Шумиха, центр шламонакопителя	Кварц (15) – глинистые минералы (31)	Пирит (3), ярозит (1)	47
33	р. Шумиха, устье	Кварц (27) – глинист. минералы (21)	Базальминит (8), ярозит (1), гетит (1)	31
16	р. Ладейный Лог (фон)	Кварц (68) – плагиоклазы (17) – глинистые минералы(7)	Гетит (3)	-
25	Карстовый источник (выход р. Ладейный Лог)	Кварц (30) – плагиоклазы (12) – глинистые минералы (7)	Гетит (3)	44
27	р. Губашка, устье	Кварц (36) – плагиоклазы (9) – глинистые минералы (9)	Гетит (2)	39
23	р. Каменка, ст. Губаха пасс.	Кварц (40) – глинист. минералы (13)	Гетит (1)	35

Окончание табл. 1

№ пр.	Место отбора	Естественная минеральная ассоциация*	Минералы, обусловленные техногенным воздействием	РАВ
31	р. Каменка, устье	Кварц (68) – глинис. минералы (8)	-	17
26	р. Косьва, 1 км выше г. Ладейная	Кварц (58) – плагиоклазы (8) – кальцит (5)	Гетит (<1)	22
29	р. Косьва, ж/д мост Чусовой-Соликамск	Кварц (20) – глинистые минералы (8) – плагиоклазы (4)	Гетит (<1)	66
48	р. Косьва, д. Аничково	Кварц (10)	-	90
Бассейн р. Чусовой				
12	р. Рудянка, фон	Кварц (77) – глинистые минералы (9) – плагиоклазы (4)	Гетит (1)	8
13	р. Рудянка, устье	Кварц (27) – глинис. минералы (11)	Гетит (1)	58
18	р. Усьва, фон	Кварц (66) – глинистые минералы (7) – плагиоклазы (5)	Гетит (1)	18
14	р. Усьва, ниже устья	Кварц (15) – глинистые минералы (12)	Гетит (1.5), ярозит (1)	67
7	р. Б.Гремячая	Кварц (83) – глинистые минералы (7) – плагиоклазы (5)	Ярозит (2), гетит (1)	-
8	р. Б.Гремячая, место выхода шахтных вод	Кварц (34)	Ярозит (45)	15
10	р. Б.Гремячая, ниже впадения шахтных вод	Кварц (15) – глинистые минералы (6)	Копиапит (2)	75
11	р. Вильва, фон	Кварц (70) – плагиоклазы (18) – глинистые минералы (10)	Гетит (<1)	-
5	р. Вильва, а/д мост	Кварц (10)	Гетит (1)	88
1	р. Вильва, устье	Кварц (4)	Лепидокрокит (2)	90

Примечания. * В состав естественной ассоциации минералов включены минералы, содержание которых составляет не менее 4 %.

** Под термином «глинистые минералы» объединены (далее приведены по увеличению содержания в алевритоглинистых отложениях рек исследуемой территории): каолинит, иллит и гидрослюда, смектит, хлорит.

*** РАВ – рентгеноаморфное вещество.

По данным термического анализа, на территории Кизеловского бассейна ярко-рыжие и ржавые осадки в большей степени (65 % суммарного содержания) образованы ферригидритом – $\text{FeO}(\text{OH})$, в меньшей «протогидрогетитом» – $\alpha\text{-FeOOH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$, в котором намечаются кристаллизационные связи, и «протолепидокрокитом» – $\gamma\text{-FeOOH}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

В устье р. Кизел в составе песков прирусловой отмели естественная минеральная ассоциация представлена кварцем (56%) и полевыми шпатами (13%). Присутствуют (%): пироксены (1.3), магнетит (1.1), минералы группы эпидота (0.3). Зерна минералов покрыты рыжей «рубашкой» гидроксидов железа. В значительных количествах присутствуют техногенные компоненты – угольно-породные частицы (до 22 %), шлаки (2.7 %), магнитные сферулы (0.3 %). С техногенным влиянием связано и достаточно высокое содержание в составе песков гидрогетита – до 3.5 %, которое обычно составляет для рассматриваемой территории десятые доли процента (табл. 2).

Вильва (северная) загрязнена на всем протяжении ниже впадения р. Кизел вплоть до устья. В алевроглинистой фракции донных отложений р. Вильвы ниже устья р. Кизел обнаружено значительное количество водных гидроксидов и гидроксилсульфатов железа и алюминия, образование которых происходило, по-видимому, на щелочном геохимическом барьере при смешении нейтральных и низкоминерализованных вод р. Вильвы с водами р. Кизел, насыщенными взвешенными, коллоидными и растворенными веществами. На данном участке самое широкое видовое разнообразие вторичных минералов (%): ярозит – 11; гетит – 9; лепидокрокит – 4; диаспор – 2. Содержание РАВ составляет 55 % (табл. 1).

Бассейн р. Косъвы. Основными источниками загрязнения донных отложений являются (вниз по течению): р. Шумиха; самоизлив шахты 40 лет Октября в р. Ладейный Лог; самоизлив шахт им. Калинина и им. 1 Мая в р. Косъву. Наиболее минерализованный и водообильный самоизлив группы шахт правобережья р. Косъвы ("Центральная", им. Серова, им. Урицкого) осуществляется из старых выработок шахты им. Калинина. Его суммарный расход в летнюю межень составляет около $180 \text{ м}^3/\text{ч}$, а минерализация – около 20 г/л. Существенный вклад в изменение состава донных отложений вносят шахтные отвалы. Весь правый берег р. Косъвы на территории г. Губахи засыпан шахтными отвалами. Шумиха, левобережный приток р. Косъвы, является самым верхним по течению источником загрязнения, связанным с угледобычей. Ее исток засыпан породами отвалов шахты "Шумихинская". В среднем течении река загрязняется в результате фильтрации воды через техногенные отложения Шумихинского пруда, который представляет собой значительный по размерам (ориентировочно $1.5 \times 0.8 \text{ км}$), полностью заполненный отстойник-шламонакопитель.

В составе техногенных отложений пруда преобладают угольно-породные частицы (до 95%), в небольших количествах – шлаки и магнитные сферулы – до 0.9 и 0.1% соответственно (табл. 2). Среди естественных минералов присутствуют кварц (4%) и тальк (0.9%). В осадках алевроглинистой размерности отмечены пирит (3 %), ярозит (1%), содержание РАВ

Таблица 2

Минеральный состав песчаных и песчано-гравийных отложений рек по данным минералогического анализа, %

№ пр.	Место отбора	Естественная минеральная ассоциация*	Прочие минералы естественного происхождения**	Частицы техногенного происхождения
Бассейн р. Яйвы				
45	р. Кизел, устье	Кварц (56) – полевые шпаты (13)	Эпидот (0.3), пироксены (1.3), магнетит (1.1), гидрогетит (3.5)***	Угльно-породные частицы (22), шлак (2.7), магнитные сферулы (0.3)
Бассейн р. Косы				
21	р. Шумиха, центр шламоналивателя	Кварц(4)	Тальк (0.9)	Угльно-породные частицы (94.6), шлак (0.9), магнит. сферулы (0.1)
32	р.Косыа, нижний бьеф Широковского водохр.	Кварц (69) – карбонаты (11)	Хлорит (2), эпидот (1.4), амфиболы (1.8), пироксены (0.9), лейкоксен (0.2), гидрогетит (0.2), магнетит (0.5), гематит (0.5), хромит (0.9)	Угльно-породные частицы (2)
30	р. Косыа, ж/д мост Чусовская – Соликамск	Кварц (58)	Полевые шпаты(1.9), хлорит(1.9), тальк(3.1), карбонаты(2.6), эпидот(1.2), гранаты(0.3), амфиболы(1.5), пироксены(0.6), лейкоксен(0.5), гидрогетит(0.4), магнетит (0.4), гематит (0.1), хромит (0.3)	Угльно-породные частицы (19.8), шлак (6.5), магнитные сферулы (1.1)
Бассейн р. Чусовой				
19	р. Усьва, у д. Громовая (фон)	Кварц (85) – тальк (4)	Полевые шпаты(1.9), хлорит (1.9), эпидот (0.6), гранаты (0.1), рутил(0.04), актинолит(0.1), амфиболы(0.8), пироксены(0.3), лейкоксен(0.1), гидрогетит(0.1), магнетит(0.1), гематит(0.1), ильменит (0.04)	
15	р. Усьва, ниже устья р.Рудянки	Кварц (68) – полевые шпаты (4) – тальк (4)	Хлорит (2.8), эпидот (1.3), гранаты (0.1), рутил (0.1), актинолит (0.3), амфиболы (1.0), пироксены(0.5), лейкоксен(0.4), гидрогетит(0.7), магнетит(1.0), гематит(0.2), ильменит (0.2)	Угльно-породные частицы (0.5), шлак (0.2), магнитные сферулы (0.2)
11	р. Вильва, выше устья р. Б.Гремачей (фон)	Кварц (68) – тальк (9)	Полевые шпаты(2.9), эпидот (1.0), амфиболы (0.6), пироксены (1.2), гидрогетит (0.2), магнетит (0.7), гематит (0.5), хромит (0.1), ильменит (0.2)	
6	р. Вильва, а/д мост Чусовой – Соликамск	Кварц (82) – тальк (4)	Полевые шпаты(2.0), хлорит (2.0), эпидот (0.5), актинолит (0.1), амфиболы (0.5), пироксены (0.2), гидрогетит (0.2), магнетит (0.1), гематит (0.04), ильменит (0.02)	Угльно-породные частицы (0.1)
2	р. Вильва, устье	Кварц (75) – эпидот (4)	Хлорит (1.8), тальк (3.5), актинолит (0.4), амфиболы (1.4), пироксены (0.5), лейкоксен (0.4), гидрогетит (0.5), магнетит (0.4), гематит (0.1), хромит (0.1), ильменит (0.3)	Магнитные сферулы (0.3)

Примечания: * В состав естественной ассоциации минералов включены минералы, содержание которых составляет более 4 %. ** Кроме указанных минералов в большинстве проб обнаружены обломки горных пород естественного происхождения, с содержанием 0–16 %. *** Гидрогетит в устье р. Кизел предположительно преимущественно техногенного происхождения.

— 47 %. В устье р. Шумихи донные отложения содержат значительное количество РАВ — 31 %, а также вторичные минералы — базальюминит (8 %), ярзит и гетит — по 1 % (табл. 2).

Песчаные отложения р. Ладейный Лог в естественных условиях характеризуются кварц-полевошпатовым составом. Ниже Рахматулинского водоема, выполняющего роль отстойника шахтных вод шахты «40 лет Октября», в месте исчезновения поверхностного стока (в карстовой воронке) алевритоглинистые отложения представлены кварцем, полевыми шпатами и глинистыми минералами, присутствует гетит — 3 %. Алевритоглинистые отложения в месте выхода реки на поверхность в районе горы Ладейной содержат значительное количество РАВ — 44 %, среди вторичных минералов присутствует гетит — до 3 % (табл. 1).

Реки Губашка и Каменка в период работы бассейна являлись приемниками водоотливов шахт "Центральная" и "Нагорная" соответственно. Сейчас самоизлив шахтных вод в указанные водотоки не осуществляется. Реки стали типичными карстовыми суходолами. Во время шахтного водоотлива они имели поверхностный сток практически на всем протяжении реки. В настоящее время, как и до сброса шахтных вод, на большей части русла осуществляется подземный сток.

Источниками загрязнения донных отложений этих рек в настоящее время являются шахтные отвалы, складированные на их водосборной площади. В районе устья р. Губашки на отдельных участках обнаружено просачивание кислых шахтных вод, где в составе алевритоглинистых отложений присутствует гетит (до 2%), содержание РАВ значительно — 39 %.

В составе песчаной фракции донных отложений р. Косьвы в естественных условиях (фоновая проба в нижнем бьефе Широковского водохранилища) на фоне доминирующего кварца (69%) и значительного содержания карбонатов (11%) отмечены хлорит, амфиболы, эпидот, хромит, пироксены (1–2%), гематит, гидрогетит и лейкоксен (0.2–0.5). Алевритоглинистые отложения представлены кварцем, полевыми шпатами и глинистыми минералами. Ниже г. Губахи в составе песков прирусловой отмели рассмотренная естественная минеральная ассоциация дополняется значительным количеством образований, обусловленных особенностями техногенного воздействия (%): угольно-породные (до 20) и шлаковые (6.5) частицы, магнитные сферулы (до 1). Минеральные зерна покрыты рыжей «рубашкой» гидроксидов железа.

Из-за высокого содержания угольно-породных частиц алевритоглинистые отложения р. Косьвы ниже г. Губахи окрашены в черный цвет. На территории города они характеризуются присутствием значительного количества РАВ — 66% (табл.1). В районе с. Перемское (на 70 км ниже по течению территории разработки бассейна) донные отложения практически на 90% представлены рентгеноаморфными гидроксидами железа ржавого цвета.

Бассейн р. Чусовой. Шахтные воды в период работы бассейна и после закрытия шахт поступают в реки Усьву и Вильву, а также в их притоки.

Основными источниками загрязнения р. Усьвы являются самоизливы шахты "Усьва-3" и из штольни старой шахты выше пос. Усьва, а также породные отвалы угольных шахт, отсыпанные по берегам рек.

Рудянка – правобережный приток р. Усьвы, в которую осуществляется самоизлив шахты "Усьва-3". Выше самоизлива алеврито-глинистые отложения характеризуются кварц-полевошпатовым составом (до 82 %), глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом (до 8 %). В небольших количествах присутствуют гетит (1 %) и ПАВ (8 %). Влияние шахтного самоизлива на состав отложений согласно пробе, отобранной в устье реки, выражается в значительном содержании ПАВ – 58 % (табл. 1).

Усьва в фоновом створе у пос. Громовой характеризуется естественной минеральной ассоциацией песчаной фракции донных отложений, типичной для этой области. Она представлена (%): кварцем (до 85); полевыми шпатами, тальком, хлоритом (2–4); амфиболами, минералами группы эпидота, пироксенами (0.3–0.9); гидрогетитом и магнетитом (до 0.1). В единичных зернах отмечены гранаты, рутил, лейкоксен, гематит, ильменит (табл. 2). В алевритоглинистых отложениях преобладают кварц, полевые шпаты и глинистые минералы (табл. 1).

Ниже устья р. Рудянки в составе песчаной фракции донных отложений отмечено появление угольно-породных частиц, магнитных сферул и шлака (до 0.6 %). Алевритоглинистая фракция донных отложений на 67 % образована ПАВ. В составе присутствуют вторичные минералы – ярозит, гетит (табл. 1). За счет значительного разбавления ниже по течению р. Усьвы происходит самоочищение воды и донных отложений. Вплоть до впадения р. Вильвы последствия угледобычи незначительны.

Основным источником загрязнения р. Вильвы является самоизлив группы шахт г. Гремячинска (шахты "Гремячинская", "Западная", "Таежная"), который осуществляется в ее правобережный приток – р. Б. Гремячую.

В составе алевритоглинистых отложений р. Б. Гремячая (пункт отбора проб по течению выше г. Гремячинска) преобладают кварц и полевые шпаты (более 90 %). В небольшом количестве присутствуют глинистые минералы, преимущественно смектит. Содержание вторичных минералов незначительно: ярозита – 2; гетита – 1%. Ниже впадения самоизлива в составе алевритоглинистых отложений р. Б. Гремячая обнаружены значительные содержания вторичных минералов – ярозита, копиапита, гетита (табл. 1). Так, содержание ярозита в зоне разгрузки шахтных вод может достигать 45 %. В донных отложениях присутствует значительное количество рентгеноаморфных гидроксидов железа и алюминия (до 75 %).

В фоновом створе р. Вильвы естественная минеральная ассоциация песков прирусловой отмели представлена кварцем (68%), тальком, хлоритом, минералами группы эпидота, полевыми шпатами (2–12%), амфиболами, пироксенами, лейкоксом (0.5–2%), гидрогетитом, магнетитом, актинолитом (0.1–0.7%), гематитом, хромитом, ильменитом (0.02–0.5%). Глинистые отложения в фоновом створе р. Вильва представлены преимущественно кварцем

и полевыми шпатами (около 90 %), а также глинистыми минералами гидрослюдистого и монтмориллонитового состава.

Ниже по течению от устья р. Б.Гремячая в песчаной фракции донных отложений р. Вильвы присутствуют угольно-породные частицы (до 0,3 %). Минеральные зерна покрыты тонкой «рубашкой» гидроксидов железа. Алевритоглинистая фракция донных отложений почти на 90 % представлена рентгеноаморфными гидроксидами железа ржавого цвета. В устьевых участках в раскристаллизовавшейся части присутствует лепидокрокит (до 2 %).

Образующиеся техногенные осадки рек Вильвы и Усьвы мигрируют вниз по течению и загрязняют донные отложения р. Чусовой. Их аккумуляция происходит в зоне подпора Камского водохранилища.

Таким образом, длительная техногенная нагрузка на речные системы территории Кизеловского бассейна, обусловленная разработкой угля и развитием сопутствующих производств, привела к изменению естественного минерального состава аллювиальных отложений рек. После ликвидации шахт улучшения экологической ситуации не наблюдается. Источниками загрязнения аллювиальных отложений, как и в период работы бассейна, остаются породные отвалы, складированные на водосборной площади рек. Основным источником техногенного поступления загрязнителей в реки стал сформировавшийся самопроизвольный излив шахтных вод на поверхность.

Исследования показали, что на участках рек, расположенных от перечисленных источников загрязнения ниже по течению, изменяется минеральный состав как алевритоглинистых, так и песчано-гравийных отложений.

По сравнению с фоновыми участками наблюдается снижение содержания основных минералов естественной минеральной ассоциации за счет увеличения содержания вторичных минералов, РАВ (для алевритоглинистых отложений) и техногенных включений песчано-гравийной размерности. Так, для алевритоглинистых отложений содержание кварца уменьшается с 52–77 до 4–34 %, полевых шпатов – с 4–23 до 0–12 %. Увеличивается содержание либо появляются новые вторичные минералы техногенного происхождения. Содержание гетита, которое на фоновых участках составляет около 1 %, может возрастать до 15 %. Появляются лепидокрокит – до 4 % и ярозит – до 11 % (на отдельном участке с оптимальными условиями образования ярозита его содержание достигает 45 %). В единичных пробах обнаружены базальпоминит (8 %) и копиапит (2 %). Содержание РАВ увеличивается с 0–18 (фон) до 31–91 % на загрязненных участках, при среднем содержании 75 %. Рентгеноаморфное вещество в осадках ярко-оранжевого и ржавого цвета представлено гидроксидами железа, в большей степени – ферригидритом (65 %), в меньшей – протогидрогетитом и протолепидокрокитом. Ежесуточно за счет воздействия самоизливов шахтных вод и в меньшей степени за счет стоков отвалов в реках образуются десятки тонн гелеобразных техногенных осадков.

Значительная часть грубообломочных техногенных продуктов поступает в аллювиальные отложения в результате непосредственного размыва пород отвалов, особенно при складировании их по берегам рек. В песчано-гравийной фракции донных отложений исследованных рек ниже участков

складирования содержится значительное количество угольно-породных частиц (до 22 %), шлаков (до 6.5 %), магнитных сферул (до 1 %).

Таким образом, на исследуемой территории происходит формирование нового генетического подтипа осадков – техногенно-аллювиального, состав которых определяется сочетанием природных и техногенных факторов. Изучение минеральной формы нахождения элементов в донных отложениях может стать основой прогноза поведения химических элементов в процессе диагенетического и эпигенетического преобразования осадка и дает возможность оценки формирующихся отложений как возможного источника вторичного загрязнения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Министерства образования РФ № Е02-12.7-262.

Библиографический список

1. Блинов С.М., Максимович Н.Г., Меньшикова Е.А. Современное техногенное минералообразование в аллювии рек Кизеловского угольного бассейна // Минералогия техногенеза - 2003. Миасс: Геотур, 2003. С. 20–38.
2. Максимович Н.Г., Меньшикова Е.А., Блинов С.М. Геоэкологическое состояние рек в районах освоения угольных месторождений // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар, 1999. С.156–159.
3. Они же. Загрязнение русла р.Косьвы (бассейн р.Камы) и его экологические последствия // Экология средних и малых городов. М.,1998. С.15–17.
4. Меньшикова Е.А. Техногенно-аллювиальные осадки рек Урала // Перспективы развития естественных наук в высшей школе. Пермь, 2001. Т.4. Рациональное природопользование. Здоровье населения. С. 24 – 26.
5. Потапов С.С., Блинов С.М. Геоэкологическая ситуация в Кизеловском угольном бассейне на основе изучения техногенных минерализаций // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. №12. С. 204–219.
6. Они же. Сульфаты как показатели геоэкологической обстановки в Кизеловском угольном бассейне // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н.Чирвинского: Материалы науч. конф. Пермь, 2003. С. 54–71.
7. Состояние и охрана окружающей среды Пермской области в 2001 году. Государственный доклад. Пермь, 2002. 190 с.

С.М. Блинов, С.С. Потапов*

ЕНИ при ПГУ, г. Пермь, * Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ТОНКОДИСПЕРСНОГО КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ В ШЛАМОНАКОПИТЕЛЕ БЕРЕЗНИКОВСКОГО СОДОВОГО ЗАВОДА

Березниковский содовый завод (БСЗ) – предприятие, где применяется аммиачный способ получения соды. При извлечении аммиака образуется хлорид кальция, который, с одной стороны, является побочным продуктом, с

другой стороны, составляет большую часть отходов производства. В шламонакопители отход поступает в виде пульпы, в которой преобладает жидкая фаза (98%). В настоящее время они переполнены и перед предприятием стоит проблема дальнейшего размещения отходов.

Шламонакопитель расположен на северо-западной окраине г. Березники, на левом берегу р. Камы. Отходы БСЗ складированы в действующей и старой картах шламонакопителя, которые ограничены дамбами из щебня и дресвы известняка. Площадь действующей карты составляет около 155 га, старой – около 89 га (рис. 1). По данным бурения и по имеющимся фондовым материалам, мощность накопленного шлама увеличивается в северо-восточном направлении, от р. Камы в сторону р. Толыч, от 2.5 до 15 м (рис. 2). По ориентировочным расчетам, объем шлама в настоящее время превышает 10 млн м³. Жидкая фаза пульпы из производственного цикла имеет щелочные значения водородного показателя (рН – 12.3) и минерализацию – 179 г/л. В составе содержится значительное количество растворенных ионов, мг/л: хлоридов – 106360; сульфатов – 7200; кальция – 41100; натрия и калия – 25860; аммония – 200. В жидкой фазе отхода западной части действующей карты растворенных веществ ориентировочно в 7 раз меньше. Минерализация составляет 27 г/л, при значительном количестве хлоридов, сульфатов, натрия, кальция.

Обследование шламонакопителя включало опробование шлама с поверхности действующей и старой карт. После предварительного исследования установлено, что водная вытяжка из отходов действующей карты содержит значительное количество хлоридов. В старой карте шлам с поверхности «промыт» за счет инфильтрации атмосферных осадков. Изучение старой карты проводилось более детально. Для исследования состава и параметров складированного шлама в плане и разрезе пробурено 5 скважин, из которых отобрано 14 проб. Разрез старой карты шламонакопителя БСЗ представляет собой чередование слоев шлама разной консистенции. В верхней части разреза до глубины 1–1.5 м отход имеет мягкопластичную консистенцию с влажностью 60–70 %, ниже, на глубине от 1.5 до 3.2 м, находится шлам текуче-чепластичной консистенции, а глубже 3.2 м – текучей [3]. Исследование состава шлама включало рентгеноструктурный, спектральный анализы и расширенный анализ водной вытяжки отходов. В данной работе рассматривается минеральный состав шлама.

Абсолютно преобладающим минералом складированных отходов БСЗ является кальцит, находящийся как в кристаллическом (до 58 %), так и в скрытокристаллическом состоянии. Его общее количество находится в пределах 79–97 %, причем наибольшее содержание характерно для верхнего слоя в 1–1.5 м. Помимо кальцита в шламе в небольших количествах присутствуют другие карбонаты: арагонит (1–2 %) и доломит (до 1%). В пробах из скважины 5, для которой по результатам анализа водной вытяжки характерны наиболее щелочные условия (рН~12), в значительных количествах присутствует гидроксид кальция как в кристаллическом (портландит до 27 %), так и в рентгеноаморфном состоянии.

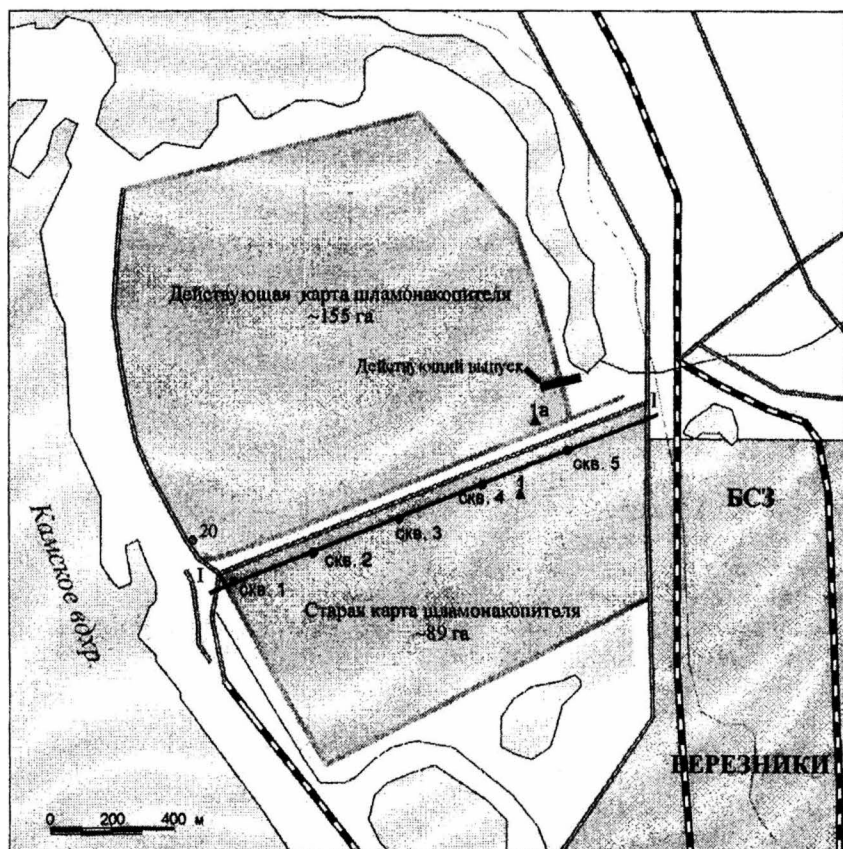


Рис. 1. Схема опробования шламонакопителя БСЗ: 1 ▲ – проба и ее номер; 20 – проба жидкой фазы пульпы; СКВ.1 – скважина и ее номер

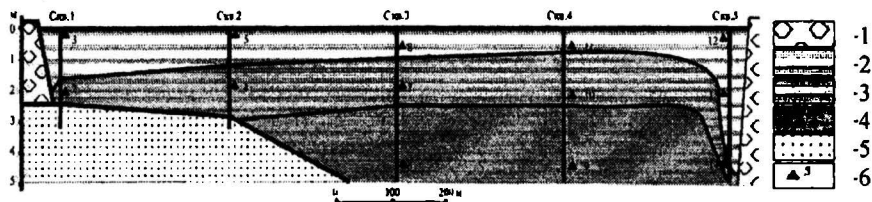


Рис. 2. Разрез старой карты шламонакопителя БСЗ по линии I-I: 1 – ограждающая дамба, состоящая из щебня и дресвы карбонатных пород; 2 – шлам мягкой консистенции с влажностью 20–62%; 3 – шлам БСЗ текучепластичной консистенции с влажностью 54–66%; 4 – шлам БСЗ текучей консистенции с влажностью 71–76%; 5 – песок кварцевый, среднезернистый; 6 – проба шлама

Остальные обнаруженные минералы содержатся в незначительных количествах. Их общее содержание составляет менее 5 %, в единичных случаях до 10 %. Во всех пробах содержится кварц (1–8 %), в некоторых – калиевые полевые шпаты (до 1 %). Их присутствие может быть связано как с содержанием в сырье (известняки), так и с попаданием в шламонакопитель в виде пыли и песка, переносимых ветром. В малых количествах обнаружены редкие минералы, большинство из которых в природных условиях встречается в метаморфизованных карбонатных породах [1]. Во многих пробах, хотя и в небольших количествах, есть водный сульфат кальция и алюминия – эттрингит. Кроме эттрингита, почти во всех образцах есть близкий к нему по структуре таумасит – водный сульфат-силикат кальция. В пробе 5 не исключена примесь карбоната со структурой, близкой к пироауриту.

Для детального определения состава минеральных примесей карбонатную и щелочную составляющую шлама (кальцит, арагонит, портландит и др.) растворили в HCl. Оставшаяся часть шлама (1–6%) состоит из геленита – алюмосиликата кальция (30–31 %) и кварца (10–17 %), присутствуют гематит, плагиоклаз, микроклин.

Водная вытяжка шлама имеет щелочную реакцию (pH 9–12). Содержания хлоридов, сульфатов, соединений азота небольшие. Содержание 38 определенных спектральным анализом микроэлементов не превышает кларков осадочных горных пород, а также ПДК валового содержания в почвах [2, 4]. Вредных органических примесей в шламе не обнаружено.

Таким образом, результаты исследований позволяют проследить основные стадии преобразования отходов БСЗ после поступления в шламонакопитель. На начальной стадии более 90 % вещества растворено в высокоминерализованной жидкой фазе пульпы и представлено в основном ионами Ca^{2+} и Cl^- . В процессе отстаивания пульпы в действующей карте шламонакопителя происходит химическое осаждение тонкодисперсного карбоната кальция, который является труднорастворимым. Кислотный остаток угольной кислоты может поступать как за счет гидрокарбонатного иона атмосферных осадков, так и за счет углекислого газа воздуха. Ион хлора, обладающий хорошей миграционной способностью, мигрирует в подземные воды и р. Каму. После прекращения сброса пульпы хлориды продолжают «вымываться», в результате чего формируется однородная масса, представленная более чем на 90 % тонкодисперсным карбонатом кальция.

Библиографический список

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 958 с.
2. Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов: Справочник. В 6 кн. / Под ред. Э. К. Буренкова. М.: Экология, 1997. Кн. 1–6.
3. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1984. 511 с.
4. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

ТЕХНОГЕННЫЕ РУБИНЫ: ОБРАЗОВАНИЕ И СПЕКТРЫ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ

При производстве аммиака на ОАО “Концерн Стирол” (г. Донецк, Украина) задействована сложная технологическая линия, состоящая из ряда реакторов, в которых происходят различные преобразования природного газа. Здесь широко используются катализаторы различного состава и назначения. Один из реакторов – реактор вторичного риформинга (РВР) природного газа – загружается катализаторами ГИАП-8¹ или аналогичными по составу и назначению катализаторами других фирм. РВР представляет собой вертикальный аппарат бутылочной формы высотой 17 м. Внутренний диаметр корпуса в цилиндрической части 4,3 м. Его поверхность покрыта алюмосиликатным бетоном. На нижний свод реактора засыпаны шары из корунда, затем катализатор слоем около 9 м, что дает общий объем около 38,7 м³. На катализаторы уложен слой корундовых шаров, подобных шарам на нижнем своде. Затем – слой корундовых плиток. В РВР сверху подается парогазовая смесь, имеющая температуру 500–600°C, состоящая в основном из N₂, H₂, O₂, CO₂, CO, CH₄ и H₂O. В верхней части реактора температура за счет реакции разложения и окисления возрастает до 1245°C, при нарушениях технологического режима достигая 1350–1500°C при давлении 33,5 атм. В нижней части реактора температура понижается до 1000°C при давлении 32,5 атм.

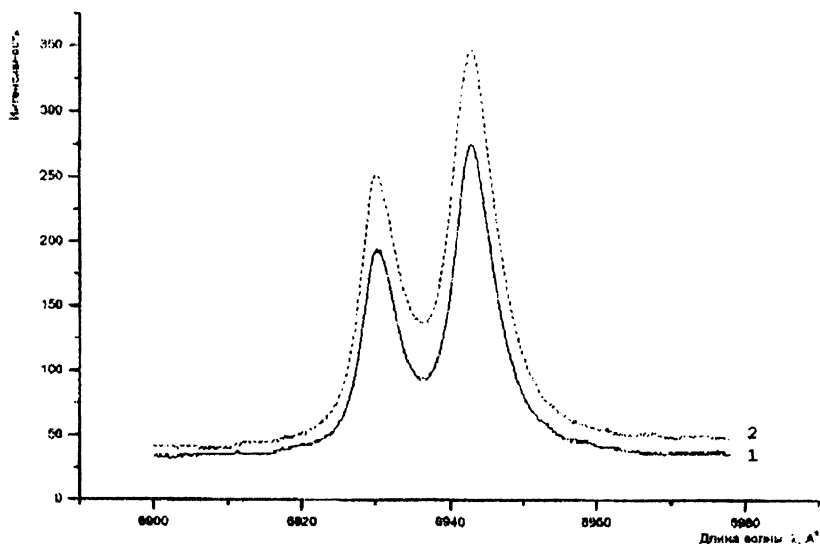
При осмотре отработанных катализаторов из РВР на их поверхности обнаружены новообразованные минеральные фазы [4]. Минеральные новообразования коркой толщиной от десятых долей до 1–1,5 мм целиком или частично покрывают поверхность отдельных цилиндров-катализаторов и нескольких катализаторов, сцементированных корками новообразованных минералов. Эти минеральные корки сложены крипто- и мелкокристаллическими минеральными агрегатами. Цвет корок и индивидуальных кристаллов колеблется от розового до темно-красного, почти бордового, причем постепенных переходов от одного оттенка цвета к другому не наблюдается. В некоторых уплотненных блоках сцементированных катализаторов наблюдается разница в окраске новообразованных минералов с одной и другой стороны.

© С.С. Потапов, В.А. Исаев, А.М. Прудников, 2004

¹ Катализаторы ГИАП-8 (аббревиатура расшифровывается так: Государственный институт аппаратов и процессов) представляют собой цилиндры диаметром и высотой 1,5 см серого цвета, спрессованные из мелкокристаллического порошка оксида алюминия (Al₂O₃ - 92-94%), являющегося носителем, с нанесенной окисью никеля (NiO - 6-8%), играющей роль каталитического вещества.

Рентгенограмма красных кристаллов новообразованной на катализаторах минеральной фазы получена на дифрактометре ДРОН-2.0 FeK_α -излучением в Институте минералогии УрО РАН и соответствует корунду (рубину). Главные линии на рентгенограмме: 3.482 (3.479), 2.551 (2.552), 2.380 (2.379), 2.086 (2.085), 1.740 (1.740) Å (в скобках указано для эталона, JCPDS, карта 10-173).

Сопоставление спектра люминесценции описанных образований со спектром монокристалла рубина [3] показало идентичность сравниваемых образцов как по длинам волн (6930 и 6943 Å для наших образцов и 692.7 и 694.2 нм для эталона [1]), так и по интенсивности, что также позволяет идентифицировать новообразованную минеральную фазу как рубин. Рубин представляет собой α -модификацию корунда (Al_2O_3), в которой часть ионов Al^{3+} изоморфно замещена ионами Cr^{3+} [2]. Как видно, спектр люминесценции рубина имеет простой вид (рисунок). Он состоит из двух очень интенсивных бесфоновых линий (R_1 и R_2 - линий), сопровождаемых слабыми фоновыми крыльями. Линии R_1 , R_2 указывают на наличие в структуре минеральной фазы оксида алюминия примесного центра – ионов Cr^{3+} , внедренных в октаэдры из ионов кислорода [5] и обуславливающих красную окраску.



Спектры люминесценции техногенного (1) и эталонного (2) рубинов

Источником Al_2O_3 для рубинов были, видимо, сами катализаторы ГИАП-8, дающие в больших количествах пыль, особенно при газодинамических ударах, возникающих при нарушении технологии. Что касается источника хрома, то можно привести следующее предположение одного из авторов (В.А. Исаева). До РВР в технологической цепи присутствует ряд реакторов, заполненных катализаторами различного состава, в том числе и с таким

высокоабразивным веществом, как Al_2O_3 . При прохождении газового потока через катализаторы происходит его насыщение пылью от истирающихся катализаторов. Этот пылегазовый поток эродирует трубы и другие элементы конструкций, часть которых выполнена из жаростойких хромистых сортов стали с содержанием хрома до 25 %. Хромовая стружка, вероятно, вступает в реакцию с угарным газом, образуя карбонилы типа $Cr(CO)_6$. Возможно образование более сложных соединений хрома, что способствует переносу этого металла-люминогена к местам кристаллизации оксида алюминия и участию Cr^{3+} в формировании структуры техногенного рубина.

Авторы благодарны Т.М. Рябухиной, П.В. Хворову за съемку и Н.В. Паршиной за расшифровку рентгенограмм, А.В. Гороху и Р.В. Шалаеву за получение спектров люминесценции, В.П. Лютоеву за консультации по спектральным характеристикам рубинов.

Библиографический список

1. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: Справочник. М.: Изд-во ВИМС, 2001. 312 с.
2. Грум-Гржимайло С.В., Пастернак Л.Б., Свиридова Д.Т., Черенцова Л.Г., Чернышева М.А. Материалы симпозиума по спектроскопии кристаллов, содержащих редкоземельные элементы и элементы группы железа. М.: Наука, 1966. 168 с.
3. Добровинская Е.Р., Литвинов Л.А., Пищик В.В. Монокристаллы корунда. Киев: Наукова думка, 1994. 256 с.
4. Прудников А.М., Исаев В.А., Горох А.В., Шалаев Р.В. Техногенный рубин из реактора риформинга природного газа. (В печати).
5. Щанов М.Ф., Рябков Ю.И., Лютоев В.П., Трахтенберг Л.И. Новые возможности анализа структурных и фазовых превращений кристаллических и керамических материалов на основе электронно-колебательных спектров // Современная химическая физика. Тезисы докл. XII симпозиума. Туапсе, 2000. С. 198–199.

А.М. Кропачев
Пермский университет

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ СИСТЕМЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Компонентами геолого-промышленных систем являются геологическая среда, чаще элементарные ландшафты, и комплексы промышленных предприятий, которые загрязняют, разрушают и истощают геологическую среду. Они находятся в тесной связи друг с другом, так расположение промышленных предприятий зависит, например, от ландшафта.

Основы классификации геолого-техногенных систем разработаны Э.Ф. Емлиным на примере горнопромышленных предприятий, разрабаты-

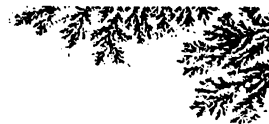
вающих сульфидные месторождения. Ниже предлагается классификация химических, машиностроительных и других промышленных комплексов. При ее разработке использована иерархия таксономических категорий, принятая в геологических науках (таблица).

Классификация промышленных комплексов

Группа	Класс
Горнопромышленная	Углеводородный Сульфидный Хлоридный
Химическая	Нефтеперерабатывающий Целлюлозно-бумажный
Электротехническая	Кабельный Электромоторный
Машиностроительная	Моторостроительный Вагоностроительный
Металлургическая	Металлургия черных металлов Металлургия цветных металлов
Строительная	Дорожно-строительный Строительство трубопроводов
Транспортная	Автотранспортный Железнодорожный

Рекомендуемая классификация свидетельствует о разнообразии групп и классов промышленных комплексов, количество которых может быть увеличено. Она может быть использована в учебном процессе и научно-исследовательских работах.

* Емлин Э. Ф. Стадии развития геотехногенных систем халькофильного ряда // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов. Екатеринбург, 2000. 133 с.



БОРИСУ МИХАЙЛОВИЧУ ОСОВЕЦКОМУ - 65 ЛЕТ

5 января 2004 г. исполнилось 65 лет нашему дорогому глубокоуважаемому коллеге заведующему кафедрой минералогии и петрографии Пермского государственного университета, заслуженному деятелю науки Российской Федерации доктору геолого-минералогических наук, профессору Борису Михайловичу Осовецкому.

Горячо поздравляя его с этой датой, нам бы хотелось подчеркнуть его громадное трудолюбие и целеустремленность, желание сделать все своими руками и в то же время величайшую скромность. Это человек, который одним из первых приходит на кафедру и последним уходит, может брать на себя все обязанности, связанные с работой в университете, – лаборанта, преподавателя, заведующего кафедрой, декана и проректора.

Будучи выпускником кафедры минералогии и петрографии 1961 г., он после окончания аспирантуры в 1967 г. снова пришел работать на родную кафедру, где прошел все ступеньки служебной лестницы. Его любимой дисциплиной, которую он преподает уже в течение 35 лет, была и остается кристаллография. Чтение лекций он довел до профессионального блеска.

В своей научной работе Борис Михайлович творчески развил направление руководителя своей диссертации профессора Бориса Степановича Лунова по геологии аллювия. Его кандидатская диссертация «Процессы формирования современного аллювия (на примере Прикамья)» (1968) послужила трамплином для фундаментальных исследований литологии аллювия и минералогии тяжелой фракции. За время многочисленных полевых экспедиций он изучил аллювий рек практически всей территории бывшего СССР. При этом он сформировался как минералог экстракласса. Ему достаточно взглянуть на зерно минерала под биноклем, и он с достоверностью 99,9 % может сказать, какой это минеральный вид и разновидность. Исследования аллювия были обобщены им в докторской диссертации (1985), а также в многочисленных монографиях и учебных пособиях – «Тяжелая фракция аллювия» (1986), «Падение минералов в тяжелых жидкостях (новые методы исследования)» (1992), «Дробная гранулометрия аллювия» (1993), «Мелкие алмазы Урала» (1996), «Геохимические исследования по тяжелым минералам» (2003). Им опубликовано в общей сложности более 200 научных работ.

С особой чуткостью Борис Михайлович относится к своим ученикам, студентам-первокурсникам, курсовикам, дипломникам, магистрам, аспирантам. Под его внимательным и доброжелательным руководством защищены

кандидатские диссертации многих преподавателей кафедры и геологического факультета. В их числе доценты К.П. Казымов, В.А. Наумов, И.Я. Илалтдинов. Много времени и сил отдает Борис Михайлович административной и общественной работе. С 1984 по 1987 г. он избирался на должность декана геологического факультета, а с 1987 по 1997 гг. был проректором Пермского, а также заместителем директора ЕНИ по научной работе. В настоящее время (с 1998 г.) Б.М. Осовецкий – заведующий кафедрой минералогии и петрографии, которая в 2002 г. заняла ведущее третье место среди кафедр университета по научной работе. Он является заместителем председателей двух советов, присуждающих ученую степень доктора наук: по специальности «Геоэкология» и специальности «Геология, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых, минерагения», председателем редколлегии геологического факультета.

Мы, сотрудники кафедры минералогии и петрографии, желаем юбилею крепкого здоровья, дальнейших творческих успехов и личного счастья.

От сотрудников кафедры минералогии и петрографии
с глубоким уважением Р.Г. Ибламинов



*Я прикован прочнейшим металлом
К темно-синим Уральским горам
И.Б. Попов*

ПАМЯТИ
ИГОРЯ БОРИСОВИЧА ПОПОВА

23.VII.1940 – 10.IV.2003 г.

Игорь Борисович Попов отдал служению уральской геологии 40 лет своей жизни. После окончания средней школы № 92 г. Перми в 1957 г. он стал экспедиционным рабочим Молотовской геологической партии. В 1958 г. поступил на геологический факультет Пермского университета, после окончания которого работал в Польшинской геологосъемочной партии Саранпаульской КГРЭ Тюменского ТГУ. В 1964 г. по семейным обстоятельствам возвратился в Пермь и до 1992 г. работал в Мойвинской партии Пермской геологосъемочной экспедиции, преобразованной впоследствии в Пермское государственное геологосъемочное предприятие “Геокарта”. Здесь он прошел путь от молодого специалиста до начальника партии. Достойный ученик выдающегося уральского геолога Б.Д. Аблизина – первого начальника Мойвинской партии, Игорь Борисович был настоящим

геологом-полевиком, истинным солдатом геологии. Он вкладывал в свой труд талант, сердце, душу, творческое горение, любовь к природе и людям.

За 28 лет работы в Мойвинской партии И.Б. Попов участвовал в проведении геологической съемки на Верхне-Вишерской, Мойвинской, Велсовской, Ниолсовской и Тулымской площадях западного и восточного склонов Северного Урала, в написании геологических отчетов, разрабатывал кардинальные направления по стратиграфии, магматизму, полезным ископаемым отснятых площадей. Богатейшая геологическая информация, не умещавшаяся в строгих отчетных рамках, легла в основу его многочисленных докладов на различных производственно-научных конференциях.

В 1988-1989 гг. Игорь Борисович участвовал в российско-американском проекте по туризму, и летом 1988 г. в роли гида провел сплав группы по Вишере. По мнению его участников, Игорь Борисович был не только переводчиком и гидом, но и "душой" группы. Он сумел передать людям, никогда не бывавшим на Северном Урале и в России, свою любовь к этим прекрасным местам. Его общительность, доброжелательность, русско-американский юмор покорила сердца всех. В 1989 г. Игорь Борисович в составе российской группы с ответным визитом побывал в Америке. С тех пор круг его друзей стал стремительно расширяться.

После Мойвинской партии Игорь Борисович непродолжительное время (до 1996 г.) работал в должности главного геолога по региональным работам в Пермском территориальном комитете по геологии, а с 1996 по 1998 г. – главным специалистом отдела особо охраняемых природных территорий Пермского областного комитета по охране природы. В 1991 – 1997 гг. Игорь Борисович совмещал основную работу с преподавательской деятельностью на геологическом факультете Пермского университета.

В 1998 г. Игорь Борисович вернулся к своим "синим Уральским горам", на любимые места, которые образовали территорию Вишерского заповедника. Он стал его директором. Заповедник в это время скудно финансировался, его работники получали мизерную зарплату, отсутствовала необходимая техника, здание конторы заповедника в Красновишерске требовало ремонта, рабочий коллектив был нестабилен и т.д. Проблем было очень много. Но планы у Игоря Борисовича были "наполеоновские" – так он любил говорить. За пять лет его директорства и сделано было много, и многое начато, но не хватило здоровья, ведь работал он не щадя себя, сам горел и зажигал других. Большое внимание он уделял просветительской работе. О заповеднике узнали широкие массы людей из его выступлений на радио и телевидении, газетных статей, фотовыставок. А чего стоили ежегодные "Встречи друзей Вишерского заповедника" в Пермском драмтеатре – в гостеприимном доме Ивана Тимофеевича Бобылева, главного режиссера театра. Конечно же, большая работа проводилась и на площади заповедника. Игорь Борисович хотел открыть, показать этот прекраснейший уголок природы всем: школьникам, студентам, научным работникам, туристам. Его мечтой было создание на базе заповедника национального парка. Командировки, совещания, обще-

ние с директорами российских заповедников, особенно уральских, делали его работу творчески богатой, насыщенной, активной.

В 2001 г. Игорь Борисович вместе с А.Я. Рыбальченко в качестве консультантов по алмазам побывали в Заире (Западная Африка). Здоровье уже “пошаливало”, и нужно было определенное мужество, чтобы решиться на поездку. Но манили жажда новой геологической информации и экзотика этого региона Земли. В 2002 г. была поездка во Францию. Неугомонность характера, потребность в новых интересных впечатлениях вели его по жизни всегда. Последняя большая работа – создание экспозиции “Полезные ископаемые Пермской области” в Пермском краеведческом музее в январе 2003 г.

Игорь Борисович состоялся не только как талантливый геолог, но и, главное, как личность. Он обладал многими талантами и многими замечательными душевными качествами: высокой эрудированностью во многих областях знаний, редкими способностями изумительного рассказчика, доброжелательностью, корректностью, искренностью, отзывчивостью... Игорь Борисович был открыт миру и людям, они всегда тянулись к нему. Студенты его обожали, коллеги ценили и уважали, друзья любили, круг его друзей был широк! Столько интересных, замечательных людей встречено им на жизненных дорогах! Научные работники, литераторы, художники, музыканты, артисты, фотографы, кинооператоры, туристы и, конечно же, геологи, коллеги. Ведь наша профессия так сближает людей! Для всех он был настоящим товарищем, другом. Знал, любил и понимал Природу, живой мир Урала. Издавна составлял топонимический словарь мансийских названий вершин, рек всех площадей, на которых работал, был большим любителем книг, они окружали его и дома, и на работе. Любознательность его не знала предела. Фотографировать он начал в школе. Фотографии передают его мироощущение – доброе, радостное. Он свободно владел английским языком, что часто помогало ему в общении с иностранцами, делая его свободным и доверительным. И, конечно же, он всегда оставался геологом – любил камни и собирал их.

За свою жизнь Игорь Борисович успел так много! Самое главное – воспитал детей, посадил деревья, построил дом, где создал вокруг себя Пространство Любви.

“Друзья уходят как-то невзначай”... Но память о них живет в наших сердцах вечно.

Библиографический список работ И.Б. Попова

Опубликованные

Старков Н.П., Ибраминов Р.Г., Попов И.Б. Геология, петрография и геохимия гранитоидов Мойвинского массива на Западном склоне Северного Урала // Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1968. С. 63–97. Учен зап. Перм. ун-та. Вып.4, № 182.

Попов И.Б., Аблизин Б.Д. Гипабиссальные основные породы хр. Тулымский Камень и р. Бол. Мойва на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала: Матер. Второй Уральск. конф. мол. геол. и геоф. Свердловск, 1969. Ч.1. С.141–142.

Попов И.Б., Аблизин Б.Д., Ибламинов Р.Г. К вопросу о генезисе Чувальских железорудных месторождений // Там же. Матер. Третьей Уральск. конф. мол. геол. и геоф. Свердловск, 1971. С. 57–58.

Попов И.Б. Ультрабазиты западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. С. 124–129. (Тр. УНЦ АН СССР. Вып. 95).

Попов И.Б., Аблизин Б.Д. Силлы зеленокаменных диабазов г. Юбрышка и связанное с ними титано-магнетитовое оруденение // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1974. С. 66–67.

Алексеев В.Я., Кириленко Г.М., Лебедев Н.П., Попов И.Б. Поиски полезных ископаемых по их запаху с рудорозыскными собаками // Геология и полезные ископаемые Урала: Тез. докл. Пятой Уральск. конф. мол. геол. и геоф. Свердловск, 1976. С. 45–46.

Попов И.Б., Алексеев В.Я. Применение геолого-поисковых собак при крупномасштабной геологической съемке // Внедрение геокинологического метода в производство. Петрозаводск: ИГ Карельского ФАН СССР, 1980. С. 11–17.

Клименко Б.В., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М., Попов И.Б. К стратиграфии верхнего докембрия Западного Урала // Современные проблемы геологии и геофизики: Тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1981. С. 60–61.

Сергеев С.Г., Попов И.Б. Гранулометрия и морфология золота Северного Урала // Мелкие ценные минералы в аллювии: Тез. докл. Пермь, 1982. С. 43–44.

Они же. Опыт поисков рудного золота по делювиальным отложениям // Минеральные ресурсы Западного Урала и их народнохозяйственное значение: Тез. докл. науч.-техн. совещ. Пермь, 1983. С. 62–63.

Попов И.Б., Нельзин Л.П., Морозов Г.Г., Назаров В.А. О карсте истоков р. Вишеры // Минеральные ресурсы Западного Урала и их народнохозяйственное значение. Пермь, 1983. Ч. I. С. 119–120.

Попов И.Б. Особенности строения и металлоносность Поповского разлома на Северном Урале // Тр. конф. мол. ученых геол. фак-та Перм. ун-та. Пермь, 1983. С. 19–25.

Попов И.Б., Морозов Г.Г., Сергеев С.Г. Ледниковые ландшафты на Северном Урале // Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 1983. С. 87–91.

Попов И.Б. Новые данные о геологии и методике картирования структур Вишерско-Лозьвинского водораздела // Методы геологических исследований. Тез. докл. науч.-техн. совещ. Пермь, 1984. С. 8–9.

Попов И.Б., Черепанова Д.В., Рыбальченко А.Я. О родингитах Мойвинского и Салатимского массивов // Вклад молодых специалистов ПГО «Уралгеология» в расширение минерально-сырьевой базы Урала в XI пятилетке: Тез. докл. науч.-техн. конф. Свердловск, 1985. С. 27–29.

Попов И.Б., Неволина С.Б. Комплексная статистическая обработка результатов геокинологических и геофизических работ // Геологическая среда и рациональное использование минеральных ресурсов Пермской области. Пермь, 1986.

Попов И.Б. Пикриты Мойвинско-Кутимского разлома // Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр Западного Урала: Тез. докл. науч.-техн. совещ. Пермь, 1987. С. 11.

Попов И.Б., Клименко Б.В. Новые данные по интрузивным породам Западного склона Северного Урала // Типы магматизма Урала: Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 115–116.

Попов И.Б., Некрасов В.К. О магматизме истоков р. Вишеры // Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр Западного Урала: Тез. докл. науч.-техн. совещ. Пермь, 1987. С. 5–6.

Попов И.Б. Особенности распространения стильпномелана на Северном Урале // Комплексное исследование недр Западного Урала – путь ускоренного развития народного хозяйства региона. Пермь, 1988. Стр. 9–10.

Он же. Программа экологических исследований в Пермской области // Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: Тез. докл. науч.-техн. конф. (16–18 октября 1991 г.). Пермь, 1991. С. 4–5.

Он же. Влияние человека на природу территории Вишерского заповедника // Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: Тез. докл. науч.-техн. конф. (16–18 октября 1991 г.). Пермь, 1991. С. 6–7.

Он же. Колпаковско-Мансипальская зона и Салатимская структура // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: Тез. докл. науч. конф. Пермь, 1993. С. 16.

Он же. Структурно-тектоническая характеристика водораздельной части Урала // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: Тез. докл. науч. конф. Пермь, 1993. С. 16–18.

Он же. Микститы на Северном Урале // Современные проблемы геологии Западного Урала: Тез. докл. науч. конф. Пермь, 1995. С. 37.

Попов И.Б., Савченко В.А. Шлихтогеохимические поиски на Северном Урале // Моделирование геологических систем и процессов. Пермь, 1996. С. 75–76.

Попов И.Б. О средних составах стратифицированных комплексов заповедника «Вишерский» // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. конф. Пермь, 1997. С. 26–29.

Он же. Тектоника заповедника «Вишерский» // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Матер. регион. конф. Пермь, 1997. С. 8–10.

Попов И.Б., Рубинштейн В.З., Вахрушев С.Д., Ладыгин И.В., Мустафаева Л.В. К систематизации охраняемых геологических объектов // Там же. С. 250–251.

Рубинштейн В.З., Русских В.С., Ладыгин И.В., Вахрушев С.Д., Мустафаева Л.В., Попов И.Б., Лоскутова И.А. Современное состояние работ и задачи по ведению Красной книги и охрана биоразнообразия Пермской области // Проблемы региональной Красной книги: Межвуз. сб. науч. трудов. Пермь, 1997. С. 14–15.

Попов И.Б., Лавров И.А., Ладыгин И.В. Особо охраняемые территории г. Александровска // Экологические основы стабильного развития Прикамья. Пермь, 1998.

Заповедник Вишерский. 10 лет / Буклет. Пермь: Гармония, 2001. (И.Б. Попов: текст и часть фотографий).

Вишерский край – особо охраняемые природные территории / Сост. И.Б. Попов. Соликамск: Соликамская типография, 2002. 24 с.

Попов И.Б. Краткая характеристика алмазных месторождений Конго (в настоящем сборнике).

Фондовые

Аблизин Б.Д., Тихов Б.А., Попов И.Б., Косицын В.И., Ибраимов Р.Г. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000 (листы Р-40-106-Г и Р-40-107-В). Предварительный отчет Мойвинской поисково-съёмочной партии за 1963–1965 гг. Пермская КГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1966.

Аблизин Б.Д., Попов И.Б., Ибламинов Р.Г., Алексеев В.Я., Сойфер В.Б. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000 (листы Р-40-118-Б и Р-40-106-Б). Промежуточный отчет Мойвинской геолого-съёмочной партии за 1966–1968 гг. Пермская КГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1968.

Аблизин Б.Д., Тихов Б.А., Попов И.Б., Косицын В.И., Ибламинов Р.Г. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000 (листы Р-40-106-Г и Р-40-107-В). Отчет Мойвинской партии о поисково-съёмочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала, в бассейне рек Вишеры, Мойвы в 1963–1965 гг. Пермская КГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1968.

Аблизин Б.Д., Попов И.Б., Нельзин Л.П., Алексеев В.Я., Сойфер В.Б. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000 (листы Р-40-106-Б, Р-40-118-Б). Отчет Велсовского отряда о поисково-съёмочных работах на западном склоне Северного Урала, в верхнем течении р. Вишеры за 1966–1969 гг. Пермская КГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1971.

Аблизин Б.Д., Попов И.Б., Алексеев В.Я., Нельзин Л.П. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000 листа Р-40-118-Г. Отчет Велсовского отряда о поисково-съёмочных работах на западном склоне Северного Урала, в нижнем течении р. Вёлса за 1970–1971 гг. Пермская КГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1973.

Попов И.Б., Алексеев В.Я., Будрин Ю.Л. и др. Отчет Мойвинского отряда о результатах геологической съёмки масштаба 1:50000 площади листов Р-40-107-А, Б на Северном Урале, в бассейне рек Мойвы и Вижая за 1972–1975 гг. Пермская ГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1977.

Попов И.Б., Алексеев В.Я., Будрин Ю.Л., Морозов Г.Г. и др. Отчет об общих поисках рудного золота в пределах Мартайской рудной зоны на северном фланге Поповского разлома (бассейн верховьев р. Вёлса) в Красновишерском районе Пермской области за 1979–1982 гг. Пермская ГРЭ, Уральское ТГУ. Пермь, 1982.

Попов И.Б., Алексеев В.Я., Будрин Ю.Л., Черепанова Д.В. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1:50000 листов Р-40-107-Г, Р-40-108-А (зап. пол.) и геологическом доизучении масштаба 1:50000 листа Р-40-108-В (зап. пол.) в бассейнах рек Вёлса и Вижая на Северном Урале в Ивдельском районе Свердловской области и Красновишерском районе Пермской области за 1976–1982 гг. Пермская ГРЭ, ПГО Уралгеология. Пермь, 1982.

Алексеев В.Я., Попов И.Б., Морозов Г.Г., Носов Е.А. и др. Отчет о геологической съёмке (листы Р-40-95-А, Б зап. пол.), геологическом доизучении (листы Р-40-95-В, Г зап. пол.) масштаба 1:50000 Ниолсовской площади и общих поисках в верховьях рек Вишеры, Ниолса и Уньи на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, Ивдельском районе Свердловской области и Троицко-Печорском районе Коми АССР, проведенных в 1982–1988 гг. Пермская ГРЭ, ПГО Уралгеология. Пермь, 1988.

Попов И.Б. Отчёт по научно-производственной теме “Разработка и составление предварительного перечня геологических памятников природы Пермской области” (промежуточный отчёт). 1996.

Он же. Отчёт по научно-производственной теме “Разработка и составление предварительного перечня геологических памятников природы Пермской области” (окончательный отчёт). 1997.

Д. В. Черепанова



ПАМЯТИ А.М.КУРБАЦКОГО

Десять лет назад перестало биться сердце замечательного, талантливого, интеллигентного, доброго красивого человека, суперпрофессионального геолога Алексея Михайловича Курбацкого. Его не стало 3 января 1994 г. Даже он, сильный, мужественный и реалистически мыслящий профессионал, не смог перенести тех политических и экономических потрясений начала 90-х гг., больно ударивших по геологии страны и по людям, геологию развивающим.

Он был одним из учеников П.Н. Чирвинского, который на кафедре петрографии подбирал наиболее способных студентов с первого курса, и Алексей Михайлович всецело оправдал надежды Учителя. А.М. Курбацкий всю свою жизнь посвятил геологической съемке Среднего и Северного Урала. Он работал геологом, начальником отряда и партии, главным геологом предприятия «Геокарта». Свою геологическую практику он начинал еще студентом в экспедициях с доцентами В.К. Воскресенским и Ю.М. Абрамовичем, а последующую геологическую жизнь проходил «плечом к плечу» с такими мужественными, самоотверженными и исключительно грамотными геологами, как Б.Д. Аблизин, А.М. Зильберман, С.В. Младших и др.

А.М. Курбацкий занимался геологической съемкой Кваркушско-Каменногогорского и Ляпинско-Кутимского мегантиклинорий Среднего и Северного Урала. Совместно с коллегами им составлены многочисленные карты, описаны сотни разрезов, многие из которых стали страто- и петротипическими и легли в основу действующей легенды Пермской серии листов Госгеокарты. Особая заслуга Алексея Михайловича – разработка стратиграфических схем рифея и венда Северного и Среднего Урала – это не просто правильные схемы – это очень талантливые и красивые логические построения настоящего геолога-съемщика, мэтра своего дела. Они еще долгие годы будут составлять базовый каркас геологического картирования Урала. Непреходящее значение имеют и металлогенические построения, выполненные Алексеем Михайловичем и как полевым геологом, и как организатором геологосъемочных и поисковых работ. Сотни рудопроявлений, рудных узлов и зон составляют нераспределенный фонд минерального сырья области, это настоящее наследие детям и внукам. Он всегда придавал петрографии большое значение, особенно при картировании палеонтологически немых отложений. Геологические факты, добытые им в трудных, порой многодневных маршрутах по малопроездимой тайге, болотам, горам, рекам, и сейчас служат многим геологам.

И очень точно выразила это в стихотворении, посвященном А.М. Курбацкому, Д.В. Черепанова:

А ведь совсем недавно
Все мойвинские броды
Так буднично, привычно
Держал под сапогом,
Тулымские закаты,
Ольховские восходы,
Болот ковер морошковый
И просек коридор.

Алексей Михайлович был очень сильным и талантливым организатором, причем с истинно интеллигентным, внешне неброским, очень доброжелательным стилем руководства. Он решал любые проблемы и на уровне министерства, и на уровне небольшого съёмочного отряда, потому что был непререкаемым авторитетом. За многие годы руководства геологосъёмочными работами создал мощный, работоспособный, творческий коллектив и был в нем настоящим Главным Геологом. Он сформировал школу, очень своеобразную, во многом неординарную, с огромным интеллектуальным потенциалом, и эта школа, несмотря на все сложности сегодняшней жизни, работает, помнит и чтит своего Учителя. Он не шадил своего здоровья, не мог уделить времени обследованию и лечению.

Алексеем Михайловичем были организованы многие всесоюзные совещания и экскурсии, участники которых приезжали из Таджикистана, Казахстана, Сибири, Москвы, Украины и т.д. Типовые разрезы нижнего венда западного склона Среднего Урала, описанные А.М. Курбацким, стали эталонными. Монография «Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала» (М.: Наука, 1985) давно признана раритетом, так быстро она разошлась среди специалистов. К сожалению, опубликованных работ немного, на них не хватало времени, зато геологические отчеты до сих пор составляют основу для анализа и дальнейших обобщений, написания диссертаций, создания прогнозных карт, тематических исследований.



КИМ ВАСИЛЬЕВИЧ ТИУНОВ

3 ноября 2003 г. после продолжительной и тяжелой болезни скончался профессор кафедры региональной и нефтегазовой геологии Пермского университета Ким Васильевич Тиунов.

Ким Васильевич родился 23 февраля 1928 г. в г. Перми. В 1944 г. поступил на геологическое отделение геолого-географического факультета Пермского (Молотовского) университета, которое окончил с отличием в 1949 г. по специальности "геолог-стратиграф". Был оставлен в аспирантуре, но через год ушел оттуда,

т.к. считал, что для пользы дела необходимо сначала поработать на производстве. С 1950 г. трудился в геолого-съемочной партии Уральского геологического управления. В 1951 – 1954 гг. находился в зарубежной командировке, где занимался эксплуатацией (ГДР, 1951 – начало 1954 г.) и разведкой (НРБ, 1954 г.) рудных месторождений. С 1955 по 1961 гг. работал в Туркмении, где провел государственную среднемасштабную геологическую съемку, сопровождающуюся бурением, и подготовил к изданию лист Небит-Даг. Одновременно участвовал в поисково-разведочных работах на бентонитовые глины, керамзитовое сырье, уголь. В 1961 – 1964 гг. работал в различных организациях Туркменского геологического управления. Был премирован за открытие Теченского железорудного месторождения, Большебалханского месторождения аргиллитов, Карлюкского месторождения калийных солей и за коренную переоценку запасов Огланлинского месторождения бентонитов. В 1965 – 1971 гг. Ким Васильевич являлся членом редколлегии и начальником партии по подготовке к изданию XXII тома «Геология СССР – Туркменская ССР». Одновременно был членом республиканской редколлегии 49-го тома (Туркменская ССР) геологической изученности СССР, а также редактором четырех выпусков. В 1967 г. защитил кандидатскую диссертацию «Геологическое строение и история развития Большого Балхана в мезокайнозойское время» на заседании объединенного совета отделения физико-технических, геологических и химических наук Академии наук ТССР и Туркменского университета. Общий стаж шахтных и полевых работ геолога-производственника К.В. Тиунова – более 12 лет.

С 1971 г. после избрания по конкурсу Ким Васильевич работал доцентом кафедры региональной геологии Пермского университета, в 1981 – 1990 гг. – заведовал кафедрой, а в 1991 г. был утвержден в звании профессора и оставался профессором кафедры до последних дней жизни. Более 30 лет он участвовал в обучении студентов геологического факультета и прочитал большинство лекционных курсов по дисциплинам кафедры. Под его руководством защищено более 100 дипломных работ, им опубликовано около 20 методических указаний и пособий по разным курсам. В круг его научных интересов входили работы по региональной геологии и тектонике, нерудным полезным ископаемым и карсту, по вопросам геологической изученности, техногенеза и охраны окружающей среды, а также геологического образования и геополитики. Ким Васильевич участвовал в союзных, республиканских и университетских научных и научно-практических конференциях и семинарах. Всего опубликовал более 180 научных статей, тезисов докладов, карт, в том числе 18 методических и учебных пособий и две монографии (соавтор): «Геология СССР. Т. XXII. Туркменская ССР, геологическое описание»; «Структура и тектоническое положение Большого Балхана».

К.В. Тиунов был активным членом общества «Знание». Он прочитал более 500 лекций разной тематики, опубликовал две брошюры. Был отмечен грамотами, в том числе республиканскими и всесоюзной, а в 1997 г. правление общества «Знание» вручило Киму Васильевичу Благодарственное письмо за большую и плодотворную работу по обучению и просвещению населения

Пермской области и личный вклад в развитие этого общества в Западно-Уральском регионе. Производственная и преподавательская деятельность К.В. Тиунова отмечена многими почетными грамотами и благодарностями. Он награжден медалями «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина», «Ветеран труда», «50 лет победы в Великой Отечественной войне 1941 – 1945 гг.», нагрудным знаком «За отличные успехи в области высшего образования СССР».

Ким Васильевич был интересным человеком, добросовестным, честным и принципиальным, отличался пунктуальностью, трудолюбием, был эрудитом, остроумным собеседником, неутомимым участником общественной жизни факультета, университета, города.

Ким Васильевич казался коллегам вполне здоровым человеком. За все годы работы в университете он ни разу не использовал больничный лист и не жаловался на здоровье (исключая последние 2 года). Как жаль, что его не стало. Светлая память о Киме Васильевиче Тиунове всегда будет жить в наших сердцах.

ПЕРМСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ВСЕРОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА РАН В 2003 ГОДУ

В 2003 г. активом Пермского отделения МО проведены два, уже ставших традиционными, мероприятия: "Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского", посвященные проблемам минералогии, петрографии и металлогении (6-7 февраля) и региональная научно-практическая конференция "Геология и полезные ископаемые Западного Урала" (20-21 мая). При финансовой поддержке Администрации Пермской области изданы сборники трудов.

Проведена перерегистрация членов Пермского отделения МО. На конец года их количество составило 27 человек. Это в основном специалисты Пермского университета, Горного института УрО РАН, Естественнонаучного института при ПГУ, ФГУП "Геокарта-Пермь", ЗАО "Пермгеологодобыча", ООО Горная компания "Эдельвейс".

В 2003 членами пермского отделения и при их содействии подготовлены и изданы следующие монографические работы.

1. *Осовецкий Б.М.* Геохимические исследования по тяжелым минералам. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 192 с.
2. *Чумаков А.М., Эсмонтович И.А.* Критерии прогнозирования нового генетического типа алмазоносных пород в Красновишерском рудном районе и гипотеза образования уральских алмазов. Пермь: ФГУП "Геокарта-Пермь", 2003. 108 с.
3. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В.* Петрология и минералогия Пермской диатремы на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 124 с.
4. Геологическое строение и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа/Под ред. В.А. Наумова, В.В. Гоннова, Б.М. Осовецкого. Коми-Пермяцкое книжное издательство, г. Кудымкар, 2003. 158 с.

Председатель пермского отделения ВМО И.И. Чайковский
Mineralogy.Museum@psu.ru

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Алексеевский К.М.	171	Меньшикова Е.А.	305
Барях В.А.	95	Минькевич И.И.	294
Бахтерев В.В.	27	Молоштанова Н.Е.	287, 291
Белоконь А.В.	108	Мурзин В.В.	131
Беляева Г.Л.	108	Наборщиков В.П.	81, 95
Блинов С.М.	302, 305, 315	Назарова У.В.	24
Бородулин Г.П.	56	Наумов В.А.	253, 264
Бродягин В.В.	81, 95	Наумова О.Б.	253
Вилесов А.П.	101	Овечкин А.М.	135
Войтеховский Ю.Л.	228	Оловянишников В.Г.	68
Гаев А.Я.	294	Осовецкий Б.М.	59, 240, 253
Гавриленко В.В.	146	Патык-Кара Н.Г.	253
Гацков В.Г.	294	Пахомов В.И.	81
Голдырев В.В.	64, 253	Перевозчиков Б.В.	135
Голубев Б.М.	275	Попов В.А.	16, 20
Гореликова Н.В.	253	Попов И.Б.	251
Грабежев А.И.	131	Попов И.И.	135
Добрецова И.Г.	146	Потанов Д.С.	302
Дублянский В.Н.	24	Потанов С.С.	302, 315, 319
Еремеева Т.Ш.	273	Прудников А.М.	319
Ефимов В.Ф.	56	Рахов Е.В.	111
Забеллин В.И.	20	Рыбальченко Т.М.	244
Зарайский Г.П.	47	Рыбальченко Ю.А.	244
Ибраиминов Р.Г.	118	Рябинин В.Ф.	111
Иванух В.	193	Самбук Е.С.	291
Илаятдинов И.Я.	253, 264	Сень Д.А.	232
Ильченко В.О.	146	Силаев В.И.	217, 257
Исаев В.А.	319	Сметанников А.Ф.	280
Каленич А.П.	146	Соколова О.О.	247
Карасева Т.В.	108	Сорока Е.И.	111
Катаева И.В.	59	Степенщиков Д.Г.	228
Кишин Ю.А.	294	Стодова О.Г.	7
Кисин А.Ю.	42	Сычкин Г.Н.	250
Копылов И.С.	187	Тетерина Н.Н.	291
Королев М.А.	3	Тихонов А.И.	187
Королев М.Е.	7	Тупицын И.С.	22
Корочкина Е.О.	287	Тупицын Д.И.	22
Корочкина О.Ф.	287	Удортатина О.В.	47
Кропачев А.М.	13, 321	Филиппов В.Н.	217
Кудрявцев В.И.	20	Флаас А.С.	91
Курбацкая Ф.А.	74	Хазов А.Ф.	257
Кучин Е.С.	156	Харитонов Т.В.	153, 223
Лебедев Г.В.	118	Чайковская Е.В.	31
Леонова Л.В.	111	Чайковский И.И.	31, 64, 161, 217
Максеев А.Б.	193	Чевычелов В.Ю.	47
Мальцева М.В.	271	Шапина С.Н.	280
Манакова Н.Н.	240	Шурубор Ю.В.	185
Маслов А.В.	68		
Меньшенина О.С.	67		



СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I	Общие проблемы геологии	3
Раздел II	Проблемы минералогии	24
Раздел III	Проблемы литологии	68
Раздел IV	Проблемы металлогении	118
Раздел V	Проблемы геологии и минералогии алмазных месторождений	161
Раздел VI	Проблемы геологии и минералогии месторождений золота	253
Раздел VII	Проблемы геологии и минералогии галогенных месторождений	275
Раздел VIII	Проблемы геологии и минералогии техногенеза	294
Хроника		323
Авторский указатель		334



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского
Выпуск 6
Сборник научных статей

Ответственный редактор Чайковский Илья Иванович

Редактор *Л.Г. Подорова*
Корректор *Г.А. Гусман*
Компьютерная верстка *Е.В. Чайковская*

ИБ № 540
Лицензия № 020409 от 12.02.97
Подписано в печать 13.12.2003. Формат 60х84¹/₁₆
Бум.тип. №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 19.53
Уч.-изд. л. 21. Тираж 200 экз. Заказ 7.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета
614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета
614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

Королев М.А.

К 70-летию палеогидрогеологии3

Столова О.Г., Королев М.Е.

Идеи Петра Николаевича Чирвинского и исследования казанских геологов.....7

Кропачев А.М.

Состояние и формы нахождения воды в стратосфере13

Попов В.А.

Метеорит Чинге (Тува) (опыт исторического очерка)16

Попов В.А., Забелин В.И., Кудрявцев В.И.

Новая находка метеорита в Туве20

Тупицын И.С., Тупицын Д.И.

К проблеме оценки магнетизма в Солнечной системе22

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

Дублянский В.Н., Назарова У.В.

Водные хемогенные отложения пещер как коррелятные отложения .24

Бахтерев В.В.

Изучение высокотемпературной электропроводности природных хризотол-асбестов с целью оценки их прочностных свойств27

Чайковский И.И., Чайковская Е.В.

Типоморфизм минералов Мазуевского месторождения целестина31

Кисин А.Ю.

К минералогии Уфимского плато42

Удоротина О.В., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П.

Особенности состава редкометалльных минералов Усть-Мраморного месторождения (Полярный Урал)47

Бородулин Г.П., Ефимов В.Ф.

Характер изменения с глубиной геохимического и минерального состава руд Этыкинского танталового месторождения (Восточное Забайкалье)56

Катаева И.В., Осовецкий Б.М.

Типохимизм хромипинелидов аллювия р. Кужва.....59

Чайковский И.И., Голдырев В.В.

Апоорганические минеральные агрегаты известняк триасовых отложений Верхнекамской впадины64

Меньшенина О.С.

Гранаты аллювия р. Весляны67

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ

Маслов А.В., Оловяшников В.Г.

Условия формирования, состав и эволюция источников сноса осадочных последовательностей верхнего венда северо-востока Русской платформы (по геохимическим данным)68

Курбацкая Ф.А.

Рифейские формации Западного Урала.....74

Пахомов В.И., Наборщиков В.П., Бродягин В.В.

Фашии и циклиты юрско-нижнемеловой терригенной толщи северо-западной части Когалымского региона.....81

Флаас А.С.

Особенности проявления Альпийских дислокаций в среднеобской нефтегазоносной области.....91

Барях В.А., Бродягин В.В., Наборщиков В.П.

Сравнительная петрофизическая характеристика нижнемеловых продуктивных горизонтов АЧ и БС-10 западной части Когалымского региона.....95

Вилесов А.П.

Особенности литолого-фациального строения башкирского яруса в зоне сочленения Косьвинско-Чусовской седловины и Передовых складок Урала.....101

Беляева Г.Л., Белоконь А.В., Карасева Т.В.

Палеотемпературы и катагенез нефтегазоносных отложений юга Верхнепечорской депрессии и прилегающих территорий108

Сорока Е.И., Леонова Л.В., Рябинин В.Ф., Рахов Е.В.

Проблематика в породах золото-палладиевого проявления Чудное (Приполярный Урал).....111

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.

Минерагения пермской системы Пермского Приуралья.....118

Мурзин В.В., Грабежнев А.И

Сульфидное оруднение гидроксилэлестадитовых метасоматитов Гумешевского месторождения.....131

Перевозчиков Б.В., Овечкин А.М., Попов И.И.

Типоморфные черты хромитового оруднения глиноземистого магнетитового типа Войкаро-Сынынского массива135

Ильченко В.О., Каленич А.П., Гавриленко В.В., Добрецова И.Г.

Особенности рудогенеза Павловского полиметаллического месторождения (арх. Новая Земля)146

Харитонов Т.В.

Пермская земля – колыбель медеплавильной промышленности153

Кучин Е.С.

К вопросу об условиях образования и закономерностях размещения рудных тел156

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Чайковский И.И.

*Волго-Уральская алмазоносная субпровинция (районирование и специфика).....*161

Алексеевский К.М.

*Об оценке перспектив алмазоносности Русского Севера (в порядке научного завещания).....*171

Шурубор Ю.В.

*Принципиальная схема геологического строения района Рассольнинско-Волынских внедолинных алмазных месторождений и проявлений .*185

Тихонов А.И., Копылов И.С.

*Изотопно-гидрогеохимический метод и перспективы его использования для поисков коренных месторождений алмазов на территории Пермской области.....*187

Макеев А.Б., Иванух В.

*Морфология кристаллов, пленки и примазки на поверхности тиманских и бразильских алмазов.....*193

Силаев В.И., Чайковский И.И., Филиппов В.Н.

Состав, онтогенез и генетико-информационное значение эпигенетических ксеноминеральных примесей в алмазах217

Харитонов Т.В.

*Природная сортировка алмазов Пермской области.....*223

Сень Д.А.

*Типоморфные особенности пиропов из кимберлитов трубки Сытыканская (Якутия).....*232

Манакова Н.Н., Осовецкий Б.М.

Типохимизм пиропов бассейна р. Кужвы240

Рыбальченко Ю.А., Рыбальченко Т.М.

Минералы-спутники мелких алмазов Красновишерского района244

Соколова О.О.

Минералогические критерии поиска месторождений алмазов в бассейне р. Ценьва (Средний Урал)247

Сычкин Г.Н.

*Геологическое доизучение площадей в масштабе 1:200 000 (ГДП-200) - начальный этап поисков коренных месторождений алмазов будущего Пермского края.....*250

Попов И.Б.

*Краткая характеристика алмазных месторождений Конго.....*251

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В.,

Голдырев В.В., Илалтдинов И.Я., Наумова О.Б.

*Морфология и состав агрегатного золота Верхнекамской впадины.....*253

Хазов А.Ф., Силаев В.И. Морфология и гранулометрия самородного золота гипергенного происхождения на Приполярном Урале	257
Илалтидинов И.Я., Наумов В.А. Гранулометрия золота современного аллювия Верхнекамской впадины	264
Мальцева М.В. О металлогенической роли Поповско-Промысловской дизъюнктивной зоны	271
Еремеева Т.Ш. О золоте аллювия бассейна р. Весляны	273
ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ГАЛОГЕННЫХ МЕ- СТОРОЖДЕНИЙ	
Голубев Б.М. Пласт силвинита КрIV как показатель начала калийного седимен- тогенеза на локальной площади Верхнекамского соленосного бассейна	275
Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Некоторые особенности минералогии и формы нахождения нано- частиц золота, платины и палладия в соляных породах Верхнекам- ского месторождения	280
Корочкина Е.О., Молоштанова Н.Е., Корочкина О.Ф. К вопросу о характере и формах нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения	287
Молоштанова Н.Е., Тетерина Н.Н., Самбук Е.С. Вещественный состав «Красных шламов» Верхнекамского место- рождения	291
ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ТЕХНОГЕНЕЗА	
Гаев А.Я., Гацков В.Г., Килин Ю.А., Минькевич И.И. О сквозном геоэкологическом мониторинге на закарстованных тер- риториях	294
Потапов С.С., Потапов Д.С., Блинов С.М. Образование современных техногенных горных пород	302
Меньшикова Е.А., Блинов С.М. Особенности современного аллювиального седиментогенеза на тер- ритории Кизеловского угольного бассейна	305
Блинов С.М., Потапов С.С. Формирование отложений тонкодисперсного карбоната кальция в шламонакопителе Березниковского содового завода	315
Потапов С.С., Исаев В.А., Прудников А.М. Техногенные рублины: образование и спектры люминесценции	319
Кропачев А.М. Геолого-промышленные системы и классификация промышленных комплексов	321
ХРОНИКА	
Борису Михайловичу Осовецкому - 65 лет	323

<i>Памяти Игоря Борисовича Попова.....</i>	<i>324</i>
<i>Памяти Алексея Михайловича Курбацкого.....</i>	<i>330</i>
<i>Ким Васильевич Тиунов.....</i>	<i>331</i>
<i>Пермское отделение Всероссийского минералогического общества</i>	
<i>РАН в 2003</i>	<i>333</i>
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ.....	334