

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

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

Выпуск 9

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Пермский государственный университет
Кафедра минералогии и петрографии
Пермское отделение Российского минералогического общества



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Сборник научных статей

Выпуск 9

Пермь 2006

БКК 26.3
П 78
УДК 550.8

П 78 **Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. / Перм. ун-т. – Пермь, 2006. – Вып. 9. – 350 с.**

ISBN 5 – 7944 – 0601 -1

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 6-7 февраля 2006 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерагении, геохимии 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, Р.Г. Ибламинов, Ф.А. Курбацкая,
А.М. Кропачев, Б.С. Лунев, И.И. Чайковский

Главный редактор И.И. Чайковский
Ответственная за выпуск Е.В. Чайковская

Спонсор издания: **Администрация Пермской области**

ISBN 5– 7944– 0601–1

ББК 26.3 УДК 550.8

© ГОУВПО "Пермский государственный университет", 2006



А.К. Шпаченко

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

**П.Н. ЧИРВИНСКИЙ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ
(по архивным материалам)**

По определению П.Н. Чирвинского, “северный период – нордическая фаза” в его жизни – длился с 1931 по 1943 г. [41], восемь лет, с сентября 1932 по декабрь 1937 г. и с января 1939 по август 1941 г., он провел на Кольском полуострове.

В протоколе № 88 заседания Президиума Госплана РСФСР от 4 октября 1929 г. после обсуждения доклада акад. А.Е. Ферсмана о Хибинских алатито-нефелиновых месторождениях зафиксировано решение: “Просить НКТруд РСФСР и ОГПУ обеспечить разработки необходимой рабочей силой, использовав для этого, в частности, организацию “Услон”¹. Таким образом, место “северной командировки” П.Н. Чирвинского было определено еще до его ареста.

Малоизвестны подробности деятельности Особого Геологического Бюро (ОГБ) при Мурманском окружном отделе ОГПУ, в котором П.Н. Чирвинский состоял с 13 сентября 1932 г. по 1 апреля 1933 г. [41]. Нужно заметить, что ОГПУ в тот период времени активно внедрялось в хозяйственную деятельность советского государства. В перспективе на Кольском полуострове планировалось реализовывать программы развития и освоения края при организующей и координирующей роли ОГПУ. В Особом Геологическом Бюро, которым заведовал профессор В.К. Котульский, также “трудились” инженеры-геологи С.В. Константов, А.Ю. Серк, Н.И. Берлинг – заместитель заведующего, профессор С.Ф. Малявкин и экономист-геолог М.Н. Джаксон – сотрудники Геолкома, репресси-

© А.К. Шпаченко, 2006

¹ Фрагменты из документов публикуются в соответствии с орфографией и пунктуацией оригиналов.

рованные по одноименному делу в 1930–1932 гг. [18], и другие репрессированные специалисты: инженер-геолог В.Н. Годовиков, химик-технолог М.Е. Раковщик, топограф Б.Н. Хавский, А.Н. Фирсов [13, 22]. Первый научный доклад по петрографии железных руд Кольского полуострова, состоявшийся 22 ноября 1932 г. на 1-й конференции по геологоразведочным работам на Кольском полуострове в г. Мурманске [22; 25; 26], П.Н. Чирвинский как представитель ОГБ, сделал по полевым материалам А.Ю. Серка и С.В. Константова.

Заключенные-геологи ОГБ обосновывались на Кольском полуострове “всерьез и надолго” [9]. В протоколе заседания Инженерно-Геологического Бюро при Мурманском окружном отделе ОГПУ от 9/XII 1932 г. по вопросу о музее при Бюро записано: “ В.К. Котульский указывает, что развертыванию музея в настоящий момент препятствует отсутствие помещения, т.к. в помещении музея проходит разборка коллекций, разбирать которые больше негде, кроме того нет и оборудования для выставки экспонатов. В целях сосредоточения всей работы по музею в одних руках В.К. Котульский предлагает в качестве ответственного исполнителя по Музею П.Н. Чирвинского. Постановление: 1. Просить распоряжения нач. окр. отд. ОГПУ т. Алешина о предоставлении помещения для разборочной и оборудования помещ. Музея. 2. Выдвинуть перед нач. окр. отд. ОГПУ т. Алешиным кандидатуру П.Н. Чирвинского в качестве ответственного исполнителя по музею. 3. Поручить П.Н. Чирвинскому представить свои соображения о системе и методе размещения экспонатов в Музее” [13]. Им были составлены также смета на содержание геологического музея и пояснительная записка к ней.

Об относительно приемлемых условиях существования в ОГБ может свидетельствовать сопроводительное письмо начальника МОО ОГПУ Алешина: “При этом направляется Заявление з/к ЧИРВИНСКОГО П.Н., работающего в Заполярных местах Кольского полуострова с просьбою оказать содействие и закрепить за его дочерью ЧИРВИНСКОЙ Ольги Петровны комнату, которую она занимала на Вас. Острове, Большой проспект д. 41 кв. 5” [21].

Весной 1933 г. ОГБ было закрыто (причины этого пока не ясны), а заключенные-специалисты почти в полном составе были переведены в Хибиногорск – в Управление треста “Апатит” и контору “Новпромапатит” (управление занималось разведкой и освоением новых месторождений).

Какие задачи и в каких условиях пришлось решать на Кольском полуострове профессору П.Н. Чирвинскому? Общий вывод, который можно сделать таков: тематика исследований, да и вся его жизнь здесь определялись обстоятельствами стремительно развивавшихся работ треста “Апатит” по освоению Кольского полуострова. Вот как сам П.Н. Чир-

винский обозначил круг задач, которыми ему пришлось заниматься: “Разведки, которые вёл трест сам или на договорных началах с разными организациями (...), охватывали месторождения следующих минералов: в Хибинских тундрах: апатит, нефелин, эгирин, сфен, ловчоррит, молибденит, пирротин; в Ловозерских тундрах: лопарит и эвдиалит; в Африканде – кнопит /перовскит/, титаномагнетит, вермикулит; на Хабозере – титаномагнетит, перовскит, оливин и др.; в Монче-тундре – сульфидные никеленосные и медные минералы, диатомит и магнетит в разных местах полуострова /р. Ёна, район Монче-тундры, ст. Оленьей и др./. Не говоря о таких простых ископаемых, как известняки и доломиты, пески и глины, кварциты” [41]. И это далеко не полный список. Вероятно, не пришлось ему заниматься только кианитом, также открытым на полуострове в 30-е гг., но и то только потому, что у самого руководства до него “не дошли руки”.

В личной карточке П.Н. Чирвинского [7] в графе “Движение по службе” зафиксировано следующее: “28/IV-33 – зачислен петрографом по обработке петрограф. материалов в “Новпромапатит”; 16/I-35 – переведен в Трест, в Г-РБ – зав. Петрограф. кабинетом; 1/VII-36 – зав. Петрограф. кабинетом, консультант; 19/I-38 – уволен с 11/XII-37 за невыход на работу; 3/I-39 – зав. Петрограф. кабинета НИСа с месячн. испыт. сроком; с 28/VIII-41 г. откомандирован в распоряжение Главгорхимпрома”. Что стоит за этими скучными отметками?

Из отчета о деятельности “Новпромапатита” за I полугодие 1933 г. по Петрографическому кабинету: “Во втором квартале петрограф Чирвинский работал: 1. над изучением шлифов горных пород и руд района детальной геологической съемки и разведки 1932 и 1933 гг. по обоим берегам Кольского фьорда к северу от Мурманска, 2. над микроскопическим изучением диатомитов из месторождений, разведываемых Новпромапатитом Веск-Яврч и Монча-Губа, 3. над организацией и устройством шлифовальной мастерской и петрографического кабинета, 4. над изучением применимости метода окрашивания нефелиновых сиенитов в целях возможности контроля производства помимо химического метода, 5. над вопросом использования нефелиновых хвостов непосредственно в цементном производстве, как гидравлической добавки” [10]. 9-го августа 1933 г. он срочно пишет характеристику (отзыв о геологе) Г.И. Горецкого, в которой предлагает руководству экстренно озабочиться его “переводом” на работу из Белбалтлага в Хибиногорск [27]. 5–9 сентября 1933 г. в Хибиногорске прошла II Полярная научно-техническая конференция НИСа Наркомтяжпрома, АН СССР и треста “Апатит” по итогам научно-исследовательских и поисковых работ на Кольском полуострове. П.Н. Чирвинский вновь выступал с докладом о железных рудах [26], а также вместе с акад. А.Е. Ферсманом, С.В. Константовым, А.Н. Лабунзовым

входил в состав бригады по осмотру пирротиновых месторождений. Предполагалось его участие в инженерно-геологических работах на строительстве Нива-III (3-я очередь каскада Нивских ГЭС). В распоряжении начальника конторы “Новпромапатит” от 7/X 1933 г. написано: “Для производства геолого-петрографической съемки в течении октября м-ца командировать геолога П.Н. Чирвинского для организации и осуществления геолого-петрографических наблюдений и дальнейшей обработки материалов и составления отчета к 1/I-34 г.” [16], но на совещании при конторе “Новпромапатит” 11 октября командировка была отменена [14] (следует указать, что в организации и руководстве работами в то время неразберихи и непоследовательности хватало). В распоряжении от 20/XI 1933 г. находим: “Отмечая недостаточность и запаздывание научной проработки материалов геолого-разведочных партий и недостаточное участие в этом деле научно-исследовательской части приказываю: Петрографу Чирвинскому закончить оборудование шлифовальной мастерской к 25/XI, разработать номенклатуру коллекций и шлифов и спустить шлифы в партии, зарегистрировать коллекции, завести книги для записи определений” [15]. За П.Н. Чирвинским закреплены работы по апатиту, сфену, пирротину, кондриковиту. Редакторами по отдельным окончательным отчетам партий назначены В.К. Котульский и П.Н. Чирвинский. А распоряжением от 16-го декабря 1933 г. П.Н. Чирвинскому поручено “...срочно разработать план задания по поискам олова в наших рудах...” [17].

Из воспоминаний Н.П. Чирвинского: «В первой половине сентября 1933 года, я одиннадцатилетний мальчик был в числе пассажиров вагона, влекомым “кукушкой” со ст. Апатиты в г. Хибиногорск. Я испытывал чувство тревоги и даже страха, особенно когда наш рабочий поезд подошел к громаде горы Вудъяврчорр, наполовину скрытой серой полосой тумана. Перед одним ее краем шумела загаженная нефелиновыми хвостами река Белая, а впереди виднелся кусочек безжизненного озера Вудъявр. Через 2-3 минуты поезд остановился, посветлело и я вместе с толпой пошел к вокзалу, то бишь бараку с высоким крыльцом. На крыльце стоял мой пapa. На нем были серые в полоску брюки х/б, солдатские ботинки (будучи в армии мы их звали гд), военная гимнастерка, летнее пальто времен 17 года и фетровая шляпа вида весьма потрепанного. Однако она была внешним индексом на принадлежность к “социально опасным” элементам. Папа отвел меня домой в барак по ул. Обогатительной 7, комната 11. По дороге удивило отсутствие дворов в моем Новочеркасском представлении: лагерную планировку я видел впервые. Она была хорошо выражена местами на 19 км. Поразила апатитовая пыль, особенно “посеребрившая” ели в скверике тогдашнего центра города. В бараке на Обогатительной жили симпатичные люди – преподаватели горно-

химического техникума, в котором подрабатывал и мой папа: основная работа была в тресте (затем комбинате) “Апатит”» [24].

В штатном расписании конторы “Новпромапатит” за 1934 г. П.Н. Чирвинский – петрограф и хранитель музея (вне штата). Из отчета “Новпромапатита” за 1 полугодие 1934 г.: «... 1. Составлена основная записка по породам Нива III. Дано характеристика отдельно глины оттуда же. 2. Составлена рукопись “Петрографическая характеристика образцов пород восточные пирротины, сборы Инж. Котельникова”. 3. То же “Петрографическое описание шлифов из Пирротинового ущелья”, дост. Соболевым. 4. Петрографическая характеристика пород, собранных туристами ОПТЭ в 1933 году в бассейне Ены. 5. Петрографическая характеристика горных пород горы Юкспорр, собранных Нач. апатито-сфеновой партии Инж. Пронченко. 6. Диатомиты из озер Тикозеро и Веселое. Изучено при этом 180 шлифов, около 30 отдельных проб в зернах, микропробах. Отдельно произведено количественное минералогическое определение апатитовой руды для Испытательной станции Треста (10 шлифов) » [10]. В связи с разработкой промзадания 3-й очереди обогатительной фабрики П.Н. Чирвинскому распоряжением Л.Б. Антонова 17/VIII 1934 г. предписано подготовить записку о среднем содержании компонентов в апатит-нефелиновой руде [20], задание довольно ответственное, из чего следует, что Петр Николаевич к тому времени уже вполне владел информацией по апатитовым месторождениям.

Все эти подробности приведены с определенной целью – показать, что вопросы, которыми ему приходилось заниматься, часто совсем не соответствовали уровню его квалификации. Но он просто вынужден был делать то, что приказывало руководство – заключенные не рассуждают... И он, и другие репрессированные специалисты из бывшего ОГБ выступали и аналитиками, и практиками, и петрографами и минералогами, и съемщиками, и разведчиками, и технологами, и экономистами. В “Новпромапатите” и ГРБ не просто не хватало квалифицированных руководителей и исполнителей, а катастрофически не хватало. А П.Н. Чирвинский был практически единственным специалистом петрографом-минералогом. Проза жизни заключалась и в том, что часто возникали проблемы с помещением для работы Петрографического кабинета (а вернее, его отсутствием), проблемы с работниками (невозможно было нанять шлифовальщика на постоянную работу), специалистов-помощников взять было неоткуда. Многое, если не все, приходилось делать одному. Организованная им шлифовальная мастерская не удовлетворяла все потребности геолого-разведочных работ, проводимых трестом “Апатит”. Приходилось обращаться в Горный институт и Ленинградский университет и заказывать шлифы там. Из докладной записи начальника ГРБ Л.Б. Антонова: “Хоз. быт. часть совершенно не считает

нужным нас обслуживать: за электрической лампочкой проф. Чирвинский ходил в течении 3-х недель и лампочки не получил. В Тресте нет бумаги для печатания отчетов, нет хорошей полотняной кальки, нет бумаги ватмана и т.д. Поэтому мы лишены возможности что либо сделать по Нашим непосредственным задачам" [5].

В приказе по Управлению "Новпромапатит" от 31 октября 1934 г. указано: "§2. Зав. Петрографическим кабинетом проф. ЧИРВИНСКОМУ посредством цикла лекций по петрографии повысить теоретические знания младших техн. сотрудников партии, приучать их к микроскопическому количественному подсчету минералов, петрографическому методу вообще. §3. В связи с приближ. двухлетием организации Новпромапатита приказываю к 10-му ноября организовать конференцию геолого-разведочных работников Новпромапатита с постановкой докладов по работам текущим и сводным по отдельным проблемам в целом. Составление плана докладов и организацию работ конф. назначаю Комиссию в составе проф. Чирвинского, Пронченко и Ступакова" [12]. Неизвестно, состоялась ли эта конференция, но документальных ее следов обнаружить не удалось.

7 декабря 1934 г. "Новпромапатит" был ликвидирован, и П.Н. Чирвинский с 16 января 1935 г. состоял в штате Управления треста "Апатит", как зав. Петрографическим кабинетом. В мае–июне 1935 г. по заявкам начальника НИС треста "Апатит" М.Е. Раковщика П.Н. Чирвинский проводит петрографическое исследование технологических продуктов опытного фосфорного завода в Кировске. 25–30 сентября 1935 г. в Кировске на заседании 3-го Полярного совещания НИСа Наркомтяжпрома и АН СССР состоялся его доклад "Новинки в минералогии Хибинских и Ловозерских тундр". Важно, что речь в докладе шла не просто о новых минералогических открытиях, а о новых видах минеральных ресурсов и практических путях их использования. Графит, молибденит, сульфидные минералы, кальцит, доломит, редкоземельные минералы группы ринкита, лопарит и первовскит, эвдиалит и другие минералы циркония, апатит и мн. др. минералы были им детально охарактеризованы, рассмотрены вопросы их генезиса, предложены возможные технологические схемы их переработки и использования. Словом, при характеристике перспективных минералов П.Н. Чирвинский продемонстрировал всю глубину своих знаний и широту подхода к изучаемым проблемам. Вторая половина доклада, начиная с лопарита и заканчивая эвдиалитом, прошла на высоком эмоциональном подъеме (в стенограмме 11 раз отмечены смех и хохот в зале), и закончилось выступление "продолжительными аплодисментами" [29]. В 1935 г. выходят две небольшие книжки: "Минералы Хибинской и Ловозерской тундр. Краткий справочник" и "Горные богатства Кольских тундр", написанные им в соавторстве

– по сути это первые сводки по полезным ископаемым региона. К осени 1935 г. П.Н. Чирвинский полностью закончил перевод работы В. Гакмана по петрографии хибинских пород [44], и машинопись была направлена в Ленинград в управление треста “Апатит”. Планировалось издать ее или самостоятельным тиражом 2500 экз., или в очередном сборнике “Апатиты”. По неизвестным причинам издание не состоялось, но в Научной библиотеке ГИ КНЦ РАН благодаря стараниям его дочери оказался машинописный экземпляр этого перевода [3]. Возможно, это единственный известный перевод на русский язык материалов экспедиции В. Рамзая 1891 и 1892 гг. в Хибинский массив.

В мае 1937 г. П.Н. Чирвинский пишет информационный доклад для Всесоюзного совещания по минералогии при АН СССР, в котором характеризует возможности проведения минералогических исследований “неакадемическими” организациями на Кольском полуострове. Это Геолого-разведочное Бюро (профессор П.Н. Чирвинский), Геологическая часть на Апатитовом руднике (инженер В.Н. Годовиков), Научно-промышленный музей дома техники (заведующий минералог Б.А. Линденер), минералогический и геологический кабинет КГХТ (доцент М.А. Громыко). Увы, возможности довольно скромные: “Содержится Петрографический кабинет на отчисления отдельных геолого-разведочных партий, пользующихся его услугами или приборами. В Петрографическом кабинете ныне имеется два новых больших микроскопа Лейтца с Федоровскими столиками и др. мелкими приспособлениями (третий микроскоп той же фирмы на Апатитовом руднике в распоряжении группы Годовикова). К сожалению, нет ни одного гониометра, хотя бы кольца проф. Заварицкого. Работать приходится то одному, то с временными помощниками в количестве 1-2-х. Последнее время работали в кабинете З.Г. Ушакова и О.В. Суровцева (с 1-го апреля последняя по сокращению штатов ушла)” [36]. В газетной статье [34] П.Н. Чирвинский писал, что в числе других занят написанием путеводителя по Хибинской экскурсии, однако среди авторов путеводителя [19] его фамилии нет. Как нет его и на известном групповом снимке участников Северной экскурсии МГК. “Минералогическая квинт-эссенция всех работ Академии, разведок трестов и т.д.” собрана в монографии Академии Наук (Ломоносовский Институт) под заглавием “Минералы Хибинских и Ловозерских тундр” (1937). Это коллективный труд” [41]. В ней П.Н. Чирвинскому принадлежит одному и в соавторстве характеристика 10 минералов: доломит и опал, лед, кальцит, фошалласит, сапонит, ринколит и ловчоррит, кальциевый ринкит, вудъявит, медистый вудъявит, “минерал № 7” [8] (в последствии – ловозерит [40]).

Можно сделать заключение, что из всего “северного периода” 1934–1936 гг. были наиболее продуктивными для П.Н. Чирвинского.

Причем, ему неоднократно удавалось творчески применять свой геометро-химический метод для расчетов баланса химических элементов в рудах сложного химического и минерального состава. Он участвует в подготовке материалов к отчету с подсчетом запасов сферовых руд на Юкспоррском месторождении сфена, выполняет исследования технологических проб эвдиалитовых руд Ловозерского массива [28], а также первоскитовых руд Африканы [35, 38]. Не оставляет без внимания проблемы, связанные с медно-никелевыми рудами в Монче-тундре (из письма инженера Кожевникова: «В отношении “силикатного” никеля имеются разногласия между В.К. Котульским и П.Н. Чирвинским. Первый предполагает содержание силикатного никеля не менее 0,1-0,15 %, а проф. Чирвинский силик. отвергает. Этот вопрос, однако, решится окончательно рац. анализом, а потому пока его отложить. Наиболее сложный и пожалуй наиболее важный вопрос – это вопрос о Ni заключенном в “точечной мутти” Чирвинского. Этот Ni может быть и силикатным и окисным и сульфидным» [11]. По мнению П.Н. Чирвинского, рациональный анализ не решил эту проблему [30–33].

Но последовал повторный арест (см. выше: “уволен с 11/XII-37 г. за невыход на работу”), и была предпринята вынужденная “командировка” в Ленинград с 10 декабря 1937 по 6 декабря 1938 г. Его жене удалось доказать, что свой предыдущий срок он “отсидел” полностью и как ударник освободился досрочно. В Ленинграде получил паспорт (временный, на пять лет), и вновь вернулся в Кировск, на прежнее место работы [41].

О том, как жилось П.Н. Чирвинскому в Кировске, свидетельствует его письмо от 3 октября 1939 г. к брату: “Давно собирался написать тебе побольше, все как-то не клеилось. Очень плохое у меня настроение. За лето ни на йоту не отдохнул, просидел в бараке, который ремонтируется, в очень тесном помещении… все надеялись, что дадут наконец-то квартиру более лучшую, но вчера узнал, что ничего не получу. (...) Про здоровье также хвалится нечем. Пыль апатитовая, а теперь и еще более тонкая нефелиновая (новая фабрика работает с лета) люто засыпает город, забивает легкие (...) Хотел попробовать получить несколько большую оперативную свободу в смысле перемещения – снять судимость, срока, насколько знаю, нету или максимум 2 года после отбытия наказания, ответили, что необходимо через 3 года. До этого времени еще нужно дожить! (...) Наука одна меня немного утешала, но публиковаться негде, рукописи накапливаются, теряются целиком или частично в редакциях, завтрашний день неясный (...)” [43]. В личной карточке профессора П.Н. Чирвинского в графе “Взыскания, поощрения” обнаруживается единственная запись: “За нахождение в буфете столовой за 5 мин. до обеденного перерыва 14/III-40 г. поставлено на вид” [7]. Что это, предвестье “Закона о прогулках” от 17/VII 1940 г. или просто желание указать место “слишком умному”?

Вероятно, один из драматичных периодов жизни П.Н. Чирвинского в Кировске пришелся на это время. Из письма от 16.11.1939 г. редактору юбилейного Кировского сборника Б.М. Куплетскому: "... второго экземпляра послать не могу – на него нет бумаги, хорошо, что справился с этим" [37]. В этом издании он публикует удивительную информацию: "Химически было доказано наличие в различных породах Сфенового рудника некоторых количеств золота и серебра. Произведены количественные определения" [39]. Ответ А.Е. Ферсмана опубликован в его известной книге, принесшей ему Сталинскую премию: "Необходимо внести полную ясность в нашумевшее одно время открытие богатого золота в сфеновых концентратах. Точные анализы установили содержание золота в чисто геохимических процентах, т.е. практически привели к цифрам очень низкого порядка..." [23]. К сожалению, не удалось установить, на чем основывалось заявление Чирвинского о золоте в сфеновых рудах. Однако, известны два документа с результатами анализов сфеновых пород, выполненных в химических лабораториях НИС Горного института в июле 1935 г. и ЦНИГРИ, где определено отсутствие золота и серебра в образцах сфеновой руды [1].

История взаимоотношений П.Н. Чирвинского с А.Ф. Ферсманом и Кольской базой АН СССР заслуживает специального рассмотрения. Известно, что еще до ареста статьи П.Н. Чирвинского в академические издания для печати неоднократно представлялись А.Е. Ферсманом. Их научная и личная привязь, взаимное уважение не подлежат сомнению. Они были во многом схожи между собой: классическое гимназическое и университетское образование, происхождение из культурной и научной среды, характер. И судьбы их в тот период времени, различаясь формально, несильно отличались по существу. Если П.Н. Чирвинский попал в жернова репрессий, то А.Е. Ферсман, оставаясь на свободе, ежедневно находился под реальной угрозой ареста [6]. Академик А.Е. Ферсман, профессора П.Н. Чирвинский, В.К. Котульский – это три замечательные личности, три выдающихся геолога, оказавшихся в одном месте и в одно время. Вполне вероятно, что в их отношениях присутствовали элементы конкуренции (В.К. Котульскому удалось сосредоточиться на разведках Монче-тундровских месторождений и таким образом занять свою нишу). Эмоциональность и задиристость были присущи и А.Е. Ферсману и П.Н. Чирвинскому, несмотря на формальное неравенство их положения. В частности, об этом может свидетельствовать стенограмма 3-го Полярного совещания НИСа [29], где зафиксирована оживленная перепалка между Чирвинским (докладчиком) и Ферсманом (председателем) о том, кто же пропустил в химических анализах лопарита Та и Nb – "академики" или "неакадемики". Конечно, это частности, научный спор. Но само время не

располагало к “научности”, и выводы обычно делались совсем не научные...

Не известны причины, по которым П.Н. Чирвинский не был включен в состав Ученого совета Кольской базы АН. Вероятно, и в работе на Кольской базе в тот период времени он не всегда получал удовлетворение, что могло быть связано и с попытками “большевистского” руководства [6].

Отдельная большая история – о людях, с которыми он вместе работал... В Кировске П.Н. Чирвинский [41] часто встречался с Б.А. Линденером, бывшим секретарем КЕПС, еще на Медвежьей Горе он познакомился с Г.И. Горецким [4, 42], в КГХТ – с белорусским геологом М.А. Громыко [2]. В дальнейшем у них по-разному сложились судьбы, но все они, как и многие другие, не по своей воле оказались в “нордической фазе” П.Н. Чирвинского.

За рамками этой статьи остались многие детали жизни и работы П.Н. Чирвинского на Кольском полуострове и многие документы, с этим связанные.

Автор выражает глубочайшую благодарность директору Кировского филиала Государственного архива Мурманской обл. М.Д. Петровой и всем сотрудникам архива, заведующей Научным архивом КНЦ РАН к. ист. н. Е.И. Макаровой, сотруднице НА КНЦ РАН В.В. Бельковой, главному хранителю Историко-краеведческого музея с мемориалом С.М. Кирова В.С. Худобиной, заведующей музеем Дома техники ОАО “Апатит” Т.Г. Барановой, заведующей ведомственным архивом ОАО “Апатит” Н.А. Михеевой, заведующей научной библиотекой ГИ КНЦ РАН Л.В. Головатской, хранителю фондов Музея истории изучения и освоения Европейского Севера О.В. Шабалиной за помощь, оказанную при сборе материалов.

Список литературы

1. Бланки результатов хим. Анализов // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 553, л. 9, 11.
2. Возвращенные имена: Сотрудники АН Беларуси, пострадавшие в период сталинских репрессий. Минск: Навука і техніка, 1992. 120 с.
3. Гакман В. Петрографическое описание нефелинового сиенита Хибинских тундр и некоторых сопровождающих его пород / перевод Н.П. Чирвинского. Кировск, 1935. 56 л. (машинопись, НБ КНЦ РАН).
4. Горецкий Г.И. Воспоминания о П.Н. Чирвинском // Літасфера. 2003. № 1 (18). С. 150–154.
5. Докладная записка Л.Б. Антонова // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 551, л. 7.
6. Дюжилов С.А. Развитие научных исследований на Кольском Севере. 1920–1941: Дис. канд. ист. наук. Петрозаводск, 2001. (НА КНЦ РАН).
7. Личная карточка П.Н. Чирвинского // Ведом. архив ОАО “Апатит”, л. 23–25.
8. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / под ред. акад. А.Е. Ферсмана, проф. Н.А. Смолянинова и Э.М. Бонштедт. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1937. 563 с.

9. Об организации в Мурманске научно-исследовательского института. (Записка). 1932 // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 44–45.
10. Отчет о работе Петрографического кабинета. 1933 // Там же. Д. 292, л. 19.
11. Письмо инж. Кожевникова // Там же Д. 445, л. 54.
12. Приказ № 191 по Управлению Новпромапатит от 31 октября 1934 г. // Там же. Д. 438, л. 66.
13. Протокол заседания Инженерно-Геологического Бюро при Мурманском окружном отделе ОГПУ от 9/XII 1932 г. // Там же. Д. 204, л. 109–111.
14. Протокол Совещания при kontоре "Новпромапатит" от 11 октября 1933 г. // Там же. Д. 307, л. 1–3.
15. Распоряжение № 24 по kontоре "Новпромапатит" от 20/XI 1933 г. // Там же. Д. 289, л. 38.
16. Распоряжение № 4 по kontоре "Новпромапатит" от 7/X 1933 г. // Там же. Л. 29.
17. Распоряжение № 49 от 16 декабря 1933 г. по Управлению "Новпромапатит" // Там же. Л. 53.
18. Репрессированные геологи / гл. ред. В.П. Орлов. М.; СПб.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео. 1999. 3-е изд. испр. и доп. 452 с.
19. Северная экскурсия. Кольский полуостров / под ред. А.А. Полканова. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 123 с.
20. Служебное задание // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 443, л. 17.
21. Сопроводительное письмо // Там же. Д. 207, л. 112.
22. Тр. 1-й заполярной геол.-развед. конф. 21–27 ноября 1932 г. Л.; М.; Н-ск: Геонефтеиздат, 1933. 200 с.
23. *Ферсман А. Е.* Полезные ископаемые Кольского полуострова. Современное состояние, анализ, прогноз. М.; Л.: Изд. АН ССР, 1941.
24. *Чирвинский Н. П.* Хибиногорск в моей памяти (1933–1941). Пермь, 1989. 6 л. (ИКМ. КП-8083. ОДФ-4308).
25. *Чирвинский Н. Н.* Доклад на первой конференции по геолого-разведочным работам на Кольском полуострове, сделанный 22 ноября 1932 г. в г. Мурманске. 1932. 49 л. (НА КНЦ РАН).
26. *Чирвинский Н. Н.* Петрографическая характеристика железорудного комплекса Кольского фиорда // Хибинские апатиты. Вып. VI. Итоги научно-исследовательских и поисковых работ 1933 г. 1933. С. 192–195.
27. *Чирвинский Н. Н.* Отзыв о Геологе. Гаврил Иванович Горецкий. 1933 // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 309, л. 43.
28. *Чирвинский Н. Н.* Эвклилитовая (эвдиалито-эвколитовая) порода из Страшненаха в Ловозерских тундрах // Там же. Д. 680, л. 61–71.
29. *Чирвинский Н. Н.* Доклад на 3-м Полярном совещании НИСа, 1935 г. 23 л. // НА КНЦ РАН, ф. 4, оп. 1, ед. хр. 38.
30. *Чирвинский Н. Н.* Критические замечания на работу профессора Белоглазова "Химическое исследование распределения никеля в минералах медно-никелевых руд Монче-Тундры". 1936. 4 л. // Там же. Ед. хр. 4.
31. *Чирвинский Н. Н.* К вопросу о силикатном никеле в рудах Сопчуайенча. 1936 // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 285, л. 29.
32. *Чирвинский Н. Н.* Новая попытка расчленить количественно сульфиды Сопчуайенча. 28.10.1936 // Там же. Оп. 11, д. 285, л. 11–22.

33. Чирвинский П.Н. Количественный минералогический и химический состав рядовых медно-никелевых руд гор Сопчуайвенч, Ньюдуайвенч в Монче-тундре. 1936. 21 с. (НА КНЦ РАН).
34. Чирвинский П.Н. Северная экскурсия 17-го Международного геологического конгресса // Кировский рабочий. 1936. № 160. 12 июля.
35. Чирвинский П.Н. Титановые руды Африканцы. Второй отчет за 1937 г. // ФГАМО, ф. 179, оп. 11, д. 285, л. 30–37.
36. Чирвинский П.Н. Информационный доклад на Всесоюзном Совещании по минералогии при АН СССР. 1937 // Там же. Оп. 1, д. 271, л. 1–9.
37. Чирвинский П.Н. К минералогии Кировского района Мурманской области. Кировск, 1939. 72 л. (НА КНЦ РАН).
38. Чирвинский П.Н. Количественный минералогический и химический состав “Генеральной пробы” рудных пород и продуктов их обогащения Африканцы из пределов запроектированного карьера с запасами А 2. 1939 // ФГАМО, ф. 179, оп. 1, д. 285, л. 37–54.
39. Чирвинский П.Н. К минералогии Кировского района Мурманской области // Производительные силы Кольского полуострова. Т.1. М.; Л.: АН СССР, 1940. С. 25–55.
40. Чирвинский П.Н. Ловозерит (по поводу статьи В.И. Герасимовского) // Зап. ВМО. 1945. Ч. 74. № 3. С. 236. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1940. Вып. 31, № 6. С. 7-15).
41. Чирвинский П.Н. Отрывки из научных воспоминаний. Пермь. 1943–1959. 89 л. // НА КНЦ РАН, ф. 4, оп. 1, ед. хр. 70.
42. Акадэмік Гаурыла Гарэцкі. Успаміны, артыкулы, дакументы. Да 100-годдзя з дня нараджэння / под рэд. Р.Г. Гарецкага. Мінск: Выд. Тэхналогія, 2000. 420 с.
43. Макаренко Д.Е. Династія геологів Чирвінських // Геологический журнал. 1993. № 1. С.124–130.
44. Hackman V. Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites vom Umptek und einiger begleitenden Gesteine // Fennia, 11, 2. Helsingfors, 1894. S. 101–196.



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

**В.А. Попов, Л.В. Агафонов*, Л.Н. Поспелова*,
В.И Кудрявцев, В.И Забелин
ТувИКОПР СО РАН, * ОИГМ СО РАН**

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НОВОГО ТУВИНСКОГО МЕТЕОРИТА ЧЕДЕР

26 октября 2003 г. при обследовании окрестностей г. Кызыла сотрудниками ТувИКОПР В. А. Поповым, В. И. Забелиным и В. И. Кудрявцевым в 23 км прямо на юг от Кызыла (рис. 1) был обнаружен метеорит. От места падения известного метеорита Чинге (Агафонов и др., 1997) эта находка расположена в 50 км к северу. Вес метеорита 5,390 кг, объем 0,6 дм³. Размеры 26x9x8 см. Название метеориту дали по расположению места находки вблизи соленого озера Чедер с известным курортом.

Метеорит Чедер светло-серого цвета с металлическим блеском. Он имеет неправильную удлиненную подтреугольную форму. Один конец его закруглен и оплавлен с черной тонкой шелушащейся корочкой окалины. От середины закругление переходит в ячеистую поверхность также со следами заплавления, заглаживания. Передняя часть расширена, к середине еще немного увеличивается, а далее плавно сужается. Примерно посередине перед концом оплавленной части имеется узкое извилистое отверстие-щель размером 9x1.5 см также со следами закругления. Одна сторона уплощена и создается впечатление, что ещё в воздухе во время остывания он мог развалиться на несколько частей. На оплавленной поверхности наблюдаются частые параллельные полосы – штриховка, идущая под углом к длинной оси метеорита. Кроме того, по краю наблюдается здесь же полосы-«заливы», вероятно, возникшие при остывании. Спереди прямо по центру проходит тонкая прямая закрытая трещина вдоль закругленной части, возможно, возникшая от удара в момент падения. В целом, каких-либо следов удара ни на метеорите, ни на месте его падения не обнаружено. Он лежал среди раздувов золового песка, мощность которого здесь может достигать 2-3 м. Можно предположить, что он упал на песок с небольшой конечной скоростью, чем и объясняются хорошая сохранность и отсутствие следов удара.

Проблемы минералогии

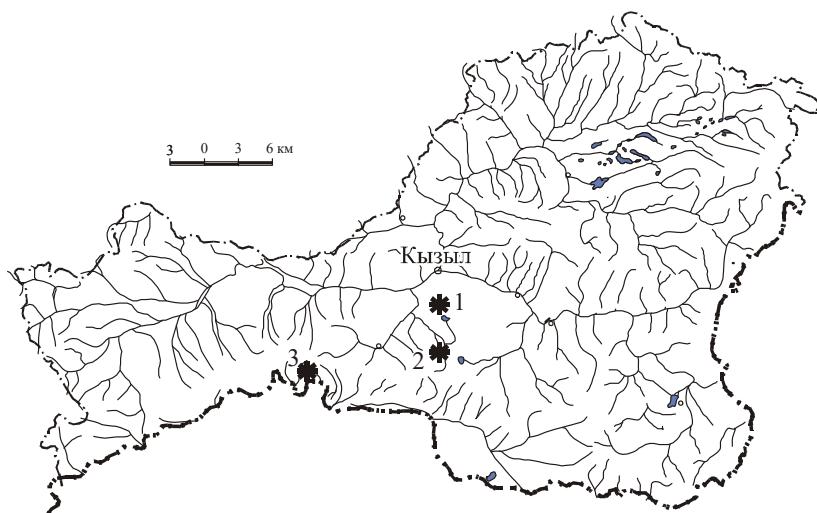


Рис. 1. Карта метеоритных объектов Тувы: 1 – место находки метеорита; 2 – предполагаемое место падения метеорита Чинге; 3 – метеоритный кратер Курбун-Шиви



Рис. 2. Структура метеорита (грубоструктурный октаэдрит)

Метеорит магнитен, радиоактивность его соответствует фоновой, около 10–15 мкр/ч. Уплощенная сторона, на которой лежал метеорит, покрыта пятнистой слабой ржавчиной, захватившей и песчинки. Она присутствует и в трещине, и (значительно меньше) на выпуклой верхней стороне. Скорее всего, падение метеорита произошло не так давно. Вещество метеорита сравнительно мягкое, вязкое. Срез серебристо-серый, с металлическим блеском. По своей структуре метеорит является грубоструктурным октаэдритом (рис. 2). В составе преобладают железо и никель, в подчиненном количестве присутствуют кобальт, фосфор, медь. Предварительно отмечены следы платиноидов, требующих для уточнения дополнительного анализа. На сканированной поверхности пластинки метеорита четко видны внутренние неоднородности: межзерновое пространство балок камасита выполнено серым тэнитом. Кроме того, имеются темно-серые пятна (включения) и оторочки с яркими светлыми точками. Состав метеорита проанализирован по двум профилям (1, 2) и на крупных включениях (табл. 1). Результаты рентгеноспектрального анализа по профилям показывают неоднородный состав метеорита по никелю. На профиле 1 светло-серая (основная) часть (ан. 1–2 и 10–12) соответствует камаситу ($\text{Ni} = 5.54\text{--}6.85 \text{ мас.\%}$), а серая – тэниту: по содержанию никеля ($\text{Ni} = 21.73\text{--}27.79$ и 37.91 мас.\%) выделяются два типа. Причем последний анализ соответствует самой светлой точке на контакте с камаситом. На профиле 2 отбиваются четыре типа по никелю, т.е. анализы 13–14 и 24–25 соответствуют камаситу (светло-серые), и три типа тэнита по никелю. Изменение содержания железа и никеля по профилям камасит – тэнит – камасит показывает (рис. 3), что чем меньше никеля, тем больше железа, и наоборот. На диаграмме (рис. 4) видно, что содержание кобальта и никеля находится в такой же зависимости – чем меньше никеля, тем больше кобальта. В то же время отмечается слабая корреляционная связь между никелем и медью – чем больше никеля, тем больше меди.

В виде крупных включений (серое пятно в и темно-серые оторочки в центре – x^1 , x^2 , x^3 , x^4) в метеорите отмечены в срастании шрейберзит (темно-серые) (табл. 2, ан. 1–20, 24, 25, 28–31) и рабдит (яркие светлые точки, ан. 21–23). В шрейберзите содержания никеля и железа варьируют в широких пределах, взаимно замещая друг друга. В то же время в рабдите они почти равны. В составе этих минералов, кроме того, появляются еще фосфор, хром и медь.

Таким образом, от места падения известного исторического метеорита Чинге данный метеорит найден на значительном расстоянии – в 50 км к северу и резко отличается от него по составу и строению. Кроме того, судя по значительному развитию на поверхности метеорита Чинге вторичных изменений – корок лимонита и по расположению его обломков на плотике россыпи в основании рыхлых отложений, его падение

Таблица 1

Химический состав минералов метеорита, мас. %

№ пп	Fe	Co	Профиль 1			Профиль 2							
			P	Ni	Cu	Сумма п/п	№ п/п	Fe	Co	P	Ni	Cu	CyMMA
1	93.06	0.65	H.o.	6.56	H.o.	100.27	14	91.72	0.66	0.02	5.75	H.o	98.15
2	90.58	0.65	0.15	5.74	H.o.	97.12	15	91.55	0.61	H.o	5.76	0.05	97.97
3	57.80	0.15	0.02	38.83	0.29	97.09	16	59.29	0.16	0.03	37.91	0.19	97.58
4	77.69	0.47	0.02	20.72	0.09	98.99	17	72.50	0.29	0.02	26.40	0.10	99.31
5	79.14	0.50	0.02	18.15	0.09	97.90	18	72.57	0.34	H.o	23.94	0.07	96.92
6	84.22	0.53	H.o	13.83	0.05	98.63	19	76.92	0.36	0.02	21.73	0.08	99.11
7	90.50	0.67	H.o	7.27	H.o	98.44	20	75.81	0.30	0.02	22.51	0.10	98.74
8	86.49	0.65	H.o	11.79	0.05	98.98	21	73.98	0.35	0.02	25.01	0.07	99.43
9	90.61	0.66	0.02	8.15	H.o	99.44	22	70.44	0.25	0.02	27.79	0.09	98.59
10	81.48	0.56	0.02	16.51	0.08	98.66	23	92.13	0.65	H.o	5.54	H.o	98.32
11	60.79	0.21	H.o	35.49	0.20	96.69	24	91.68	0.68	0.02	6.55	H.o	98.93
12	90.22	0.61	0.03	7.46	H.o	98.32	25	91.92	0.70	0.02	6.85	H.o	99.49
13	91.85	0.67	0.02	6.18	H.o	98.72	14	91.72	0.66	0.02	5.75	H.o	98.15

Примечание: 1–2, 7, 9, 12–15, 23–25 – камасит; остальные – тэнит.

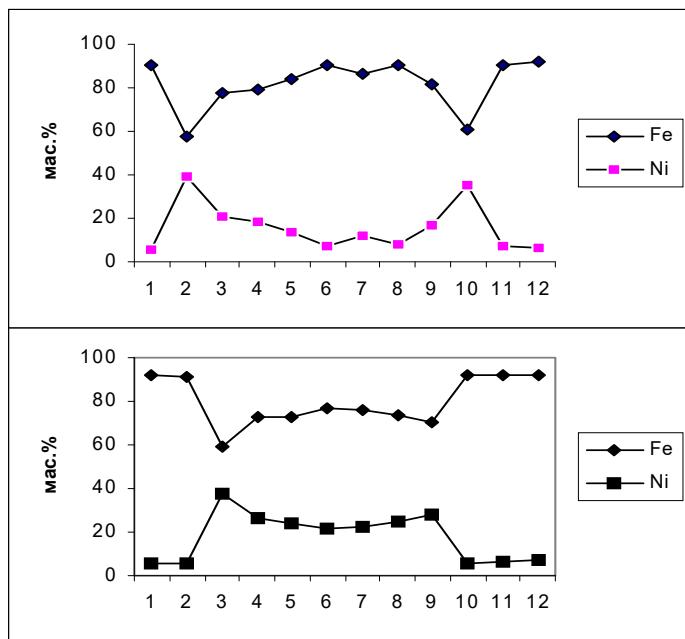


Рис. 3. Изменение содержания железа и никеля по профилю 1, 2 (камасит – тэнит – камасита)

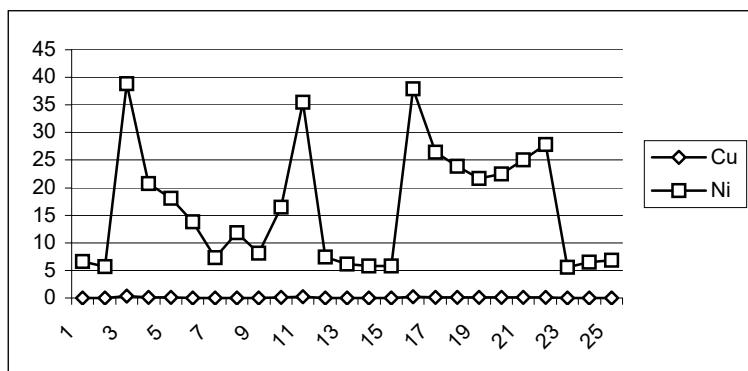


Рис. 4. Изменение содержания меди и никеля по профилю

Проблемы минералогии

Таблица 2
Химический состав минералов метеорита, мас.%

№ п/п	Fe	Co	P	Cr	Ni	Cu	Сумма
1	63.69	0.343	11.98	0.026	22.65	0.00	98.68
2	65.51	0.338	11.59	0.015	22.36	0.003	99.82
3	60.62	0.303	14.90	0.004	20.32	0.029	96.18
4	60.00	0.316	14.59	0.001	21.37	-.023	96.30
5	61.55	-.391	14.48	0.005	21.42	0.029	97.87
6	60.72	0.348	14.74	0.008	20.32	0.043	96.18
7	53.75	0.170	15.56	0.012	30.77	0.042	100.30
8	53.89	0.134	15.54	0.014	30.74	0.060	100.37
9	53.66	0.147	15.65	0.018	30.94	0.037	100.45
10	53.77	0.177	15.67	0.017	31.24	0.028	100.90
11	53.27	0.145	15.62	0.020	31.56	0.061	100.68
12	53.06	0.147	15.71	0.021	31.50	0.037	100.47
13	63.43	0.336	13.10	0.010	19.881	0.017	96.78
14	66.10	0.367	11.66	0.020	22.13	0.035	100.33
15	65.46	0.402	11.43	0.012	22.19	0.020	99.51
16	60.32	0.348	12.82	0.013	22.92	0.001	96.42
17	53.71	0.132	15.77	0.013	31.21	0.02	100.85
18	53.84	0.127	15.82	0.015	31.19	0.23	101.02
19	53.60	0.150	15.72	0.024	31.24	0.076	100.82
20	54.05	0.168	15.74	0.016	31.02	0.035	101.03
21–x¹	41.46	0.115	15.66	0.011	43.44	0.057	100.75
22–x¹	40.33	0.107	15.57	0.007	44.04	0.046	100.00
23–x¹	40.37	0.101	15.62	0.008	44.26	0.51	100.41
24–x²	36.64	0.086	15.51	0.010	47.89	0.038	100.17
25–x²	36.87	0.081	15.58	0.007	47.98	0.066	100.58
26–x³	44.14	0.081	15.53	0.013	40.74	0.047	100.54
27–x³	43.64	0.094	15.68	0.006	41.34	0.042	100.80
28–x⁴	54.05	0.155	15.51	0.019	30.64	0.022	100.40
29–x⁴	54.40	0.155	15.47	0.018	30.27	0.044	100.35
30–x⁴	54.14	0.170	15.56	0.013	30.64	0.016	100.54
31–x⁴	53.99	0.168	15.46	0.023	30.53	0.060	100.23

Примечание: 21–23; 26–27 – рабдит; 1–20; 24, 25, 28–31 – шрейберзит.

произошло достаточно давно (по разным оценкам, от 2000 до 12000 лет назад), а по состоянию нами найденного метеорита можно предположить его не очень давнее приземление. Всё это вместе взятое позволяет уверенно говорить о находке нового метеорита.

Метеорит находится на хранении в музее института. Его небольшая часть передана в ОИГГиМ СО РАН в Новосибирске для изучения и анализов. Авторы выражают большую благодарность кандидату геологоминералогических наук Ч.К.Ойдуп за всестороннюю поддержку и помочь в проведении анализов и изучении находки.

В.В. Мурзин, Д.А. Варламов¹, В.И. Кудрявцев²

Институт геологии и geoхимии УрО РАН, г. Екатеринбург

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

² ТувИКОПР СО РАН

**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРОЯВЛЕНИЯ
ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ
В АГАРДАГСКОМ МАССИВЕ ГИПЕРБАЗИТОВ (Ю.ТУВА)**

Проявление видимого медиистого золота в Агардагском массиве альпинотипных гипербазитов было открыто в 1984 г. В.И. Кудрявцевым и К.С. Кужугетом [1]. Массив входит в состав Южно-Тувинского оphiолитового пояса, разделяющего области докембрийской складчатости нагорья Сангилен и салаирских структур Центральной Тувы. Он вытянут в северо-восточном направлении на 17,5 км и представляет собой сложно построенное линзовидное тело, круто падающее на северо-запад. Массив прорывает нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и, в свою очередь, прорывается мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, а также небольшими интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов (D_{1-2}).

Первичные породы массива – преимущественно дуниты и гарцбургиты – интенсивно серпентинизированы. Среди серпентинитов развиты антигоритовые и, в меньшей степени, лизардитовые и хризотиловые разновидности. Местами они карбонатизированы и оталькованы. В карбонатизированных серпентинитах развиты вкрашенники доломита, реже брейнерита. В эндоконтактовых частях массива, а внутри его в тектонических зонах широко развиты тела лиственитов, сложенных брейнеритом, тальком, кварцем и фукситом.

Агардагское проявление золота расположено в стыке двух наиболее крупных тектонических блоков, на которые разбит массив в его во-

Проблемы минералогии

сточной части. Высокие содержания золота приурочены к субширотной зоне дробления серпентинитов (рис. 1). В 150–200 м к северу от проявления находятся крупные тела лиственитов. В пределах и вблизи зоны дробления развиты небольшие (не более 5 м протяженностью) тела габбро-диоритов, апогаббротовых альбититов и родингитов [1]. Родингиты сложены светло-зеленым пироксеном и альбитом. На контакте родингита и вмещающего антигоритового серпентинита развита зона нефритоида – сланцеватого темно-зеленого тонкозернистого агрегата амфибола. В качестве акцессорных минералов как в родингите, так и нефритоиде, присутствуют хромшпинелид, гранат, калиевый полевой шпат, титанит, апатит, халькозин, арсенид никеля (маухерит), самородное золото.

Самородное золото преимущественно медистое и представлено орторомбическим (рожковит) и тетрагональным (тетрааурикуприд) AuCu, редко аурикупридом AuCu₃. Присутствуют частицы и обычного ртутьсодержащего (до 1,6% Hg) серебристого золота низкой пробности – 468–614. В последних, однако, часто присутствуют включения медистых фаз. Особенности строения и химического состава самородного золота и рудных минералов приведены в ранее опубликованной нами работе [2].

Хромшпинелид в изученных породах является реликтовым минералом. Нами выделены три его генерации. Ранний хромшпинелид-1 по соотношению хромистости Cr/(Cr+Al) и железистости Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) отвечает акцессорному хромшпинелиду дунитов альпинотипных гипербазитов. Выделения его раздроблены и активно замещаются агрегатом более железистого Zn-хромшпинелида-2 (до 5,4 мас.% ZnO) и титансодержащего (до 2,7 мас.% TiO₂) граната уграндитового типа. В массе, цементирующей обломки хромшпинелида, в нефритоиде присутствуют альбит, халькозин, а в родингите – альбит, натрий - и хромсодержащий пироксен и калиевый полевой шпат. В альбите родингита обнаружены редкие мелкие кристаллики (до 50 мкм) новообразованного Zn-хроммагнетита (хромшпинелид-3). Последние характеризуются полным отсутствием Al и Mg и содержат до 5,7 мас.% ZnO [3].

Нефритоид сложен практически полностью амфиболом. Порода сильно деформирована и обладает сланцеватой текстурой. Местами в ней заключены небольшие (до 1 см) линзовидные блоки альбита. В непосредственном контакте нефритоида с родингитом амфиболовые агрегаты образуют тонкие прорастания с альбитом в виде ветвящихся слойков с линзочками альбита или образуют в последнем сгустки тонких волокон (рис. 2). По химическому составу и величине Mg/Mg+Fe амфибол нефритоида отвечает натрийсодержащему актинолиту (до 0,27 ф.е. Na) (табл.1).

Клинопироксен слагает основную массу родингита. Агрегаты его, цементированные альбитом, сложены зональными короткопризматическими кристаллами размером до нескольких миллиметров, часто расщеп-

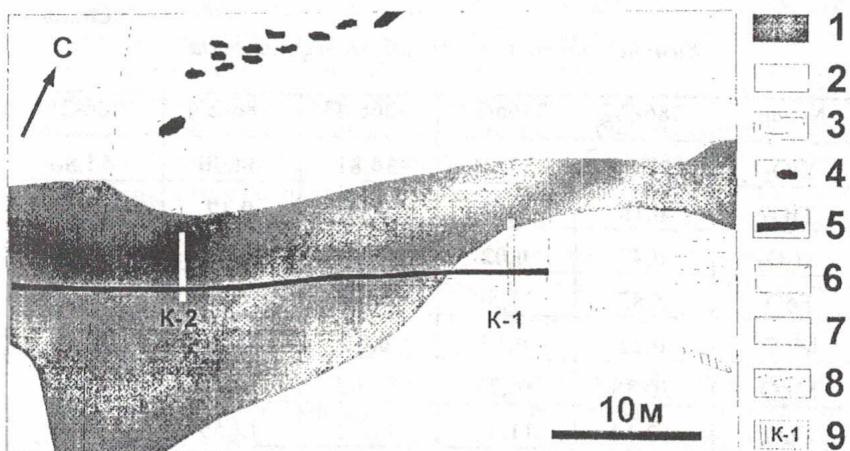


Рис. 1. Геологическая схема размещения золотоносной минерализации в субширотной тектонической зоне в Агардагском массиве по [1]: 1 – щебнисто-глыбовый делювий; 2 – серпентиниты; 3 – дайки габбро-диоритов и апогаббротовых альбититов; 4 – родингиты; 5 – зона развития золотой минерализации; 6 – разломы; 7 – милонитизированные серпентиниты; 8 – зоны дробления серпентинитов; 9 – канавы

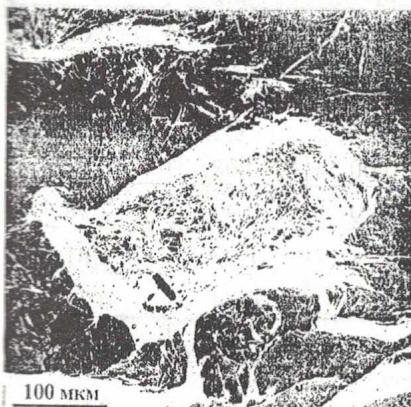


Рис. 2. Слоистые и волокнистые агрегаты амфиболя (светлый) в альбите (тёмный). Контактовая зона родингита и нефритоида. Снимок в отраженных электронах

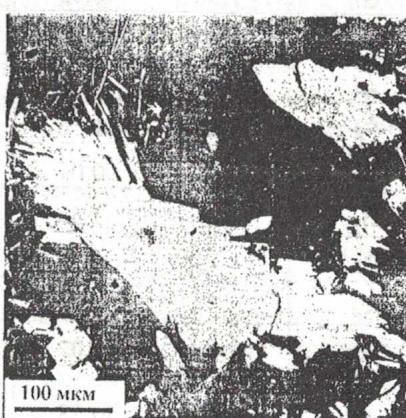


Рис. 3. Зональные кристаллы пироксена в альбитовой массе. Темные части кристаллов обогащены магнием, а светлые – железом. Виден расширенный рост наиболее крупного кристалла. Снимок в отраженных электронах

Таблица 1
Химический состав амфибола нефритоида

№ зер.	386-2/2	386a/38	386a/43	386-2/4	386-2/9
SiO ₂	57,03	55,18	54,81	54,50	54,86
TiO ₂	0,16	0,12	0,11	0,17	0,00
Al ₂ O ₃	0,37	0,02	0,03	0,09	0,00
FeO	5,85	11,50	12,42	16,44	17,04
MnO	0,22	0,13	0,02	0,68	0,59
MgO	20,38	16,33	16,02	13,73	13,77
CaO	12,14	11,43	11,38	12,59	11,63
Na ₂ O	0,64	0,85	0,94	0,14	0,96
K ₂ O	0,35	0,13	0,08	0,04	0,10
Sum	97,14	95,69	95,81	98,38	98,95
Кристаллохимические коэффициенты (расчет на 15 катионов)					
Si	7,96	8,05	8,01	7,96	7,97
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00
Al	0,04	0,00	0,02	0,04	0,03
Fe	0,68	1,36	1,47	2,00	2,02
Mn	0,01	0,01	0,00	0,08	0,07
Mg	4,24	3,55	3,49	2,99	2,98
Ca	1,82	1,79	1,78	1,97	1,81
Na	0,17	0,24	0,27	0,04	0,27
K	0,06	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg/Mg+F _e	0,88	0,73	0,71	0,60	0,59

Примечание. Электронно-зондовый микроанализ выполнен в ИЭМ РАН на электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300, оснащенном энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором Link INCA Energy. Здесь и далее в табл. 2 и 3 жирным шрифтом выделены определения со значениями концентрации элемента ниже 2θ (среднеквадратичной ошибки анализа).

ляющимися в альбитовой массе (рис. 3). В полостях он часто образует споновидные агрегаты в альбите. В альбите иногда присутствуют кристаллы апатита размером до 0,5 мм. По химическому составу пироксен отвечает натрийсодержащему диопсиду-геденбергиту (табл. 2). Наиболее отчетливо проявлена зональность кристаллов по соотношению Fe и Mg. Диопсидовой компонентой обогащена центральная часть кристаллов (до 0,86 ф.е. Mg), а геденбергитовой (до 0,65 ф.е. Fe) – краевая. Содержание натрия в нем варьирует от первых десятых долей процента до 2,9 мас.% Na₂O, не обнаруживая зависимости от концентраций железа или магния во всех анализах в целом (n=51), однако в пределах отдельных кристаллов содержание натрия часто отчетливо повышено в более железистых фазах (см. табл. 2, анализы 386а/12-15).

Концентрации других примесей, обычных для клинопироксена, невелики и достигают 1,06 мас.% Al₂O₃, 0,60 мас.% TiO₂ и 2,02 мас.% MnO. Глинозем и титан максимально концентрируются в фазах, бедных железом, а марганец, напротив, – в наиболее железистых (содержания марганца и железа в клинопироксene обнаруживают прямую корреляцию). Содержание хрома находится на уровне менее 0,2 мас.%, однако в некоторых образцах оно существенно выше – до 5,05 мас.% Cr₂O₃.

В изученных породах присутствуют две генерации альбита и, кроме того, редкие выделения калиевого полевого шпата. Ранний альбит характеризуется равновесными взаимоотношениями с клинопироксеном. Для него характерно волнистое угасание и зазубренные края зерен. Поздний альбит выполняет систему тонких прожилков и линзочек в родингите или нефритоиде. Агрегаты его имеют параллельно-шестоватое строение, а отдельные зерна часто сдвойникованы. Химические составы альбита из родингита и нефритоида, а также прожилкового альбита практически идентичны и отвечают стехиометрическому составу этого минерала (табл. 3). Из элементов примесей в альбите спорадически обнаруживаются только Fe, Ca и K. Выделения калиевого полевого шпата встречены только в родингите. Химический состав его отвечает чистому KAlSi₃O₈.

Отложение продуктивной минерализации началось с момента формирования в субширотной тектонической зоне альбит-пироксенового родингита и нефритоида с рассеянными частицами мелкого медистого золота в ассоциации с маухеритом. Следующие повторные внутрирудные тектонические деформации, проявившиеся, по-видимому, преимущественно на контакте родингита с вмещающими амфиболизированными серпентинитами, привели к формированию сети тонких трещин скальвания. Деформации выразились в дроблении раннего диопсида, волнистом угасании альбита и залечивании микротрещин альбитом второй генерации. С наиболее поздними альбитовыми прожилками связаны наиболее крупные выделения халькозина, медистого и серебристого золота.

Таблица 2

Химический состав клинопироксена родонититов

№ зерн.	386-1/13	386a/3	386a/5	386a/12	386a/13	386a/14	386a/15	386b/28	386-1/16
SiO ₂	53,63	52,22	50,63	52,32	51,54	52,07	50,48	51,86	53,93
TiO ₂	0,13	0,00	0,00	0,15	0,20	0,60	0,00	0,16	0,01
Al ₂ O ₃	0,19	0,00	0,00	0,02	0,11	0,20	0,09	1,06	
Cr ₂ O ₃	0,08	5,05	3,17	0,10	0,04	0,23	3,77	0,07	0,10
FeO	3,42	14,06	16,44	8,85	11,04	13,62	16,46	20,22	6,76
MnO	0,05	0,58	1,29	0,45	0,86	0,28	1,62	2,02	0,05
MgO	15,61	7,03	5,98	12,13	10,27	9,32	4,68	4,68	12,82
CaO	25,51	19,89	20,97	24,30	24,04	22,25	19,77	23,00	24,05
Na ₂ O	0,36	2,73	1,94	0,50	0,49	1,27	2,94	0,61	1,29
Сумма	98,98	101,56	100,42	98,82	98,59	99,75	99,92	102,71	100,07
Кристаллохимические коэффициенты (пересчет на 4 катиона)									
Ca	1,01	0,81	0,87	0,99	0,99	0,91	0,83	0,95	0,95
Na	0,03	0,20	0,15	0,04	0,04	0,09	0,22	0,05	0,09
Fe	0,10	0,45	0,53	0,28	0,36	0,44	0,53	0,65	0,21
Mg	0,86	0,40	0,35	0,69	0,59	0,53	0,27	0,27	0,71
Cr	0,00	0,15	0,10	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00
Mn	0,00	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,07	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
Si	1,98	1,98	1,96	1,99	1,99	1,99	1,97	2,00	1,99

Таблица 3

Химический состав альбитта и калиевого полевого шпата

№ зер.	386-2/1	386-1/9	386a/16	386b/4	386b/4/29	386b/1/27	386b/4/13
SiO ₂	68,98	68,89	67,46	69,72	68,25	63,00	65,26
Al ₂ O ₃	19,23	18,99	18,91	19,51	19,03	17,54	18,20
CaO	0,04	0,16	0,11	0,10	0,00	0,14	0,26
Na ₂ O	11,97	12,15	11,37	11,71	10,36	0,12	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,10	1,99	16,39	16,33
Сумма	100,22	100,19	97,97	101,14	99,63	97,19	100,05
<i>Кристаллохимические коэффициенты (расчет на 5 катионов)</i>							
Si	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,00	3,03
Al	0,99	0,97	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	1,01	1,02	0,98	0,98	0,89	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,11	1,00	0,97

Примечание. Образцы: Альбит – 386-2/1 – из нефритоида, 386-1/9 – из родинита, 386a/16 – прожилковый из родинита, 386b/4/29 – линзочки в альбите из родинита; КПШ – 386-1/27 – агрегат с пироксеном, цементирующий обломки хромшипнелида в родините; 386b/4/13 – из родинита.

Проблемы минералогии

Формирование золотоносной минерализации в Агардагском проявлении началось при температуре не ниже 410°C. Это значение является температурой фазового перехода стехиометрического AuCu орторомбической модификации в тетрагональную, зафиксированного в частицах золота из нефритоида [2]. По данным газовой хроматографии рудоносный флюид был существенно водным – $X_{H2O}=0,88\text{--}0,92$ с относительно низкой концентрацией углекислоты ($X_{CO_2}=0,021\text{--}0,025$) и повышенной – водорода ($X_{H2}=0,049\text{--}0,073$). Ассоциация хромистого граната с натрий- и хромсодержащими диопсидом и амфиболом отвечает повышению щелочности минералообразующего флюида при родингитизации.

Субстратом при формировании нефритоида была, несомненно, ультраосновная порода, о чем свидетельствует присутствие в нем реликтового хромшпинелида [3]. В меньшем количестве реликтовый хромшпинелид обнаружен в родингите, свидетельствуя о том, что последний, по крайней мере, частично апоультрабазитовый. Заключительная, наиболее продуктивная альбитовая минерализация с крупным золотом и халькозином, вероятно, сформирована путем выполнения открытых трещин.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 04-05-64679).

Список литературы

1. Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии / ТувИКОР СО РАН. Кызыл, 2003. С. 45–48.
2. Мурzin В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Суставов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации//Геология рудных месторождений. 1987. №5. С.96
3. Мурzin В.В., Варламов Д.А., Кудрявцев В.И. Хромшпинелиды альбитизированных родингитов и нефритоидов Агардагского проявления медистого золота (Южная Тыва) // Вестник Уральского отделения Российской минералогического общества / ИГГ УрО РАН. 2005. № 4. С. 90–95.

Р.М. Юркова

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РОДИНГИТОВ

Местоположение, строение и состав родингитов

Изучение родингитов проводилось в связи с исследованиями офиолитовых ассоциаций в палеозонах северо-западной активной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Чукотка. Контактово-реакционные (биметасоматические) слои возникали на различных этапах формиро-

вания офиолитовых ассоциаций от высокотемпературных (900°C) условий, реализованных при внедрении магматических пород в серпентиниты на значительной (30–40 км) глубине, до низкотемпературных образований ($\approx 160^{\circ}\text{C}$) на контакте с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. К родингитам, исходя из понимания этого термина, установившегося в литературе, может быть отнесена только часть контактово-реакционных слоёв, а именно средне- и низкотемпературные (<500– 550°C) кальциевые силикатные и алюмосиликатные метасоматические породы. Изучение родингитов автором показывает, что родингитизация является широко распространенным (вездесущим) процессом, затрагивающим все типы пород офиолитового разреза и породы вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов в случае их непосредственного контакта с серпентинитами, сформированными в результате двухстадийной серпентинизации: ранней псевдоморфной и наложенной гидротермально-метасоматической, непсевдоморфной.

Изучение родингитов, этих своеобразных геологических образований, их структурной приуроченности, строения и состава дает дополнительные критерии для понимания условий формирования и становления сложнопостроенных комплексов офиолитов в складчатых областях. Кроме того, изучение родингитов имеет большое практическое значение в связи с поисками поделочных камней (нефриты, цоизититы, пектолититы и др.) и прогнозированием Ag-Au-оруденения, локализованного в некоторых случаях в зонах контакта серпентинитов и алюмосиликатных магматических пород [6]. Слои родингитов имеют неоднородное зональное строение. В метасоматической колонке родингитов, сформированной за счёт габбродиабазов офиолитового комплекса параллельных даек п-ова Шмидта (Сахалин), насчитывается семь зон разного строения и состава мощностью от 2-3 см до 0,7 м.

Минералы-индикаторы условий формирования родингитов

Магнезиально-железистые *хлориты* (рипидолит) являются индикаторами родингитов, образованных за счет внутренних зон закалки полудаек диабазов в то время, как магнезиальные хлориты характерны для фронтальных зон родингитовой колонки. При разделении смеси магнезиальных хлоритов по методу страт [1] были получены плотностные монофракции в интервале 2,58—2,68 г/см³ двух типов хлоритов. Мономинеральность фракций подтверждена рентгеном. Хлорит первого типа представлен в виде бледно-зеленых пластинок с агрегатным двупреломлением в серых цветах и показателем преломления $N_m = 1,569$. Хлорит второго типа имеет аномальное двупреломление в индигово-синих и бурых тонах, отличается от первого более высоким показателем преломления $N_m = 1,580$. Петрографические взаимоотношения хлоритов показывают, что хлорит второго типа развивается за счет первого, замещая его. Дан-

Проблемы минералогии

ные об их составе и кристаллохимических особенностях приведены в табл. 1. Для хлорита второго типа (высокоплотностного) характерно более высокое (в 2,5 раза) содержание Al_2O_3 . При этом он отличается от хлорита первого типа меньшей величиной параметра b элементарной ячейки.

Присутствие хлоритов двух типов во фронтальной зоне колонки родингитов может быть объяснено явлениями метасоматической десиликации, характерной для биметасоматических процессов [3]. Сущность этого явления состоит в том, что кремнезем диффундирует из дайковой породы во вмещающие серпентиниты раньше, чем алюминий. Это могло привести к образованию высокоалюминиевого хлорита в более поздние стадии биметасоматоза. Однако не исключено, что матрицей для хлоритов первого типа служили серпентиниты, как бы припаянные к эндозоне первой полудайки в условиях высоких температур или захваченные флюидонасыщенной магмой при ее движении в серпентинитах.

Пектолит является, по-видимому, редким минералом для родингитов, поскольку описания его находок крайне ограничены и сводятся в основном к упоминанию его названия [2]. В родингитах исследуемых оphiолитовых ассоциаций пектолит $[(\text{Na}_{0,98}\text{K}_{0,01})_{0,99}\text{Ca}_{2,04}(\text{Si}_{2,95}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{2,99}\text{O}_8(\text{OH})]$ встречается в виде зерен удлиненно-призматической или игольчатой формы с $N_g=1,633\pm 0,001$; $N_m=1,640\pm 0,001$; $N_p=1,596\pm 0,001$; впервые установлен автором. Здесь он служит индикатором родингитов, сформированных по дайковым пакетам первой серии.

Пренит. Это минерал, широко распространенный в родингитах [2]. В исследованных комплексах родингитов пренит $(\text{Ca}_{1,77}\text{Mg}_{0,08}\text{Fe}_{0,08}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,02})_{1,97}\text{Al}_{1,03}(\text{OH})_2(\text{Si}_{2,91}\text{Al}_{1,09})_3\text{O}_{10}$ является наиболее характерным продуктом метасоматических изменений пироксеново-плагиоклазовых пород полосчатой серии и, что наиболее важно дайковых пакетов второй серии. Показатели преломления пренитов: $N_g=1,654-1,653$, $N_m=1,624-1,623$, $N_p=1,615-1,614$. Наиболее высокоалюминиевые прениты сформировались при родингитизации аортитсодержащих габбропегматитов, а низкоглиноземистые – при постмагматических флюидных преобразованиях полудайки второй серии. Содержание катионов Fe^{3+} и Mg не превышает 0,08–0,09 формульных единиц.

Гранаты. В исследованных аподайковых родингитах присутствуют два основных типа гранатов. Гранаты первого типа имеют показатель преломления, близкий к 1,680. По содержанию Fe_2O_3 и параметрам элементарной ячейки $a=b=c = 12,03-12,07$ они определяются как гибшит (в % мас. 30,63 SiO_2 ; 18,15 Al_2O_3 ; 3,56 Fe_2O_3 ; 0,51 MgO ; 38,55 CaO ; 7,28 H_2O^+). Гранаты второго типа имеют показатели преломления 1,730–1,740, параметры элементарной ячейки 11,87–11,85.

Таблица 1

Содержание окислов (мас.%) и ионов (14 кислородов) петрогенных элементов в хлоритах

Компоненты	Типы хлоритов		Компоненты	Типы хлоритов	
	первый	второй		первый	второй
SiO ₂	37,58	31,75	H ₂ O	0,89	0,66
TiO ₂	0,00	0,11	CO ₂	0,04	0,48
Al ₂ O ₃	6,19	15,00	C	0,00	0,09
Fe ₂ O ₃	3,03	1,86	Сумма	100,59	99,84
FeO	3,35	6,80	SI	3,57	3,04
MgO	36,33	31,43	Al ^{IV}	0,43	0,95
MnO	0,07	0,10	Al ^{VI}	0,27	0,74
CaO	0,33	1,13	Fe ³⁺	0,22	0,14
Na ₂ O	0,07	0,07	Fe ²⁺	0,26	0,54
K ₂ O	0,06	0,06	Mg	5,18	4,52
P ₂ O ₅	0,01	0,02	Ca	0,03	0,11
H ₂ O ⁺	12,64	10,28	b, Å	9,228	9,222

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН РАН, аналитик В.Б. Рычкова.

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки диопсида и ксонотлита

Параметры	Диопсид		Ксонотлит				
	501(1)	Д	501	293	1122	Я	М
a, Å	9,761	9,745	16,95	16,96	Не опр.	17,05	16,53
b, Å	8,910	8,925	7,33	7,37	Не опр.	7,36	7,33
c, Å	5,273	5,248	7,03	6,99	14,0	7,01	7,4
β, °	106,14	74,13	90	90	90	90	90

Примечание. Обр. 501 (1), 501, 293 – по данным рентгенограмм, 1122 – по данным микродифракции электронов [5]; Д, Я, М – литературные данные: Д – [9]; Я – [10]; М – [13].

Проблемы минералогии

По составу ($37,70 \text{ SiO}_2$; $22,85 \text{ Al}_2\text{O}_3$; $0,82 \text{ Fe}_2\text{O}_3$; $36,59 \text{ CaO}$) они отнесены к гроссулярам [4]. Исходя из графика зависимости параметра элементарной ячейки гидрогранатов от температуры их формирования, температура образования гибшитов оценивается в $270\text{--}280^\circ\text{C}$ [8]. Основываясь на данных этого графика, нужно предполагать образование гроссуляра при температуре выше 500°C . Учитывая, что петрографически устанавливается обрастанье гроссуляра гибшитом и наоборот, необходимо предполагать сложную регрессивно-прогрессивную направленность метасоматических изменений дайковых пород при родингитизации. Ряд исследователей отмечают, что для формирования кальциевых гранатов и гидрогранатов благоприятны условия повышенных давлений [12]. Это предположение косвенно подтверждают данные о высоких содержаниях гранатов в зонах пережимов дайковых пакетов, как областях приложения и разрядки интенсивных напряжений.

Диопсид, формирующийся при родингитизации, имеет большей частью тонкопризматические, игольчатые формы. Он слагает как одинаково-, так и разноориентированные, часто волокнистые или скрытокристаллические агрегатные массы. Встречаются зеленые, белые и бесцветные кристаллы, размеры которых обычно не превышают 3–4 мм. Диопсид родингитов отличается от магматических разностей отсутствием или низким содержанием Al и Fe и предельно высоким содержанием Ca (табл. 2). Если учесть большую величину ионного радиуса Ca по сравнению с Mg и Fe, то с вышеупомянутой особенностью состава исследованного диопсида, возможно, связано более высокое (9.761\AA) значение параметра a , чем обычное для диопсида, содержащего Al и Fe до 10%, которое оценено значениями $9,745\text{--}9,748$ [9] (табл. 3). Низкое содержание катионов Fe сказалось на уменьшении параметров b ($8,91\text{\AA}$ вместо $8,925\text{\AA}$). Диопсид является минералом, характерным для родингитов, сформированных по пироксеново-плагиоклавовым породам. Кроме того, диопсид развивается за счет серпентинитов на контакте серпентинитовых брекчий с пакетами полудаек, как результат флюидного метаморфизма при внедрении основной магмы. Температура образования диопсида в этом случае может быть оценена в 450°C . Диопсид в метасоматитах преимущественно ассоциирует с хлоритом, гранатами и везувианом, реже с пренитом и ксонотлитом (обр. 501).

Ксонотлит характерен для метасоматических колонок родингитов, сформированных по дайковым пакетам второй серии внутри протрузивного тела серпентинитов (см.табл. 2, обр. 293), где он слагает краевые мономинеральные зоны мощностью 3–10 см. Прожилки ксонотлита (обр. 1122) выявлены в центральных частях пакетов полудаек второй серии, контактирующих с серпентинитовыми протрузиями. Ксонотлит является довольно редко встречающимся минералом. Морфологически

ксонотлит из родингитов представляет собой белый, иногда слабо розоватый волокнистый минерал. Показатели преломления: $N_g = 1,594 \pm 0,001$, $N_m = N_g$, $N_p = 1,585 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,009$. Минерал оптически положительный, с малым углом оптических осей. Принадлежность исследуемых минералов ксонотлиту однозначно установлена по результатам его изучения методами дифракции рентгеновских лучей и микродифракции электронов. По рефлексам определены параметры ячеек (табл. 3). Дж. Гард [11], изучая методом микродифракции электронов синтетические и природные разновидности ксонотлитов, установил существование четырех регулярных политипов этого минерала и двух полубеспорядочных, в структуре которых имеют место нерегулярные смещения кремнекислородных цепочек волластонитового типа на $\pm b/2$ в плоскости (100).

При сопоставлении параметров ячеек разновидностей ксонотлита, синтезированных при сравнительно низких ($160\text{--}180^\circ\text{C}$) и высоких (350°C) температурах, выяснилось, что последние имеют период повторяемости вдоль оси c , как правило, вдвое (иногда вчетверо) превышающий параметр $c = 7\text{\AA}$ низкотемпературных модификаций. Используя данные, приводимые Дж. Гардом, можно принимать относительно высокие (350°C) температуры образования ксонотлита из прожилков (обр. 1122). Ксонотлит из краевых зон метасоматических колонок (обр. 293), сформированный за счет пакетов полудаек второй серии, исходя из этих же данных, образовался при более низких температурах ($160\text{--}180^\circ\text{C}$).

* * *

Геологические и петрографо-минералогические данные, полученные в ходе изучения родингитов, позволяют сделать следующие основные выводы об условиях их формирования, отражающие специфику становления офиолитов в палеозонах активных континентальных окраин.

1. Родингиты являются полистадийными метасоматическими образованиями регressive-прогрессивного рядов, сформированными в интервале температур от $500\text{--}550$ до $160\text{--}180^\circ\text{C}$ в процессе диапирowego становления серпентинизированных гипербазитов, которое сопровождалось дайковым а также эфузивным основным и кислым магматизмом, и седиментацией вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса [7]. Серпентиниты существовали до родингитизации и способствовали родингитизации пограничных и внедренных в них дайковых пород, выступая в роли физических и химических экранов.

2. Источниками Ca так же, как и других химических компонентов, необходимых для формирования родингитов, служили исходные магматические породы и связанные с магматизмом флюиды. Обогащение кальцием гидротермальных растворов, циркулирующих в контактовых зонах, прежде всего связано с ранней альбитизацией плагиоклазов дайкового или спилит-кератофирового комплексов офиолитовой ассоциации.

Таблица 2

Содержание окислов (мас. %) и ионов в диопсиде и ксонотлите

Компо-ненты	Диопсид			Ксонотлит				М
	1082	501(1)	501(2)	501	1122	293	8/86	
SiO ₂	54,41	55,17	51,14	48,91	47,79	48,46	51,17	48,70
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,51	0,00	1,59	0,11	0,18	0,00	0,40	0,12
Fe ₂ O ₃	-	-	0,35	0,73	0,00	0,00	0,00	0,05
FeO	0,61	1,37	1,72	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	18,15	17,65	18,10	0,00	0,46	1,52	0,00	0,00
CaO	25,41	25,38	24,58	44,75	45,83	44,05	45,49	44,61
Na ₂ O	0,23	0,00	0,02	0,41	0,17	0,20	0,00	0,00
K ₂ O	0,07	0,00	0,00	0,06	0,14	0,13	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	-	0,01	0,00	0,49	0,00	0,00	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	2,83	2,56	2,76	-	2,96
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,51	0,34	0,47	-	0,22
CO ₂	-	-	-	0,98	2,15	2,08	-	3,70
Сумма	99,39	99,57	97,19	98,93	100,36	100,17	96,69	93,43
							100,05	99,96

Продолжение табл. 2

Компоненты	Диопсид			Ксонотлит						
	1082	501(1)	501(2)	501	1122	293	8/86	1-Д	Я	М
Ионы	6(0)									
Si	1,98	2,00	1,92	6,00	5,96	6,02	6,06	6,03	5,99	6,01
Al	0,02	0,00	0,07	0,01	0,03	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
Mg	0,98	0,96	1,01	0,00	0,09	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,99	0,99	0,99	5,72	5,76	5,47	5,78	5,92	5,83	5,66
Na	0,02	0,00	0,00	0,10	0,04	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,01	3,99	4,04	11,87	11,96	11,84	11,90	11,96	11,84	11,98
H	-	-	-	2,31	2,13	2,33	-	-	2,33	-

Примечание. Данные 1082, 501(1), 501(2), 8/86, 1-Д – электронно-зондового микронализа; 501 (х), 1122, 293 – “мокрого” химического анализа; выполнены в химической лаборатории ГИН РАН, аналитики К.А. Степанова, И.Л. Бирюкова. Место-нахождение: 1082, 1122, 293 – Сахалин, по-ов Шмидта, 501(1), 501(2), 501(х) – Корякский хребет, Наанкней, 8/86 – Камчатка, хребет Северный Кумроч, 1-Д – Малый Кавказ, оролиты Севанская зоны, Я – из прожилка в альбитите, Япония, М – родингиты Тетела де Ксонотла, Мексика. Прочерк – не определялось.

Проблемы минералогии

Список литературы

1. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 290 с.
2. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
3. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955. С. 336–456.
4. Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953. 186 с.
5. Юркова Р. М., Дмитрик А. Л., Соколова А. Л. Ксонотлит из офиолитового комплекса Северного Сахалина // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 192–196.
6. Юркова Р. М., Воронин Б. И. Цеолиты в контактово-реакционных образованиях, связанных с гипербазитами (Северный Сахалин) // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 146–153.
7. Юркова Р. М., Воронин Б. И. Офиолиты и нефть // Планета Земля. XII науч. семин. М.: РОО "Гармония строения Земли и планет", 2004. С. 36–44.
8. Carlson E. T. Hydrogarnet formation in the system lime–aluminiasilica–water // US Nat. Bur. Stand. J. Res. 1956. Vol. 56. P. 327–335.
9. Clark S. P., Scherer J. F., Neufville J. Phase relations in the system CaMg₂Si₂O₆ – CaAl₂SiO₆ – SiO₂ at low and high pressure // Cargenie Inst. Wash. Yb. 1962. Vol. 61. P. 59–69.
10. Imai N., Otsuka R., Chihara K. et al. Xonotlie from the Ohmi district Niigata Prefecture, Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrogr., Econ. Geol. 1972. V. 67, №3. P. 63.
11. Gard J. A. A system nomenclature for the fibrous calcium silicates and a study of xonotlite polytypes // Nature. 1966. Vol. 211, №5053. P. 1078–1079.
12. Pistorius C. W. F. T., Kennedy G. C. Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258, № 4. P. 247–257.
13. Taylor H. F. W. The identify of jurupaite and xonotlite // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, № 224. P. 338–341.

И.И. Чайковский, Е.П. Зайцева
Пермский университет

ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ РОДИНГИТОВ МОЙВИНСКОГО И САРАНОВСКОГО МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Гипербазиты западного склона Среднего и Северного Урала послужили прототипом впервые выделенной на Урале пироксенит-перидотитовой формации [1], так называемому сарановско-вишерскому поясу. В настоящее время Сарановский массив относится к познерифейскому габбро-анортозит-дунит-гарцбургитовому комплексу (форма-

ции), а Мойвинский – к средне-позднеордовикскому клинопироксенит-дунит-перидотитовому [2]. Некоторые [3] считают, что последний принадлежит к дунит-перидотитовой формации.

Характеристика родингитовой минерализации

В Мойвинском массиве родингиты слагают многочисленные будинообразные тела от десятков сантиметров до десятков метров, залегающие среди клинопироксенитов, реже гарцбургитов. По классификации [6] они относятся к 4-й группе, для которой не характерна унаследованность формы тел от протолитов основного состава, локализованных среди ультрамафитов. На Сарановском месторождении родингиты отмечены только в отвалах, однако наличие реликтовых офитовых структур позволило [4] связать их с изменением девонских даек габбро-долеритов.

Были изучены многочисленные штуфы с Мойвинского массива, собранные нами и И.Б. Поповым, а также образец с Сарановского месторождения, приобретенный у местного шахтера.

Сарановский родингит представлен афанитовой гранатовой породой, на которую нарастает щетка призматически-дипирамидального желто-зеленого везувиана и таблитчатого бледно-зеленого хлорита. Отмечены также тонкие прожилки белого диопсида.

В образцах Мойвинского массива выделены 2 основных типа жильной минерализации.

Первый тип представлен полиминеральными жилами, сильно варьирующими по минеральному составу. Однако в них отмечается выдержанная последовательность образования. Это существенно пироксено-вые, хлоритовые, везувиановые и гранатовые.

Самым ранним в этих жилах является клинопироксен белокремовой окраски. На него нарастают чешуйки хлорита, которые в свободных полостях слагают друзы псевдогексагональных таблитчатых кристаллов. Везувиан встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, нередко зонального строения: в основании – коричневый, на окончании – светло-зеленый. Гранат отмечен как в ассоциации с предыдущими минералами, так и в виде самостоятельных прожилков, которые секут все другие. Его цвет изменяется от красного, через оранжевый и желтый к бледно-розовому. Первый представлен комбинацией тетрагона-триоктаэдра с ромбододекаэдром, а последний – тетрагонально-триоктаэдрический. Кроме того, зафиксирована жила зеленого граната с включениями обломков хромита, локализованных в виде цепочки в центральной части.

Многочисленные следы пластических и хрупких деформаций жильных минералов свидетельствуют о синтектоническом раскрытии полостей, а присутствие осколков шпинелидов указывает на привнос флюидами механической взвеси.

Проблемы минералогии

Второй тип встречается реже, однако более выдержан по составу. В жилах присутствуют зеленоватый диопсид, нарастающий на него хлорит, антискелетный магнетит и более поздний офит.

Типохимизм жильных минералов родингитов

Изучение состава минералов проводилось В.И. Силаевым и В.Н. Филипповым в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Linc.

Клинопироксены майвинских родингитов (табл. 1, рис. 1) отвечают диопсиду (бежевый), более железистому салиту (зеленоватый) и отличаются от эндиопсида гарцбургитов Майвинского массива, который сопоставим с минералами из реститогенных (альпинотипных) массивов. Белый клинопироксен Сарановского массива также отвечает диопсиду.

Хлорит из родингитов варьирует по железистости и кремниевости и в целом характеризуется двумодальным составом (табл. 2, рис. 2). На диаграмме Хея он отвечают более железистому малокремнистому пеннину и магнезиальным более высококремниевым клинохлору и пикнохлориту. Центральные части кристаллов обычно более темные и железистые, а краевые – светлые, магнезиальные. Хлорит, ассоциирующий с зеленым гранатом, содержит примесь хрома (1,35 мас.%) и характеризуется двумодальным составом (пеннин и клинохлор). Хлориты Сарановского месторождения в ассоциации с везувианом отвечают пеннину. Таким образом, состав хлоритов свидетельствует об эволюции состава растворов и постепенном накоплении в них магния и кремния. В случае локализации прожилка внутри зеленого граната происходит его насыщение хромом.

Везувиан из родингитов майвинского массива характеризуется зональной (коричневой и зеленой) окраской. Возможно, коричневая окраска обусловлена примесью титана (табл. 3, рис. 3). Высокая степень стехиометрии светло-зеленых везувианов Сарановского и Майвинского массивов по сравнению с родингитами Южного Урала и Вилюя позволяет предполагать более низкотемпературные условия, при которых изоморфизм проявляется слабее.

Гранаты варьируют не только по окраске, но и по химическому составу. Мутно-розовые наиболее богаты (более 90 мол.%) гроссуляровой компонентой, красно-оранжевые отвечают гроссуляр-андрадиту, а желто-оранжевые содержат до 70 мол.% андрадитовой составляющей (табл. 4, рис. 4). Предполагается, что вначале кристаллизуются мутные гроссуляры, которые сменяются более низкотемпературными прозрачными разностями, обогащенными андрадитом. Андрадиты характерны и для родингитов Сарановского месторождения. Зеленые гранаты с ксеногенными включениями шпинелида отвечают хромсодержащим гроссуляр-андрадиту и андрадиту.

Таблица 1

Химический состав диопсига из родингитов Мойвинского (1–5) и Сарановского (6–9) массивов, мас.%

Оксид	Диопсид кремово-белый			Салит светло-зеленый		Диопсид белый				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	52,71	52,41	56,84	52,66	52,54	54,09	54,01	53,81	53,45	
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0	0,67	0
FeO	3,07	4,46	2,94	6,53	7,85	3,49	1,11	4,3	1,81	
MgO	12,83	11,92	13,94	10,66	10,53	12,48	14,01	12,9	13,07	
MnO	0,36	0,43	0,33		0,37	0,77		0,68	0,49	
CaO	26,51	25,73	26,95	26,21	26,24	26,06	27,09	26,05	27,01	
сумма	95,48	94,95	101	96,06	97,53	96,89	96,22	98,41	95,83	

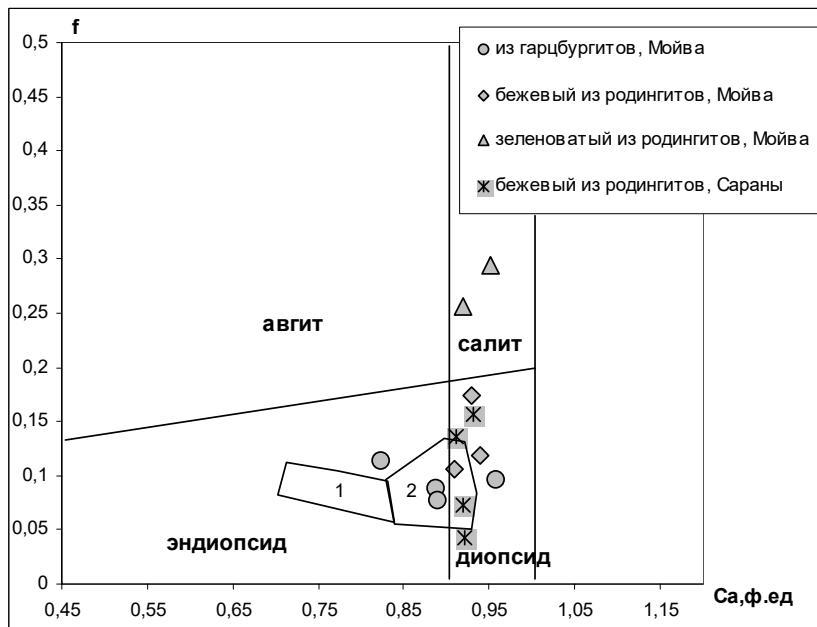


Рис. 1. Соотношение f –Ca в клинопироксene родингитов и сопоставление их с магматическим диопсидом из гарцбургитов. Цифрами обозначены поля реститогенных минералов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов океанов (1) и дунитов, гарцбургитов альпинотипных массивов (2)

Проблемы минералогии

Таблица 2
Химический состав хлорита из родингитов Мойвинского (1–5) и
Сарановского (6–7) массивов, мас. %

Оксид	Пикнохлорит		Пеннин		Cr-клинохлор		Пеннин	
	1	2	3	4*	5*	6	7	
SiO ₂	23,64	23,69	25,15	25,39	21,1	27,47	27,02	
Al ₂ O ₃	16,97	16,24	14,58	13,38	13,91	14,79	15,03	
Cr ₂ O ₃				0	1,35			
FeO	20,07	19,35	4,31	4,74	8,85	3,55	3,64	
MgO	14,8	14,26	21,88	21,22	19,19	23,71	23,85	
MnO		0,33		0,3		0,47	0,35	
сумма	75,48	73,87	65,92	65,03	64,4	69,99	69,89	

* – из включения в хромовом гранате.

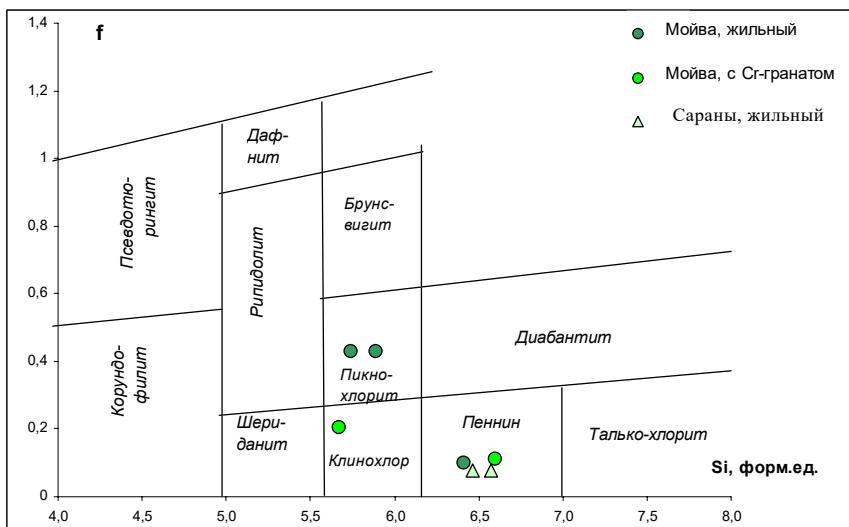


Рис. 2. Положение состава хлоритов на диаграмме Хея

Хромишпинелид не является минералом родингитов, однако его попадание в минералообразующую среду в виде механических частиц вызывает появление хрома в растворе. Шпинелиды из перидотитов и родингитов существенно различаются по составу (рис. 5, 6). Оксиды из родингитов отвечают хромиту, а из гарцбургитов – хромпикотиту. Взаимодействие последнего с гидротермальными родингитовыми растворами приводит к его метаморфизации: выносу глинозема и магнезии и накоплению оксидов марганца, железа и особенно хрома.

Проблемы минералогии

Таблица 3

Химический состав везувиана из родингитов Мойвинского (1–4) и Сарановского (5–7) массивов, мас.%

Оксид	Коричневый			Зеленый			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,92	32,24	33,14	34,2	33,14	34,71	35,1
TiO ₂	1,47	1,5	0,69	0,58			
Al ₂ O ₃	15,53	13,33	14,69	15,04	12,79	13,81	15,55
FeO	4,41	4,17	4,31	4,41	6,12	6,3	4,84
MgO	1,98	1,47	1,73	1,88	2,16	3,13	1,45
MnO				0,36			
CaO	36,61	34,7	36,58	36,18	35,92	36,76	36,83
Сумма	96,92	87,41	91,14	92,65	90,13	94,71	93,77

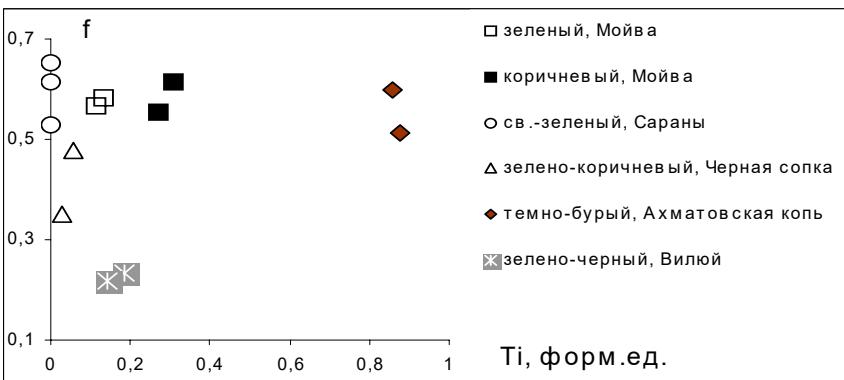


Рис. 3. Соотношение f -Ti в везувиане из различных месторождений

Таблица 4

Химический состав граната и хромшипинелида (12) из родингитов Сарановского (1–3) и Мойвинского (4–12) массивов, мас.%

Оксид	Бледно-розовый					
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	35,93	34,05	37,43	40,62	36,5	
TiO ₂	0,42					
Al ₂ O ₃	5,24	3,44	6,05	21,73	20,25	
FeO	31,22	23,47	21,81	2,35	2,29	
MnO					0,4	
CaO	35,33	34,66	36,33	38,79	37,23	
Сумма	108,14	95,62	101,62	103,49	96,67	

Оксид	Красно-оранжевый		Желто-оранжевый		Зеленый		
	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	34,6	35,02	34,45	34,67	35,43	32,31	
TiO ₂					0,53	0,95	0,65
Al ₂ O ₃	12,91	12,58	6,15	6,87	8,78	2,78	1,1
Cr ₂ O ₃					2,66	3,11	52,14
FeO	10,85	11,9	19,33	20,99	13,57	21,17	30,56
MnO	0,68	0,5	0,48	0,44	0,82		12,83
CaO	35,63	36,15	36,21	35,15	35,06	34,18	1,21
Сумма	94,67	96,15	96,62	98,12	96,87	94,5	98,49

Проблемы минералогии



Рис. 5. Положение состава хромшпинелидов из гарцбургитов (1) и родингитов (2) на диаграмме Al-Cr-Fe. Цифрами показаны поля минералов: 1 – из нодулей шпинелевых лерцолитов в базальтах океанов; 2 – из слабо источенных гарцбургитов; 3 – из гарцбургитов; 4 – из источенных дунитов и гарцбургитов; 5 – из расслоенных интрузий (Сарановский комплекс)

Рис. 4. Соотношение гроссуляра (Al), уваровита (Cr) и андрадита (Fe^{3+}) в гранатах Мойвинского (1–4) и Сарановского массивов (5): 1 – розовый; 2 – красно-оранжевый; 3 – желто-оранжевый; 4 – зеленый. Поля кальциевых гранатов связанных с ультраосновными породами: I – гроссуляр-андрадит из родингитов; II – гидротермальный андрадит и демантOID; III – андрадит-уваровит из высокожелезистых хромититов; IV – уваровит (гроссуляр-уваровит) из глиноземистых хромититов

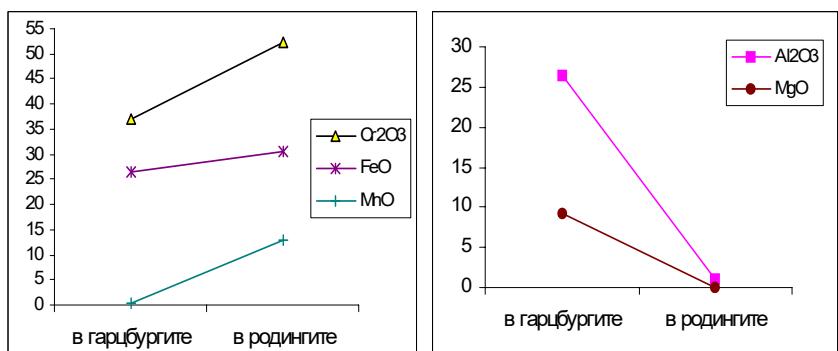
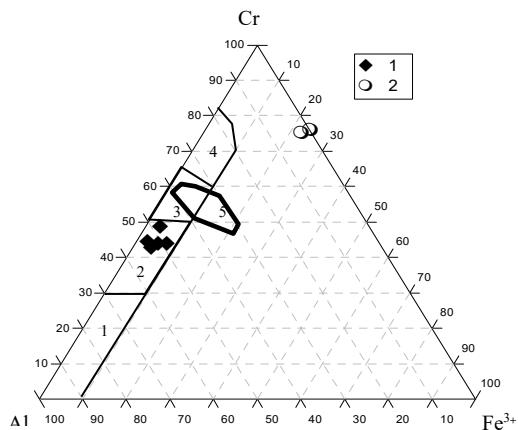


Рис. 6. Поведение основных оксидов в процессе изменения хромшпинелида в родингите

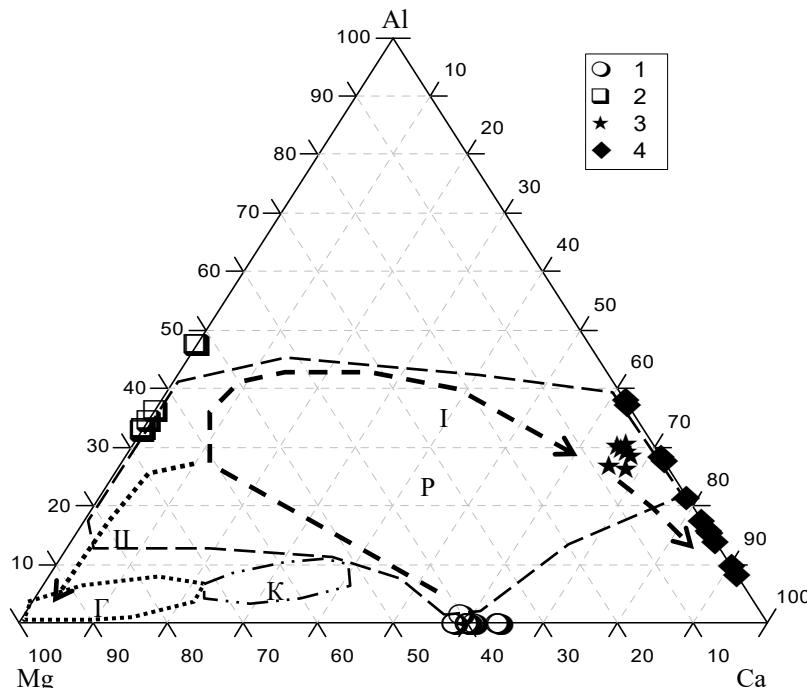


Рис. 7. Соотношение основных компонентов в жильных минералах родингитов Мойвинского массива и основные тренды эволюции минерального состава: I – диопсид - хлорит - везувиан - гранат; II – диосид - хлорит - офит. Для сравнения нанесены валовые составы гарцбургитов (Г), клинопироксенитов (К) и родингитов (Р)

* * *

Родингиты Мойвинского массива формировались за счет гарцбургитов и клинопироксенитов, среди которых они и локализованы. По сравнению с ультрамафитами вариации состава метасоматитов более значительны (рис. 7). Вероятно, подобный разброс обусловлен многостадийностью диффузационного метасоматоза, сопровождавшегося формированием жильной (инфилтрационной) минерализации. Две выделенные ассоциации минералов (диопсид-хлорит-везувиан-гранат и диосид-хлорит-офильт) свидетельствуют о дивергенции геохимического тренда дифференциации родингитообразующих растворов ($\text{Ca} \rightarrow \text{Mg-Al} \rightarrow \text{Ca}$ и $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg-Al} \rightarrow \text{Mg}$). Эволюция раствора фиксируется не только в последовательной смене минералов во времени, но и в их зональности. Так, смена алюминия (и титана) на кальций (и железо) прослежена в составе везувиана и граната, а рост магнезиальности отражается в зональности

Проблемы минералогии

хлорита. Среди жильных минералов установлены ксеногенные включения хромшпинелида, что наряду с частыми деформациями может говорить не только об открытости минералообразующей системы, но и генерации самих растворов в результате массовой серпентинизации массива, происходящей при тектонической деформации ультрамафитов. Такого же взгляда на природу родингитов придерживался и Р.Г. Колман.

По сравнению с другими известными месторождениями родингиты Мойвинского массива являются более низкотемпературными, а состав диопсида и хромшпинелида позволяет также решить вопрос о природе самих гипербазитов и отнести их к реститогенным образованиям.

Список литературы

1. Булыкин Л.Д., Золоев К.К. О формационном делении ультраосновных пород Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т.180, №4. С 930–932.
2. Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4.
3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Магматические ассоциации и формации Западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского ун-та. 2001. Вып. 3. Геология. С. 13–44.
4. Иванов О.К. Минеральные ассоциации Сарановского хромитового месторождения. Екатеринбург, 1997. 123 с.
5. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
6. Спиридовонов Э.М и др. Родингиты Золотой горы Карабашского массива (Урал) // Уральский геологический журнал. 2002. № 6 (30). С. 33–90.

А.В. Алексеев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ ПО СОСТАВУ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Вопрос о выявлении зональности в хромитовых рудных телах имеет большую историю. Впервые он прозвучал в 1940 г. в работе С.А. Кашина по Верблюжьеворскому массиву [1]. В ней детально показано изменение состава хромшпинелидов (и руд в целом) вкрест простирации рудных тел, что связано с процессами метаморфизма руд. В дальнейшем в работах О.К. Иванова [2] и Е.П. Царицына [3] была показана первичная (магматическая) зональность хромитовых руд, связанных соответственно со стратиформными и альпинотипными ультрабазитами.

Для стратиформных массивов установлено: в десяти хромитовых телах четырех Сарановских месторождений неравномерно распределен ряд элементов: вверх по разрезу почти всегда увеличивается содержание

Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, V, Ti, иногда Co, уменьшается содержание Mg, Ni, Cr и неопределенно ведет себя Al. Интересно, что подобные вариации наблюдаются и для шпинелей из разреза базальтоидных интрузий (Hall, 1932; Wilkinson, 1957; Иванов, 1977 и др.).

Для альпинотипных массивов показано несколько иное распределение: вверх по разрезу растет содержание V, Ti, Al и падает Cr (последнее связано с уменьшением густоты вкрапленности). Вторая группа элементов – Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni, Co, Mn – ведет себя симметрично относительно контактов.

В обоих случаях изменение содержания компонентов хромшпинелидов по разрезу достаточно четко коррелируется с их ионным радиусом: вверх по разрезу растет количество ионов с относительно крупными ионными радиусами и уменьшается – с меньшими. Симметричное распределение элементов относительно контактов связано с процессами диффузии в твердом веществе и обменными реакциями между оливином и хромшпинелидом.

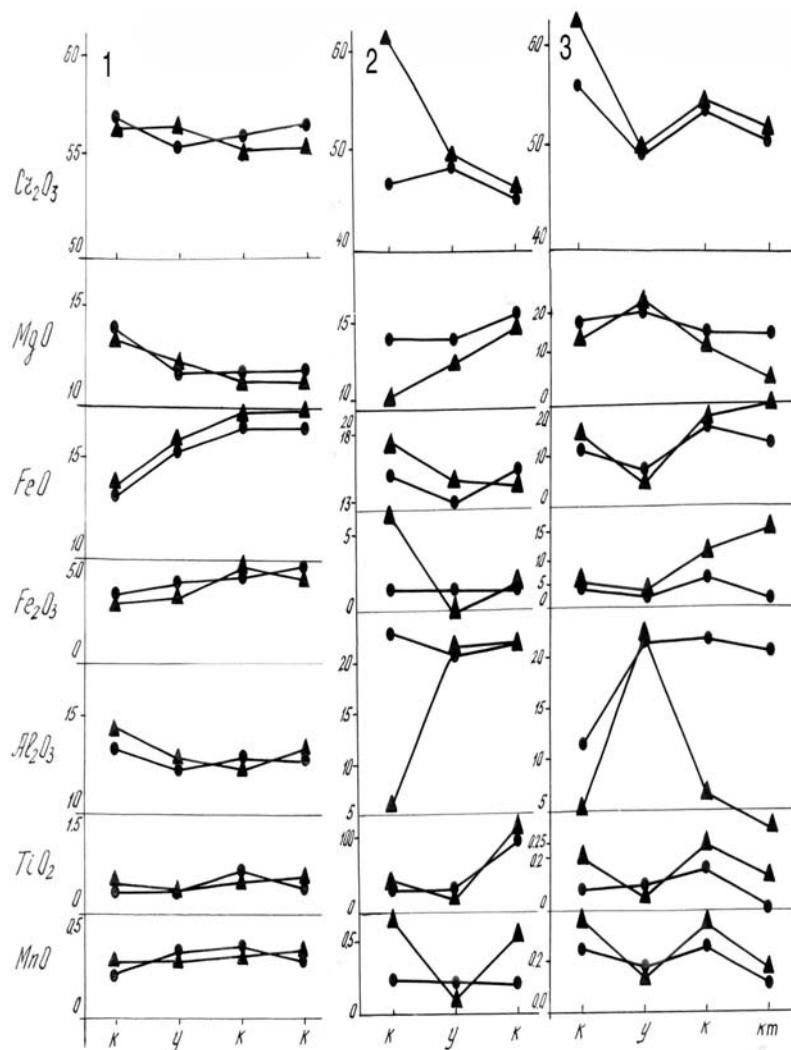
Продолжая работу в данном направлении, автор отобрал и проанализировал разрезы по рудных телам Верблюжегорского, Верх-Нейвинского и Алапаевского альпинотипных ультраосновных массивов (рисунок). Полученные таким образом линейные зависимости состава хромшпинелидов вкрест жил показали наличие нескольких вариантов изменения состава хромшпинелидов вкрест рудных тел.

На изученных объектах первичная зональность наблюдается на Курмановском месторождении (Алапаевский массив). Она проявляется в незначительном изменении содержаний рудообразующих элементов относительно контактов рудного тела (рисунок, 1). От лежачего бока к висячему возрастает содержание Mg, от части Al, и падает Fe^{2+} , т.е. наблюдается процесс замещения двухвалентного железа магнием и, отчасти, алюминием. Поведение прочих компонентов практически инертно, различия в составе краевых и центральных частей зерен также находятся на уровне погрешности. Все это позволяет говорить о явлении первично-го (после формирования) перераспределения компонентов по рудному телу в процессе его формирования и выделить для него свой ряд подвижности: $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$.

Процессы метаморфизма на Курмановском месторождении фиксируются только по результатам кристаллохимических пересчетов и отражаются в незначительном возрастании железистости.

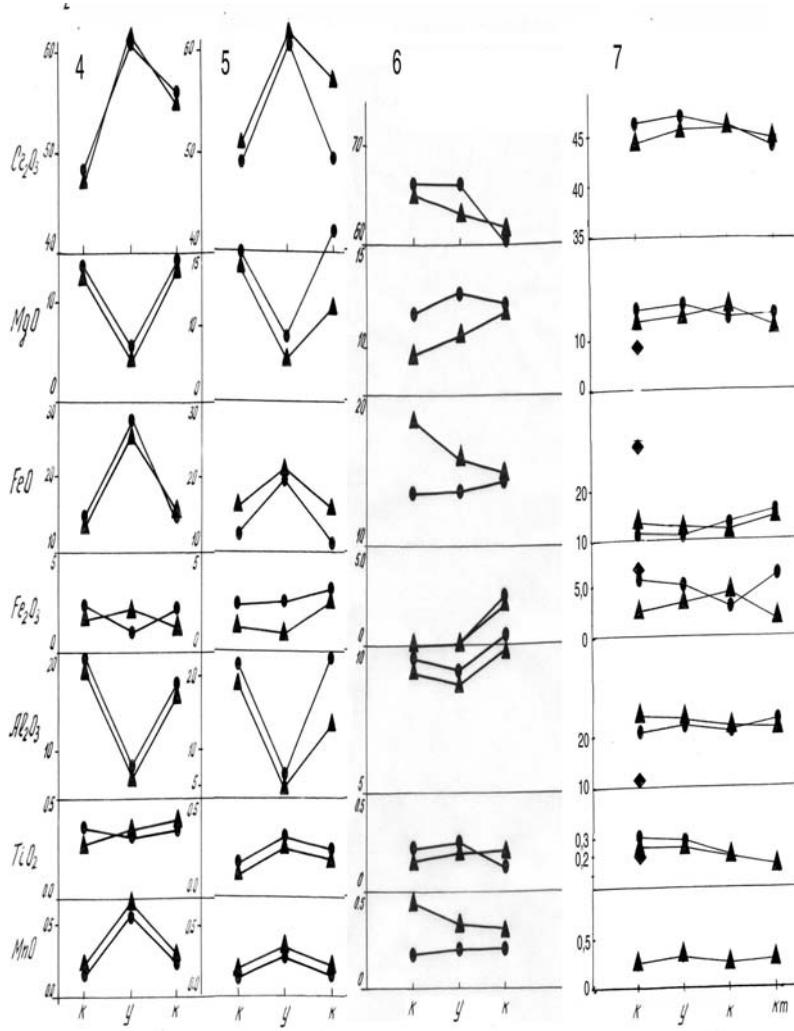
Такая же картина наблюдается на месторождении I Поденный рудник (рисунок, 7). Изменения содержаний основных компонентов в пределах рудного тела крайне незначительны. Наблюдается понижение хромистости зерен от центра к краю, что объясняется существенным

Проблемы минералогии



Изменение состава хромшпинелидов вкрест рудного тела:

1 – Курмановское месторождение; 2 – III Поденный рудник; 3 – месторождение №19; 4 – Вершина реки Алапаихи; 5 – № 17; 6 – Верхне-



Александровское; 7 – I Поденный рудник. Кружки – центральная часть зерен хромшпинелидов, треугольники – краевая, ромб – сильно метаморфизованная кайма. Разрез от лежачего бока к висячему (слева-направо), ц – центральная часть тела, к – краевая, км - кайма

Проблемы минералогии

изменением степени вкрапленности руд – от массивных в центре до бедновкрапленных по периферии.

Однако большинство рассмотренных объектов обладают той или иной картиной неоднородности состава хромшпинелидов вкрест простирации рудных тел. На основании этих данных было выделено несколько видов таких изменений.

1. Метаморфические изменения развиваются по контактам рудных тел.

- III Поденный рудник (Алапаевский массив). Опробована краевая выклинивающаяся часть одного из четырех рудных тел в северном борту карьера (рисунок, 2). Характерная особенность – тектонические контакты тела, причем наиболее крупным является разлом, ограничивающий западный фланг, остальные нарушения представлены незначительными подвижками, вероятно, являясь сопутствующими (или оперяющими). Судя по данным отработки, этот блок является тектоническим отторженцем рудной жилы.

По составу и характеру изменений хромшпинелидов видно, что наибольшему метаморфизму подвержена западная часть тела вплоть до стадии формирования скелетных структур ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60\%$). Центральные участки затронуты незначительно (образование реакционных кайм), а восточный фланг фактически неизменен и отвечает по составу первично-му типу руд – гарцбургитовому. На графиках отражены все тенденции к перераспределению элементов: удаляются из кристаллической решетки хромшпинелида Al и Mg, накапливаются в остатке Cr, Fe^{2+} , Mn (последний можно считать эталонным для определения процесса метаморфизма). Относительно инертны Fe^{3+} и Ti.

- Месторождение № 19 (Верблюжьеворский массив). Представлено рудной линзой, сложенной массивными (в висячем боку – вкрапленными и полосчато-вкрапленными) рудами, судя по полевым наблюдениям, контакты не тектонические (рисунок, 3). По составу руд отмечается, что метаморфические изменения затрагивают оба фланга рудного тела (скелетные структуры), причем висячий бок изменен интенсивнее, что объясняется разной степенью вкрапленности хромшпинелидов. Центральные части тел подвержены незначительным изменениям (реакционные каймы) и отвечают первичному гарцбургитовому типу руд. Тенденции к выносу-накоплению элементов те же, что и в предыдущем случае. При рассмотрении анализа с образца средневкрапленных руд из контакта рудного тела с вмещающими возникает иная картина перераспределения элементов: существенно повышается количество $\text{Fe}_{\text{сумм}}$ за счет Al и Mg. Вместе с тем наблюдаются скелетные структуры руд и повышенное содержание Cr_2O_3 по сравнению с первичными рудами. В данном случае происходит наложение процесса низкотемпературного изменения хром-

шпинелидов на руды, уже претерпевшие высокотемпературный метаморфизм.

2. Метаморфические изменения развиваются по центральной части рудного тела.

• Вершина реки Алапаихи (Алапаевский массив). Анализировался оставшийся в карьере пережим рудного тела между двумя линзообразными раздувами (рисунок, 4). Руды массивные средне- и мелкозернистые. Контакты с вмещающими породами резкие, не тектонические, вместе с тем зона тектонического нарушения пересекает центральную часть рудного тела. Наиболее измененными, вплоть до скелетных структур, оказываются центральные части рудного тела ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60\%$). Несколько меньше изменен висячий бок и наименее метаморфизован (отвечает первичному гарцбургитовому типу) – лежачий. Интересно, что центральные и краевые части метаморфизованных хромшпинелидов фактически идентичны по составу.

• Месторождение № 17 (Верблюжьеворский массив). Представлено мощной (около 6 м) крутопадающей линзой массивных мелкозернистых хромитов (рисунок, 5). Контакты тела резкие, иногда с незначительными подвижками по ним, центральную часть линзы пересекает зона разлома с несколькими плоскостями смещений. Центральные части тела подвержены наибольшим изменениям с образованием скелетных структур и повышением доли Cr_2O_3 до 63%. Несколько слабее метаморфизован висячий бок, в нем также наблюдаются скелетные структуры, но не произошло выравнивание состава зерен. Лежачий бок фактически не изменен.

Помимо центрального участка рудного тела анализировался состав хромшпинелидов из его боковой выклиники. По геологическим данным рудный прожилок пересекает зона того же разлома, а по составу выясняется крайне высокая степень изменения хромшпинелидов. В некоторых случаях наблюдаются крупнозернистые очертания скелетных зерен, очевидно, возникших в результате перекристаллизации хромшпинелидов. Процесс низкотемпературного изменения проявлен крайне незначительно и выражается в более интенсивном повышении доли $\text{Fe}_{\text{сумм}}$ по сравнению с Cr_2O_3 .

3. Перекристаллизация руд после прохождения метаморфизма.

• Верхне-Александровский рудник (Верх-Нейвинский массив). Анализировался пережим рудного тела между двумя отработанными чешвицеобразными раздувами. Руды крупно- и среднезернистые, массивные (в висячем боку – средневкрапленные). Контакты резкие, западный подчеркнут плоскостью разрывного нарушения. Судя по составу хромшпинелидов (рисунок, 6), а также учитывая данные декриптизации, метаморфизм руд проходил в несколько этапов. На первом произошло повы-

Проблемы минералогии

шение хромистости руд ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 65\%$), причем наиболее существенно изменен лежачий бок, а висячий остается неизмененным и отвечает первоначально дунитовому типу руд. Отсутствие мощных хлоритовых оторочек говорит о невысокой степени метаморфизма и тем самым исключает принадлежность рудного тела к гарцбургитам. Второй этап выразился в перекристаллизации руд, появлении крупнозернистых структур, очищении хромшпинелидов от посторонних примесей. На третьем этапе начался новый виток метаморфических преобразований, но из-за понижения температуры процесса он выразился в накоплении не Cr_2O_3 , а $\text{Fe}_{\text{сумм}}$. Причем опять наиболее сильному изменению подвержен лежачий бок и фактически не затронут висячий. Накопление Fe столь существенно (в 1,5–2,0 раза), что диагностируется визуально – по изменению блеска руд от смоляного до металлического.

Интересно, что в ряде объектов наблюдается повышение содержания TiO_2 от лежачего бока к висячemu, что отражает первичную зональность хромитовых тел.

* * *

На основании приведенных примеров можно сделать ряд выводов, общих для всех рудных тел:

1. Практически все изученные рудные тела в той или иной степени подвержены метаморфизму. Неизмененные, первичные руды наблюдаются крайне редко.
2. Метаморфические преобразования проходят за счет флюидов, проникающих в ослабленные зоны (разломы и контакты рудных тел). Глубина проникновения флюидов сравнительно невелика. Она составляет первые десятки сантиметров и может достигать 1–2 м.
3. Висячий бок всегда подвержен большему метаморфизму, чем лежачий, что обусловлено двумя причинами – преимущественно вкрапленной структурой руд висячего бока и движением флюидов от подводящего канала вверх по телу.

Список литературы

1. Бетехтин А.Г., Кашин С.А. Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР. Т.1. 1937. 388 с.; Т.2. 1940. 339 с.
2. Иванов О.К. Изменение состава хромшпинелидов по разрезу хромитовых пластов стратiformных месторождений // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1977. С. 46–52.
3. Царцын Е.П. О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирскойского массива // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 186–195.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВОЙСТВ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОВ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА)

Северный массив, расположенный на побережье Восточно-Сибирского моря в районе Чаунской губы, является одним из ключевых объектов для изучения гранитоидного магматизма и редкометального оруденения Чукотки. Более полувека он привлекает внимание геологов благодаря глубокой дифференцированности слагающих его пород, присутствию высокоглиноземистых литионитовых гранитов и богатого оловянного оруденения.

Большинство исследователей объединяют интрузивные образования района в один комплекс биотитовых гранитов – расслоенный однофазный [2] или многофазный [1]. В результате специального геологического картирования нами установлен полиформационный характер Северного массива и впервые на Чукотке выявлены редкометальные микреклинов-альбитовые граниты, а также секущие их онгонитоподобные альбитовые микрогранит-порфиры с топазом и циннвальдитом. Выделены два интрузивных комплекса: ранний – биотитовых гранитов и поздний – редкометальных циннвальдитовых гранитов (Марин Ю.Б., Алексеев В.И., 1992). В связи с этим представляется интересной задача расчленения гранитов с использованием результатов дифрактометрического и кристаллоптического исследования калинатровых полевых шпатов (таблица).

Полевые шпата из различных гранитоидов Северного массива внешне почти не отличаются и характеризуются такими общими чертами, как высокая степень распада твердого раствора, возрастающая от ранних пород к поздним, широкое развитие перититовых срастаний, повышенная моноклинная упорядоченность. Установлены общая высокая упорядоченность перититового альбита и прямая зависимость триклиновой упорядоченности калиевой фазы от степени распада полевых шпатов. Вместе с тем наблюдается отчетливое различие между полевыми шпатами из биотитовых и циннвальдитовых гранитов.

Биотитовые граниты и гранит-порфиры главной и дополнительной фаз сложены на 20-50 об.% белым гипидиоморфным толстотаблитчатым полевым шпатом со средним коэффициентом удлинения в случайных сечениях 1,7. Он обогащен альбитовым миналом (средний состав $Or_{79,7}Ab_{20,3}$) и содержит до 12 % альбитовых вростков, преимущественно жилковатых сегрегационных (рис. 1). Степень распада твердого

Результаты рентгеноносного и кристаллооптического исследования полевых шпатов из гранитов Северного массива

Параметры полевых шпатов	Комплекс биотитовых гранитов			Комплекс циннвалльдитовых гранитов				
	Биотитовые граниты	Биотитовые гранит-порфирь	Циннвалльдитовые граниты	Циннвалльдитовые микротранит-порфирь	основная масса (4)	вкрашенники (2)	основная масса (3)	вкрашенники (2)
Содержание Og в К-фазе, мол. %	85,5	85,3	84,1	81,4	91,1	79,9	90,3	75,4
Содержание Ab , об. %	7	14	6	10	5	7	3	3
Степень распада, %	92	91	97	94	100	96	100	92
$-2V$, град	63	53	58	50	74	68	70	53
t_{10}	0,77	0,47	0,68	0,47	0,83	0,58	0,81	0,65
t_{1m}	0,07	0,37	0,16	0,36	0,03	0,20	0,07	0,13
$t_{20=t_{2m}}$	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,11	0,07	0,11
Δp	0,62	0,10	0,53	0,09	0,76	0,36	0,70	0,49

Примечание. Приведены средние значения параметров, в скобках указано количество проб; Δp – степень рентгеновской триклинистости.

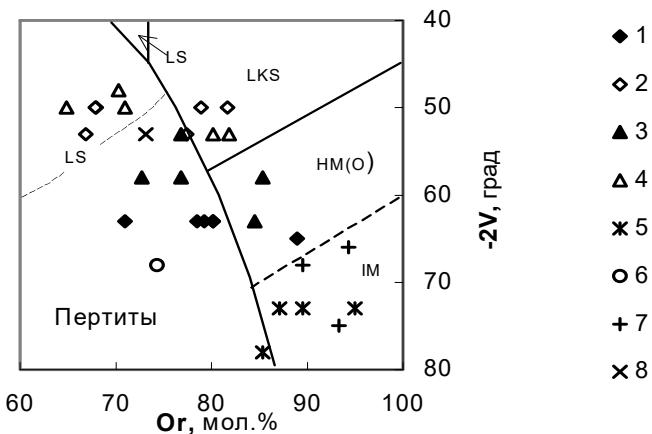


Рис.1. Различие полевых шпатов из гранитов Северного массива (фрагмент диаграммы Дж. Смита, В. Брауна [6]): 1–4 – биотитовые граниты: собственно граниты (1) и их вкрапленники (2), гранит-порфиры (3) и их вкрапленники (4); 5–8 – циннвальдитовые граниты: собственно граниты (5) и их вкрапленники (6), микрогранит-порфиры (7) и их вкрапленники (8). ИМ – промежуточный микроклин, НМ(О) – высокий микроклин (ортоклаз), LS – низкий санидин, LKS – низкий калиевый санидин

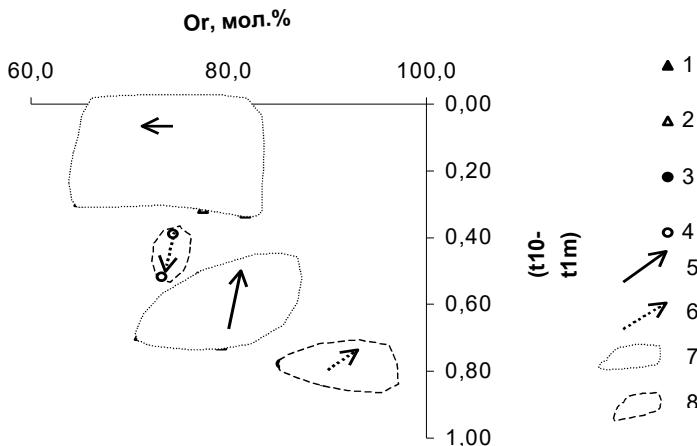


Рис.2. Эволюция упорядоченности и состава полевых шпатов из гранитов Северного массива: 1 – биотитовые граниты, 2 – вкрапленники биотитовых гранитов, 3 – циннвальдитовые граниты, 4 – вкрапленники циннвальдитовых гранитов; 5, 6 – направление изменения полевых шпатов от биотитовых (5) и циннвальдитовых (6) гранитов к соответствующим гранит-порфирам; 7, 8 – поля полевых шпатов биотитовых (7) и циннвальдитовых (8) гранитов

Проблемы минералогии

раствора, определенная рентгенографически [4], составляет 89–97 % в гранитах и 93–100 % - в гранит-порфирах. Полевые шпаты биотитовых гранитов сдвойникованы по карлсбадскому закону. Изредка в них наблюдается тончайшее доменное полисинтетическое двойникование. По данным порошковой дифрактометрии, они представляют собой блок-кристаллы с переменной триклинистостью. Их моноклинная упорядоченность $t_1 - t_2$ колеблется в пределах 0,62–0,76, а триклиническая упорядоченность $t_{10} - t_{1m}$ составляет в гранитах в среднем 0,69 и снижается в гранит-порфирах до 0,52 (рис. 2). По современной номенклатуре эти минералы относятся к высоким микроклин-пертитам, причем в порфировидных и порфировых гранитах дополнительной фазы они близки к низким санидинам (таблица, рис.1).

Циннвальдитовые граниты и микрогранит-порфиры маломощных пластовых залежей и даек сложены на 10–30 об.% плохо ограненными субизометрическими зернами светло-серого полевого шпата (коэффициент удлинения в гранитах в среднем 1,3, в гранит-порфирах – 1,0). По составу он является существенно калиевым, средний состав $\text{Or}_{90,8}\text{Ab}_{8,2}$ (рис. 1). Степень распада твердого раствора предельная, а содержание альбитовых вростков, имеющих криптопертитовый характер, незначительное (таблица). Для калишпатов циннвальдитовых гранитоидов свойственно тонкое решетчатое двойникование; при этом простые двойники не характерны. Эти полевые шпаты отличаются высокой упорядоченностью. Порошковая дифрактометрия обнаруживает в них устойчивое проявление дублетов $131 - \bar{1} \bar{3}1$, $111 - \bar{1} \bar{1}1$, $222 - \bar{2} \bar{2}2$, $\bar{1}32 - \bar{1} \bar{3}2$, $\bar{2}41 - \bar{2} \bar{4}1$, которые фиксируют рентгеновскую триклинистость, доходящую до 0,78. Углы оптических осей в пределах $65 - 80^\circ$ и триклиническая упорядоченность $t_{10} - t_{1m} = 0,74 - 0,83$ указывают на принадлежность данных полевых шпатов к промежуточным микроклинам (рис. 1, 2).

Таким образом, полевые шпаты выделенных нами циннвальдитовых гранитов отличаются от полевых шпатов биотитовых гранитов субизометрической формой, существенно калиевым составом, высокой упорядоченностью, повышенной степенью распада твердого раствора и устойчивым решетчатым двойникованием.

Характерной особенностью биотитовых гранитоидов является наличие порфировидных выделений полевого шпата, составляющих до 20 %, а в гранит-порфирах – до 30 % объема породы. Циннвальдитовые граниты равнозернистые, содержат вкрапленники крайне редко, а в поздних циннвальдитовых микрогранит-порфирах вкрапленники составляют не более 10 % объема. При этом полевые шпаты вкрапленников в биотитовых и циннвальдитовых гранитах, как и полевые шпаты основной массы, отчетливо различаются по структуре и по составу.

Вкрапленники биотитовых гранитов и гранит-порфиров представлены белыми призматическими индивидами с коэффициентом удлинения в среднем 2,1. Они являются наиболее крайними пертитовыми разностями, содержащими до 20 % альбитовых вrostков (рис. 1). Последние имеют повышенную толщину, жилковатую и пятнисто-жилковатую морфологию и образовались, очевидно, сегрегационным путем. Степень распада твердого раствора при этом сравнительно невелика (таблица). Крайне характерны для вкрапленников биотитовых гранитов двойники по карлсбадскому закону. Полисинтетическое двойникование в них удается наблюдать крайне редко в виде микрорешетчатых блоков на участках контакта калиевой фазы с крупными пертитовыми вростками. Упорядоченность полевых шпатов во вкрапленниках биотитовых гранитов много меньше, чем в основной массе (рис. 2). Дифракционные максимумы 131, 111, 222, 132 в них не разделены; пик 131 обычно острый и узкий, иногда несколько расширен. По степени триклиновой упорядоченности $t_{1o} - t_{1m}$, изменяющейся от 0,00 до 0,29, и углу оптических осей, составляющему 50–55°, эти минералы относятся преимущественно к высоким ортоклаз-пертитам (true orthoclase по [6]), а также к низким санидинам (рис. 1).

Вкрапленники циннвальдитовых гранитов и микрографит-порфиров отличаются небольшим удлинением (в среднем 1,4) и однородным строением. Для них не характерны двойники, а содержание пертитовых вростков, несмотря на относительную обогащенность натрием, небольшое – 2–7 % (таблица). По упорядоченности они также уступают микроклинам основной массы, но при этом заметно превосходят настоящие ортоклазы вкрапленников в биотитовых гранитах (рис. 2). На дифрактограммах выделяется максимум 131, триклиновая упорядоченность $t_{1o} - t_{1m}$ составляет 0,30–0,52, а угол 2V – 50–70°. Эти полевые шпата определены как высокие триклиновые ортоклаз-пертиты (common-orthoklase [6]) (рис. 1)

Как видим, полевые шпата вкрапленников циннвальдитовых гранитов также отличаются от полевых шпатов вкрапленников биотитовых гранитов более изометрической формой, повышенной упорядоченностью и слабым развитием пертитовых срастаний.

Важно отметить, что в фазовой цепочке Северного массива *биотитовые граниты* → *биотитовые гранит-порфирь* → *циннвальдитовые граниты* → *циннвальдитовые микрографит-порфирь* наблюдается резкое нарушение эволюции полевых шпатов. Смена биотитовых и циннвальдитовых гранитов соответствующими по составу порфировидными и порфировыми разностями сопровождается уменьшением упорядоченности и степени полисинтетического двойникования полевых шпатов; при этом их состав практически не изменяется или отмечается некоторый

Проблемы минералогии

рост ортоклазового компонента. А при переходе от биотитовых гранитоидов к циннвальдитовым фиксируются обратные тенденции: происходит увеличение упорядоченности, возрастает интенсивность решетчатого двойникования; наблюдаются скачок содержания ортоклазового минала и увеличение степени распада твердого раствора (рис. 2, таблица). Нарушение направленного изменения полевых шпатов является минералогическим признаком принадлежности биотитовых и циннвальдитовых гранитов к различным интрузивным комплексам [5].

Выявленные черты упорядоченности, двойникования и распада твердого раствора полевых шпатов из пород Северного массива, а также закономерности их эволюции свидетельствуют о принадлежности биотитовых и циннвальдитовых гранитоидов к интрузивным комплексам соответственно гранитового и субщелочно-лейкогранитового типов [3].

Список литературы

1. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности// Геохимия. 1994. №3. С. 393–402.
2. Загрузина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка)/Тр.СВКНИИ. Вып. 12. Магадан, 1965. С.4–140.
3. Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
4. Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые превращения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 276 с.
5. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1988. 61 с.
6. Smith J.V., Brown W.L. Feldspar Minerals. 1. Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 1988. 828 p.

В.И. Силаев, В.П. Лютоев, В.О. Ильченко,

Е.А. Голубев, О.В. Ковалева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

ТВЕРДЫЕ БИТУМЫ В РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО АНТРАКСОЛИТА)

Антраксолитами называют твердые, сильно метаморфизованные битумы, представляющие собой практически конечный продукт трансформации нефти и дисперсного органического вещества горных пород в геологических условиях [13, 14, 26, 27]. В соответствии с происхождени-

ем антраксолиты подразделяют на тектоногенные, т.е. образованные *in situ*, и пирогенные, являющиеся результатом миграции и многократного переотложения в гидротермальных условиях. По степени метаморфизации, прямо коррелирующейся с длительностью и сложностью преобразования битумного вещества, антраксолиты принято делить на низшие, средние и высшие [28, 29].

Одной из острых проблем генезиса природных твердых битумов является их образование в рудных месторождениях. В настоящее время эта проблема сильно обострилась в связи с открытием металлуглеродистых месторождений с предположительно мантийным источником углерода [3, 7, 8, 9, 23]. На фоне новых научных задач выяснилось, что уровень понимания конституции и генетических свойств углеродистых веществ в рудных месторождениях остается все еще очень низким.

Важнейшей провинцией распространения антраксолита на территории России является Пайхойско–Новоземельская складчатая область [17, 20, 27, 30]. В рамках упомянутой области выделяются четыре структуры второго порядка (в направлении с юга на север): Пайхойский антиклиниорий, Вайгач–Южноновоземельский антиклиниорий, Кармакульский синклиниорий и Северновоземельский антиклиниорий. Все эти складчатые мегаструктуры характеризуются относительно простым геологическим строением, определяющимся непрерывностью разреза палеозойских отложений, сочетанием симметричны линейных и брахиформных складок и преобладанием субсогласных разрывных нарушений [12]. Согласно современным данным, рассматриваемое складчатое сооружение формировалось в период с перми по мел включительно, т. е на 100 млн. лет позже уральского орогена [22].

Металлогения рассматриваемой складчатой области может быть сведена к двум рудным формациям – полиметаллической в карбонатных породах и карбонатно–марганцевой (рис. 1). Площадь развития полиметаллической минерализации представлена здесь двумя ареалами – южным, приходящимся на Вайгач–Южноновоземельский антиклиниорий, и северным, приуроченным к южному периклинальному замыканию Северновоземельского антиклиниория. В промежутке между упомянутыми ареалами полиметаллической минерализации, на территории Кармакульского синклиниория располагается марганцевый район, рассматривавшийся в настоящее время как весьма перспективный.

Многочисленные проявления антраксолита, выявленные к настоящему времени в пределах Пайхойско–Новоземельской складчатой области, практически нацелены на ареалы развития полиметаллической минерализации. Непосредственным объектом наших исследований послужили твердые битумы Безымянского рудного узла, пространственно и парагенетически сопряженные с сульфидным оруденением в доломитолитах и известняках среднего девона. Наиболее крупными объекта-

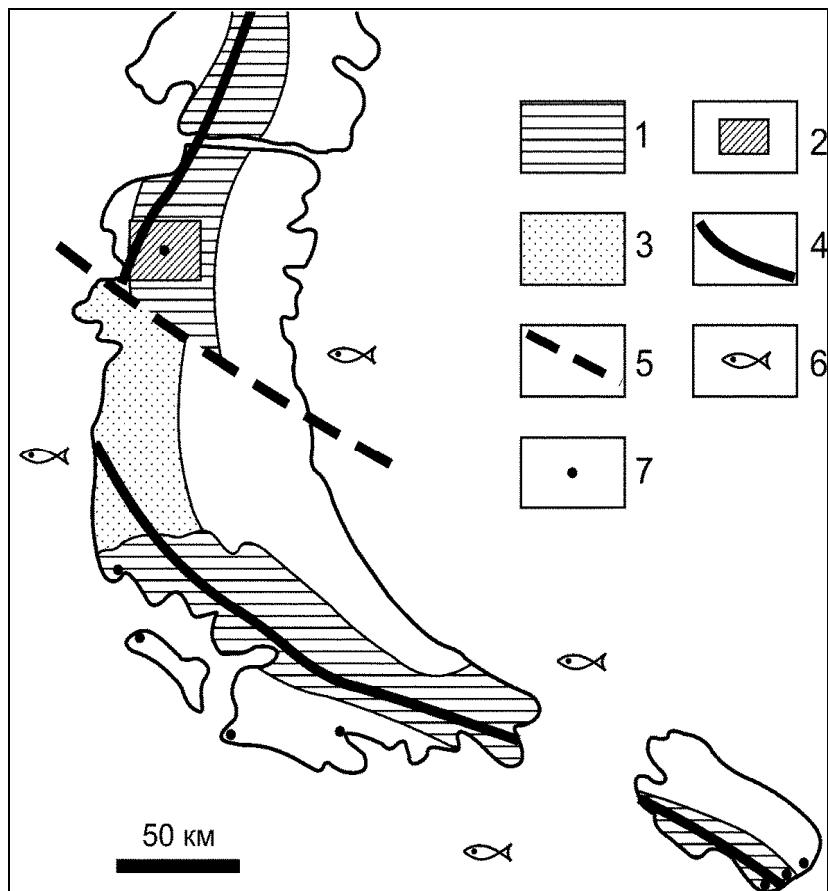


Рис.1. Основные черты металлогении и схема распределения наиболее крупных проявлений антраксолита в центральной части Пайхойско–Новоземельской складчатой области. 1 – ареалы стратиформной полиметаллической минерализации; 2 – Безымянский рудный узел; 3 – район Рогачевско–Тайнинской группы марганцевых месторождений; 4, 5 – Вайгачско–Новоземельский (4) и Байдарацкий (5) глубинные разломы; 6 – океан; 7 – проявления антраксолита

ми здесь являются Павловское месторождение и рудопроявлены Андреевское и Перья [11]. Пирит-сфалерит-галенитовые рудные тела на этих объектах представляют собой субсогласные с вмещающими породами минерализованные зоны внутрипластового дробления карбонатных пород. Протяженность таких зон достигает 600–900 м, мощность колеблется от 5 до 50 и более м.

Карбонатные породы девонской толщи, к которой на Новой Земле приурочено основное полиметаллическое оруденение весьма контрастно подразделяются на две группы. В первую входят в основном известняки, а во вторую – домериты (доломитовые мергели) и доломиты (рис. 2). Известняки преобладают за пределами рудопроявлений и месторождений, а доломитовые породы – в пределах рудных объектов. Такой контраст в распределении карбонатолитов мы объясняем различиями в их тектонической компетентности: в поле деформаций известняки текут и экранируют рудообразующие растворы, а доломиты дробятся с образованием зон, вполне проницаемых для таких растворов. Поэтому полиметаллическое оруденение, эпигенетически накладывающееся на осадочные карбонатные породы, тяготеет именно к доломитолитам, а не известнякам.

Антраксолит на территории Безымянского рудного узла пользуется широким распространением, встречаясь как на рудных месторождениях, так и за их пределами. Для наших исследований были отобраны пробы, характеризующие четыре типа локализации (локатипы) антраксолита: 1 – вкрапленность и мелкогнездовые выделения в девонских доломитолитах и известняках за пределами рудных месторождений; 2 – мелко–среднегнездовые выделения в кварц–карбонатных жилах на рудопроявлении Перья; 3 – крупногнездовые выделения на Павловском месторождении; 4 – срастания с сульфидами в полиметаллических рудах Павловского месторождения.

По своим внешним свойствам исследуемый новоземельский антраксолит тождественен малозольной разновидности антраксолитов, изученной нами ранее на полиметаллических месторождениях острова Вайгач. В полиметаллических рудах твердый битум образует структуры пересечения, обрастания и цементации агрегатов первичных карбонатов и раннего пирита, пересекаясь, в свою очередь, более поздними прожилками сфалерита и галенита (рис. 3). На основании таких данных положение антраксолита в общей последовательности минералообразования может быть определено следующим образом: *первичный доломит* → *пирит* → *антраксолит* → *сфалерит* → *галенит* → *эпигенетический кальцит*. Как показывают исследования, приведенная последовательность не является для новоземельского антраксолита единственно возможной. По некоторым данным он выделялся практически на всем протяжении кристаллизации рудных минералов и даже после них.

Проблемы минералогии

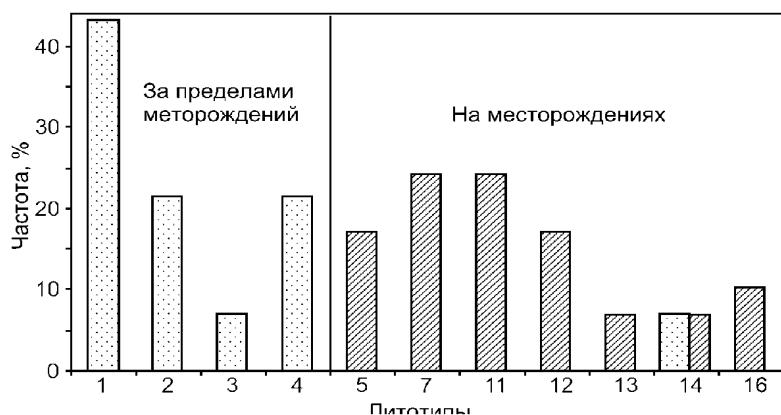
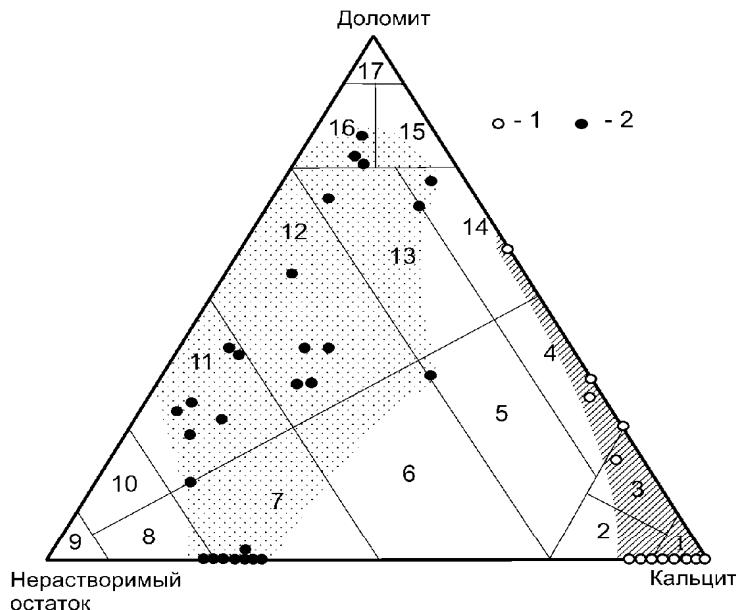


Рис. 2. Нормативно-минеральный состав горных пород рудовмещающей толщи. Литотипы: 1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – известняки доломитистые, 4 – известняки доломитовые, 5 – известняки глинистые доломитистые, 6 – мергели и мергели доломитистые, 7 – мергели глинистые, 8 – глина известковая, 9 – глина, 10 – глина доломитистая, 11 – мергели глинистые доломитовые, 12 – мергели доломитовые и известково-доломитовые, 13 – доломиты глинистые известковистые и известковые, 14 – доломиты известковые, 15 – доломиты известковистые, 16 – доломиты глинистые, 17 – доломиты

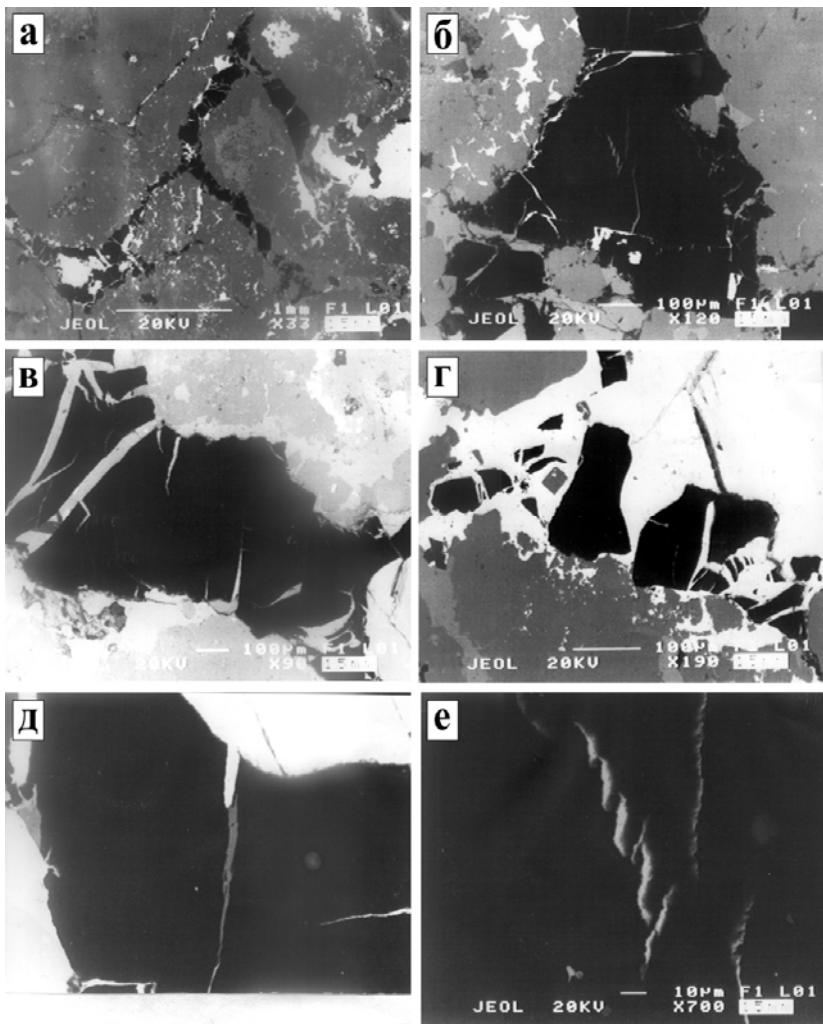


Рис. 3. Выделения антраксолита в полиметаллических рудах: черное – битум, темно-серое – пирит, серое – сфалерит, белое – галенит

Проблемы минералогии

Химический состав и кристалличность

Данные элементного анализа (табл. 1) указывают на высокую степень углеродизации исследуемого битума, отвечающую стадии высших антраксолитов (рис. 4). Это подтверждается и результатами термогравиметрического анализа. Согласно полученным данным, кульминация выгорания исследуемого битума приходится на температурный интервал 600–650°C, что соответствует очень высокой степени метаморфизации битумного вещества. В нашем случае обнаружилось, что при достаточно медленном (в течении нескольких часов) нагревании до 1000°C антраксолит выгорает полностью без образования зольного остатка.

На рентгеновских дифрактограммах в области углов 2Θ 26 и 44° выявились два диффузных пика, отвечающих в структуре углеродистых веществ отражениям от атомных сеток (002) и (004). Это вполне корреспондирует с данными, полученными для графитоидов и высших антраксолитов [1, 10, 27]. С позиции турбостратной модели полученные нами отражения могут быть приписаны межмолекулярной волновой интерференции на разориентированных пакетах углеродных (графитовых) сеток [15]. Полученные результаты говорят об отсутствии в исследуемом битуме полноценной кристаллической структуры, хотя уровень его метаморфизации, как было отмечено выше, является достаточно высоким.

Наноструктура

Исследованияnano- и микроструктурных особенностей новоземельского антраксолита проводились методами атомно-силовой и растровой электронной микроскопии с использованием ACM ARIS3500 (Burleigh Instrument Co), и РЭМ JSM-6400 (Jeol).

Антраксолит из доломитов (1-й локатип). Макроскопически на сколах он характеризуется шероховатой поверхностью с множеством очень мелких блестящих участков, что отражает значительную неоднородность микростроения битумного вещества. В ACM примерно на трети исследуемой поверхности наблюдаются плоскогранные угловатые формы с зубчатыми выступами и ступенчатым изломом, что обычно показывают достаточно хорошо окристаллизованные твердые тела (рис. 5, а). Минимальный размер упомянутых форм составляет несколько микрон. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа упомянутые плоскогранно-угловатые формы имеют углеродистый состав. Пространство между ними заполнено рыхловато агрегированными глобулоподобными частицами мезонанометрового размера. Среди этих частиц по величине и форме можно выделить два типа. К первому типу относятся сравнительно крупные угловато-округлые образования диаметром 150–200 нм, а ко второму (преобладающему) – более сферичные глобулы диаметром 70–80 нм. В интерстициях глобулярного агрегата наблюдается множество пор.

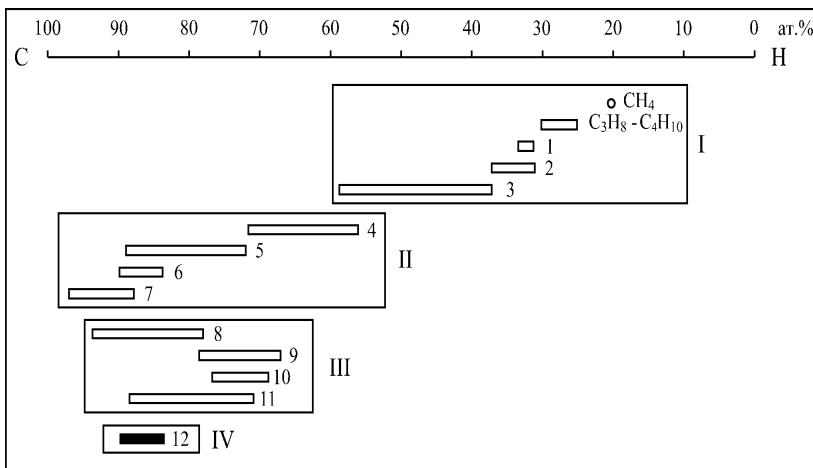


Рис. 4. Распределение газообразных, жидких и твердых углеводородных веществ по шкале углеродизации: I – углеводородные газы, нефти и растворимые битумоиды; II – номенклатуры антраксолитов (4, 5 – низшие и высшие антраксолиты по В.А. Успенскому; 6, 7 – нафтидонафтоиды и нафтоиды по М.М. Филиппову); III – антраксолиты из магматических и гидротермальных объектов; IV – исследуемые антраксолиты

Таблица 1
Химический состав новоземельского антраксолита, мас.%

№ п/п	C	H	N	S	Сумма
1	94.7	1.2	0.7	0.2	96.8
2	90.3	1.38	0.91	1	93.59
3	91.7	1.38	0.94	0.98	95
3*	97.1	0.94	0.76	0.94	99.74
4	89.8	1.22	0.83	0.92	92.77
5	91.8	1.34	0.87	0.96	94.97
6	78.2	0.82	0.7	0.6	80.32

* Повторный анализ после нагревания до 600°C

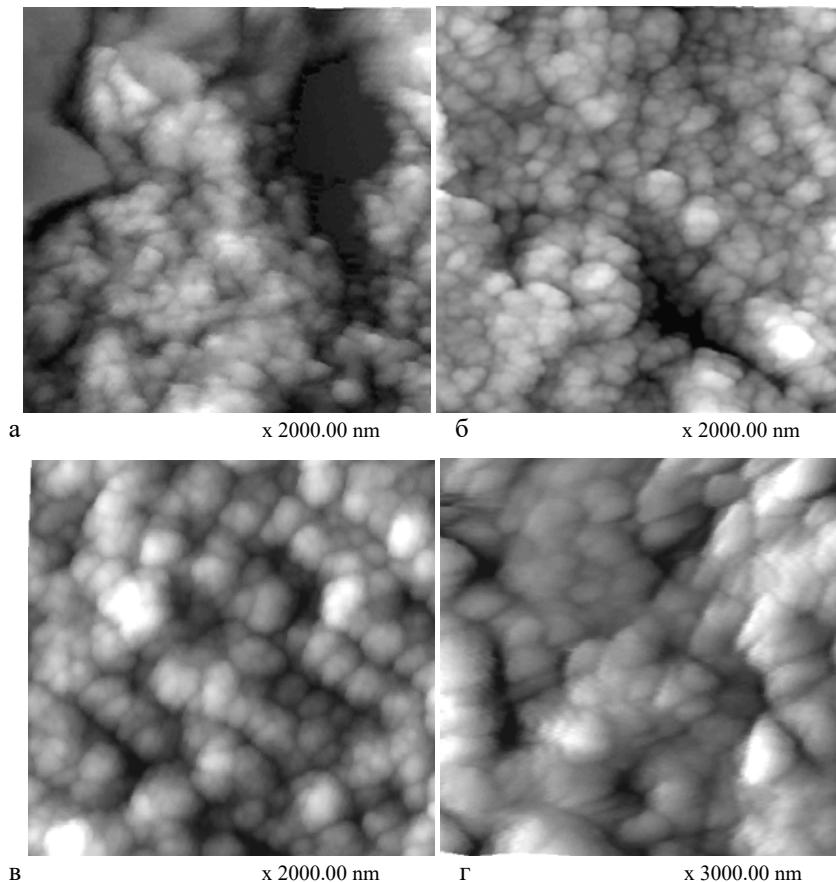


Рис. 5. Наноструктура антраксолита в доломитолите (а), известняке (б), кварц-карбонатных жилах на рудопроявлении Перья (в) и Павловском месторождении (г). АСМ-изображения

Антраксолит из известняков (1-й локатип). Характеризуется гладкой и блестящей поверхностью. В АСМ выявляется однородная масса плотно сросшихся глобул, широко варьирующих по размеру от 50 до 200 нм (рис. 5, б). Средний диаметр этих глобул составляет 80 нм. При более детальном рассмотрении слагающие исследуемый антраксолит частицы, казавшиеся при меньшем увеличении округлыми, показывают признаки таблитчатых форм.

Антраксолит из рудопроявления Перья (2-й локатип). Отличается волнистым изломом с веерообразной штриховкой на поверхности скола. В АСМ обнаруживает истинную глобулярную структуру, будучи сложенным плотным агрегатом сферических, вытянуто-сферических и угловато-сферических частиц (рис. 5, в). Средний размер этих частиц составляет 190 нм. Распределение глобул в рассматриваемом антраксолите подчиняется некоторой закономерности, выражющейся в тенденции к локальной агрегации с образованием цепочек. Длина слегка изогнутых цепочек, состоящих из глобул, не превышает 2 мкм. На некоторых участках антраксолита упомянутые цепочки располагаются параллельно друг другу, обрываясь или перекрываясь множествами глобул с иным мотивом агрегации. Достоверность цепной агрегации глобул подтверждается характером Фурье-образа зондово-микроскопических изображений.

Антраксолит из Павловского месторождения (3-й локатип). Характеризуется матовой поверхностью излома, на которой уже под бинокуляром обнаруживается микро-шероховатость. В АСМ выявляется агрегат эллипсовидных, иногда сосковидных частиц с несколько заостренными окончаниями. Кроме того, в рассматриваемом битуме встречаются трапециоэдроидные и тетраэдроидные формы, распределенные хаотично (рис. 5, г). Средний размер всех этих частиц и форм колеблется от образца к образцу в пределах от 340 до 420 нм. Анализ показывает, что в целом микроструктура антраксолита из Павловского месторождения отличается некоторой слоистостью, не обнаруженной в других локатипах. Особенно наглядно такая слоистость видна на изображениях, полученных с помощью растровой электронной микроскопии.

Результаты атомно-силовой и растровой электронной микроскопии новоземельского антраксолита согласуются с данными исследований широкого круга аналогичных объектов [5, 6, 29]. Все данные приводят к выводу о том, что изученный нами битум по свойствам своего наноразмерного строения в целом соответствует достаточно высоко метаморфизованным антраксолитам с преимущественно глобулярной структурой.

Молекулярное строение

Изучение молекулярного строения новоземельского антраксолита было осуществлено с помощью инфракрасной спектроскопии. Исследования проводились в ЭКО МВД РК (аналитик А.В.Андреев) на ИК-спектрометре AVATAR360 FT-IR фирмы NICOLET Instruments (США), оснащенном приставкой МНПВО «NICOLET Smart MIRacle» фирмы «PIKE TECHNOLOGIES» (США). Соответствующие спектры регистрировались в диапазоне волновых чисел $4000\text{--}600\text{ см}^{-1}$ с погрешностью $\pm 4\text{ см}^{-1}$ без предварительного прессования образцов. Оптическую плотность полос в ИК-спектрах определяли по высоте пиков методом базисных линий.

Проблемы минералогии

Были исследованы два наиболее характерных образца антраксолита, отобранных из кварц–карбонатных жил на рудопроявлении Перья (2-й локатип) и Павловского месторождения (3-й локатип). Полученные ИК–спектры оказались тождественными по общему составу, но различными по интенсивности оптического поглощения отдельными функциональными группами молекулярной структуры битумного вещества

ИК–спектр поглощения, полученный для антраксолита из рудопроявления Перья, отличается более высокой интенсивностью линий ароматических связей $C=C$ ($1600–1500\text{ см}^{-1}$), валентных колебаний связей $C\equiv C$ (2050 см^{-1}), колебаний гетеро-атомных групп $(C_6H_5)_2C=S$ (1219 см^{-1}) и $C–H$ -групп в замещенных ароматических ядрах или конденсированных ароматических кольцах ($772–610\text{ см}^{-1}$). Особое значение при этом имеет полоса при 772 см^{-1} , характеризующая оптическое поглощение соединений с двумя конденсированными ядрами.

Антраксолит из Павловского месторождения, напротив, отличается более высокой интенсивностью оптического поглощения алифатическими группами $-CH_3$, $-CH_2$ ($2988, 2866, 1395, 1361\text{ см}^{-1}$), связями $C–O$ в фенольных гидроксилах и $S–O$ в сульфоксидных группах (1027 см^{-1}).

Содержание выявленных в исследуемом антраксолите функциональных групп оценивалось по суммам соответствующих оптических плотностей. Полученные оценки приводят к вполне упорядоченной последовательности распределения этих групп: конденсированные ядра $>$ алифатические группы $>$ ароматические группы $>$ гетероатомные группы. Наличие в новоземельском битуме значительного содержания конденсированных ароматических ядер, а также присутствие в его ИК–спектре полосы оптического поглощения связями $C\equiv C$ могут свидетельствовать о высоком уровне метаморфизма битумного вещества. Кроме того, полученные данные позволяют судить о несколько большей степени метаморфизации антраксолита из рудопроявления Перья по сравнению с антраксолитом из Павловского месторождения.

По данным пиролитической газовой хроматографии в исследуемом антраксолите содержится от 1 до 5 мас.% газовой фазы, состав которой на 80–95% определяется водой. Существенных различий по этому признаку между локатипами антраксолита не обнаружено. Обращает на себя внимание явная тенденция к снижению содержания элементарных газов (H_2+N_2) при последовательном переходе от битума из карбонатолитов к битуму из кварц–карбонатных жил на Павловском месторождении.

Изотопный состав углерода новоземельского антраксолита варьирует в узком диапазоне 27–31‰, являющимся типичным для природных битумов. В более широком генетическом контексте углерод рассматриваемого нами антраксолита по изотопному составу отвечает морскому

планктону, органическому веществу морских и континентальных осадков и нефти [21].

Атомно-молекулярная структура

Исследовалась методом электронного парамагнитного резонанса на радиоспектрометре SE/X-2547 («RadioPAN», Poland) в X-частотном диапазоне с высокочастотной модуляцией 100 кГц при комнатной температуре и мощности СВЧ поля в 7 мВт. Запись спектров производилась при комнатной температуре, масса каждого образца составляла около 20 мг. Контроль над условиями записи спектров осуществлялся с помощью референтного образца MgO:Cr^{3+} , ампула с которым была зафиксирована в резонаторе. Сигналы от исследуемого битумного вещества и линия хрома в референтном образце ($g=1.980$) записывались в одном спектре. Оценка концентрации парамагнитных центров производилась с помощью эталона на основе ДФПГ с количеством спинов $(7.0 \pm 0.7) \times 10^{16}$. Эта процедура состояла в сравнении произведений интенсивности соответствующей линии в спектрах ЭПР на квадрат ее ширины, приведенных к равным интенсивностям сигнала от MgO:Cr^{3+} . Для обработки спектров использовались компьютерные процедуры анализа формы линии и разложение спектра на составные компоненты методом наименьших квадратов. Исследованию были подвергнуты как битумсодержащие карбонатные породы, так и собственно антраксолит.

В спектрах ЭПР карбонатных пород были зарегистрированы линии ионов марганца и, кроме того, одиночные линии свободных органических радикалов (рис. 6). Последние линии в спектрах доломитолита и известняка имеют различные параметры и природу. В ЭПР-спектре, полученном для доломитолита, имеется симметричная линия лоренцевой формы с $g=2.0026$ и $\Delta B=0.25$ мТ, явно обусловленная дисперсной вкрапленностью антраксолита (рис. 7, а). В ЭПР-спектре, полученном для известняка, на фоне линии с $g=2.0026$ присутствует узкий асимметричный сигнал со средним значением $g=2.0027$ и $\Delta B=0.05$ мТ (рис. 7, б). Аналогичная линия относительно низкой интенсивности и с несколько большей шириной (0.07 мТ) зарегистрирована и в спектре для кальцита из доломитолита. Этот суммарный сигнал был аппроксимирован суперпозицией двух лоренцевых линий: широкой с $\Delta B_1=0.26$ мТ, $g_1=2.0029$ и узкой с $\Delta B_2=0.09$ мТ, $g_2=2.0027$. Как показали расчеты, широкий компонент дает 95%-вклад в интегральную интенсивность. После исключения фона в разностном спектре ЭПР остается почти аксиально-симметричная линия, хорошо описывающаяся следующими параметрами, полученными в ходе компьютерного моделирования ориентационно-усредненного спектра:

$$g_{xx} = 2.00284; g_{yy} = 2.00277; g_{zz} = 2.00255;$$
$$\Delta B_{xx} = 0.015; \Delta B_{yy} = 0.021; \Delta B_{zz} = 0.026 \text{ мТ.}$$

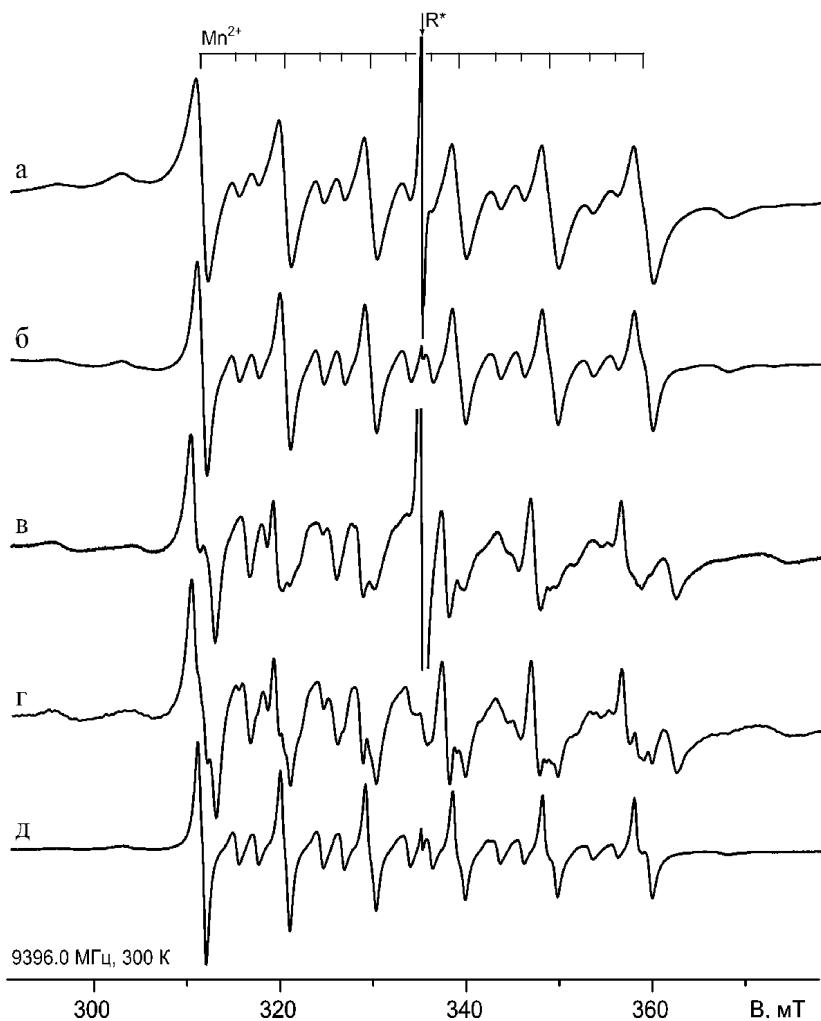


Рис. 6. Спектры ЭПР ионов Mn^{2+} и свободных органических радикалов в карбонатных породах и карбонатах: а – известняк, б – кальцит из известняка, в – доломитолит, г – доломит из доломитолита, д – кальцит из доломитолита

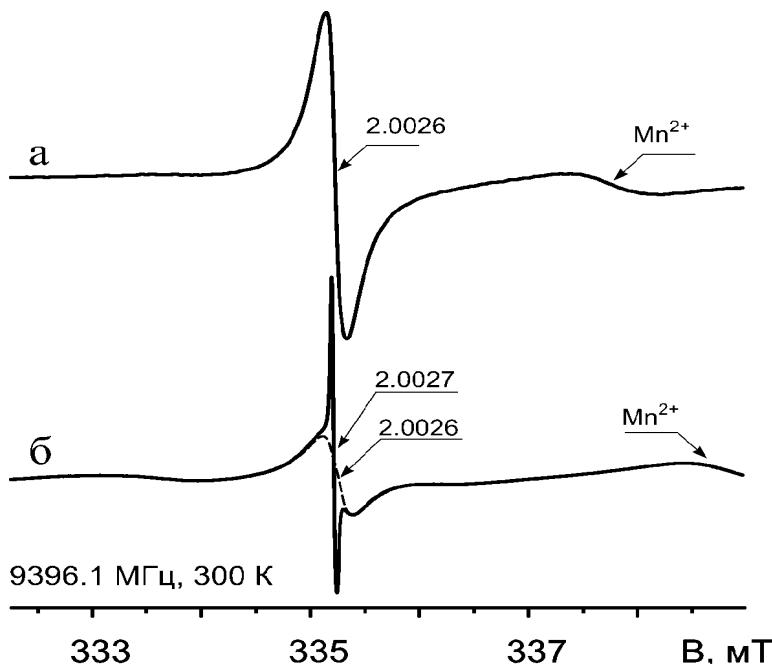


Рис. 7. Линии органических радикалов в спектрах ЭПР, полученных для доломитолита (а) и известняка (б)

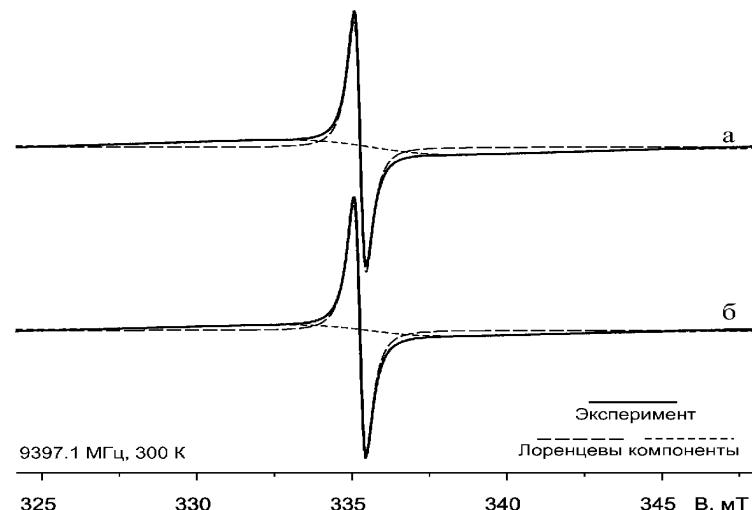


Рис. 8. Типичные спектры ЭПР свободных радикалов в антраксолите и их декомпозиция на линии лоренцовой формы

Проблемы минералогии

Органические радикалы со спектрами ЭПР такого типа, как правило, характеризуются изотропным g -фактором, равным 2.0026–2.0027, и шириной линии лоренцевой формы около 0.1 мТ [31, 33]. В нашем случае проявляется анизотропный сигнал, причиной чего, возможно, служит относительно малая ширина линий. Компонент с изотропной лоренцевой формой линии также присутствует в спектре ЭПР изученных образцов, но вклад его в общую интенсивность линии с $g = 2.0027$ незначителен.

Во всех изученных нами образцах собственно антраксолита выявлены свободные органические радикалы, диагностированные по узкой линии с параметрами $g = 2.0024$ – 2.0027 , $\Delta B = 0.25$ – 0.57 мТ. Эта линия выделяется в спектрах ЭПР на фоне мало интенсивной широкой линии с параметрами $g = 2.000$, $\Delta B = 1.4$ – 6.7 мТ (рис. 8). Широкий компонент, вероятно, связан с парамагнитными примесями переходных металлов. Форма линии органических радикалов близка к лоренцевой. Причиной ее уширения являются протоны. Ширина ΔB зависит от степени делокализации спиновой плотности, т. е. числа групп С–Н в цепях, по которым перемещается неспаренный электрон [18]. Соответствующее уравнение имеет вид $n \geq 1 + (\Delta B_0 / \Delta B)^2$, где n – число групп С–Н в цепях, а $\Delta B_0 = 2.25$ мТ – величина расщепления, определяющаяся взаимодействием электрона с протоном на группе С–Н. Судя по ширине линии узкого компонента, число групп С–Н в углеводородных цепях исследуемого антраксолита колеблется от 16 до 80 (табл. 2). В спектрах ЭПР, полученных для антраксолита из карбонатных пород, на фоне основной линии органических радикалов ($g=2.0024$ – 2.007) присутствуют дополнительные узкие асимметричные линии центров с $g = 2.0027$.

По характеру полученных спектров ЭПР исследуемый битум может быть сопоставлен с тектоногенной разновидностью высшего антраксолита [2] и с битумными включениями в северотиманских агатах [19].

Парамагнетизм твердых битумов обусловлен неспаренными электронами в свободных органических радикалах и комплексах переходных металлов [4, 35]. В изученных антраксолитах выявлены два типа таких радикалов. Свободные радикалы первого типа, которым в спектрах ЭПР отвечает узкая линия с $g=2.0027$ и $\Delta B=0.05$ мТ, обнаружены только в антраксолите из карбонатных пород. Они локализованы в поликонденсированных ароматических цепях органических остатков, происхождение которых считается исключительно животным [31, 32]. Свободные радикалы, которым приписываются линии с $g=2.0024$ – 2.0027 и $\Delta B=0.25$ – 0.57 мТ, зарегистрированы во всех локатипах антраксолита. Они принадлежат системе сопряженных углерод–углеродных связей и являются промежуточными продуктами метаморфогенной перестройки молекулярной структуры органических веществ в основном растительного происхождения.

Проблемы минералогии

Таблица 2

Параметры спектров ЭПР свободных органических радикалов в антраксолите и число (n) групп C-H в углеводородных цепях

№ п/п	Узкий компонент					Широкий компонент	
	g	ΔB, мТ	n*	C, 10 ¹⁹ сп/г	C _r /C _o **	g	ΔB, мТ
1, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0026	0.25	80	3.12	—	—	—
	2.0026	0.42	30	11.2	3.6	—	—
	2.0026	0.42	30	18.6	6.0	—	—
2, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0025	0.32	50	12.7	—	2.002	1.4
	2.0025	0.57	16	13	1.0	2.003	1.7
	2.0025	0.65	13	46	3.6	—	—
3, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0024	0.57	16	8.46	—	2.003	4.5
	2.0024	0.68	12	12.9	1.5	2.003	2.6
	2.0024	0.86	8	74.1	8.8	—	—
4, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0025	0.38	37	1.95	—	2.001	5.9
	2.0025	0.51	21	9.2	4.7	2.003	2.1
	2.0025	0.81	9	22	11	—	—
5, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0025	0.37	38	1.97	—	2.000	6.7
	2.0027	0.53	19	9.98	5.1	2.003	1.5
	2.0025	0.81	9	20	10	—	—
6, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0027	0.40	33	0.34	—	2.000	5.7
	2.0027	0.44	27	5.9	17	2.002	1.6
	2.0025	0.89	7	16.7	49	—	—
7, исх. 350°C, 10 мин. 600°C, 10 мин.	2.0027	0.40	33	0.33	—	2.001	5.3
	2.0027	0.45	26	6.2	19	2.002	1.5
	2.0025	1.04	6	20	61	—	—

Примечание. * n ≥ 1 + (2.25/ΔB[мТ])². ** Отношение концентрации радикалов в прогретом образце к ее исходному значению.

Проблемы минералогии

Эксперименты с многоступенчатым нагреванием показали, что в процессе прокаливания антраксолита интенсивность линии органических радикалов в спектре ЭПР изменяется нелинейно, что свидетельствует о соответствующем изменении и их концентрации (табл. 2).

Для антраксолита из карбонатных пород (1-й локатип) установлено, что в ходе нагревания до 350°C интенсивность линии (концентрации) органических радикалов в ЭПР спектрах сначала снижается, достигая минимума при 400–450°C, затем в интервале от 500 до 600°C вновь быстро возрастает, после резко сокращается практически до 0 при t 800°C (рис. 9, а). С повышением температуры отжига происходит сильное уширение основной линии органических радикалов с $g=2.0024-2.0027$. Для узкого компонента с $g=2.0027$ уширение проявляется в меньшей степени.

Для антраксолита из Павловского месторождения (3-й локатип) наблюдается иная картина. До 310°C интенсивность линии органических радикалов немного возрастает, потом к температуре 450°C снижается, после чего вновь немного растет до 550°C, а затем сокращается практически до нуля при температуре 800°C (рис. 9, б).

Для антраксолита изrudопроявления Перья (2-й локатип) картина варьирования интенсивности линии органических радикалов при нагревании имеет промежуточный характер.

Проведенные эксперименты показали, что в ходе нагревания новоземельского антраксолита свободные органические радикалы претерпевают как распад, так и восстановление, что уже отмечалось в литературе [2]. В нашем случае последовательность этих явлений оказалась сложной, а для различных локатипов антраксолита даже противоположной. Однако во всех случаях завершающей стадией нагревания (600–800°C) является полное исчезновение радикалов, что, очевидно, связано с разрушением C–H связей в процессе термоокислительной деструкции битума.

Можно предполагать, что противоречивая картина изменения спектров ЭПР, выявленная в ходе отжига новоземельского антраксолита, является экспериментальным отражением хорошо известного феномена нелинейного изменения концентрации парамагнитных центров в ходе естественной метаморфизации твердых битумов [24]. Причину возникновения такой «нелинейности» можно объяснить следующим образом. Если процесс углеродизации битумов дошел до завершающей стадии, то отжиг, вероятно, не должен приводить к формированию новых свободных радикалов. Напротив, если процесс углеродизации твердых битумов не завершился, то при их нагревании новые органические радикалы сначала будут образовываться в количестве, обратно пропорциональном степени углеродизации исходного вещества, а затем, при дальнейшем нагревании распадаться, что фактически и происходит при экспериментальном отжиге антраксолита.

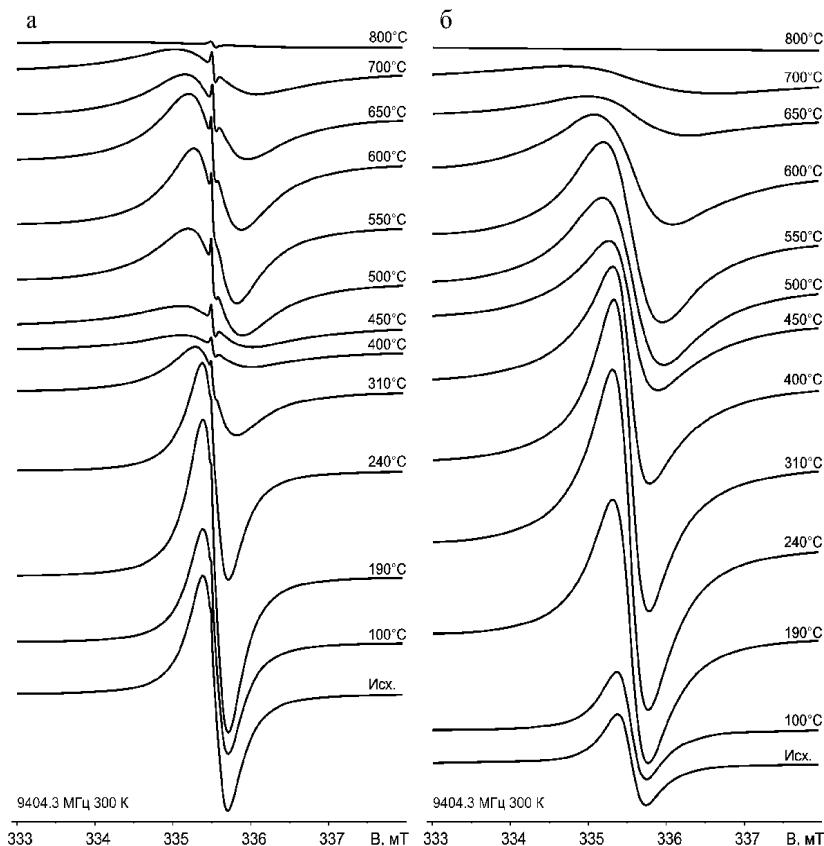


Рис. 9. Изменение спектров ЭПР свободных радикалов в антраксолите из известняков (а) и из кварц–карбонатных жил на Павловском месторождении (б) в процессе многоступенчатого отжига (с 30 мин. остановками на каждой ступени нагревания)

Результаты наших исследований показали, что из всех локатипов новоземельского антраксолита битум из карбонатных пород за пределами рудных месторождений обнаруживает при нагревании наименьшую тенденцию к новообразованию органических радикалов и наиболее резкую и последовательную тенденцию к ее снижению. На основании этого можно предположить, что упомянутый локатип антраксолита характеризуется относительно наиболее высокой степенью естественной метаморфизации, степень которой снижается в направлении от битума из карбонатолитов за пределами рудных объектов к битуму из жил на рудопроявлениях Перья и далее к битуму из жил на Павловском месторождении.

Проблемы минералогии

Весьма важный результат проведенных исследований состоит также в том, что в исследуемых антраксолитах не было обнаружено признаков ванадил-ионов, часто регистрирующихся в углях [16], обогащенных ванадием нефтях [34] и низко метаморфизованных битумах [27]. Как известно, спектр ЭПР таких ионов представляет собой хорошо разрешенный сикстет линий, совершенно отсутствующих в спектрах изученного нами новоземельского антраксолита.

Список литературы

1. Биске Н. С. Результаты рентгено- и термографического изучения графитов Ладожского комплекса // Записки ВМО, 1982. Ч. 111. № 5. С. 598–604.
2. Галеев А. А., Филиппов М. М. Парамагнитные свойства высших антраксолитов // Углерод. Минералогия, геохимия, космохимия: матер. междунар. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С.115–116.
3. Галимов Э. М., Миронов А. Г., Жмодик С. М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия, 2000. № 4. С. 355–360.
4. Гарифьянов Н. С., Козырев Б. М. Парамагнитный резонанс в антраците и других содержащих углерод веществах // Журнал ЭТФ, 1956. № 2. С. 272–276.
5. Голубев Е. А. Локальные надмолекулярные структуры шунгитового углерода // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 106–110.
6. Голубев Е. А., Ковалева О. В. Надмолекулярная микро- иnanoструктурная упорядоченность в твердых углеродистых веществах // Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб, 2005. С. 232.
7. Жмодик С. А., Миронов А. Г., Агафонов Л. В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-пallадий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228–243.
8. Зубков В. С. Мантийная углеводородно–неорганическая модель образования золотых месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2001. №1. С. 76–82.
9. Зубков В. С., Андреев В. В., Артименко М. В. Гипотеза образования мантийных рудонафтидно–гидротермальных месторождений // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока / Ин-т географии СО РАН. Иркутск, 2005. Т. 1. С. 59–62.
10. Иевлев А. А., Беляев А. А., Петраков А. П. Антраксолит из визейских известняков сланцевой зоны Пай-Хоя // Минералоиды. Сыктывкар, 1989. С. 29.
11. Каленич А. П., Крюков В. Д., Ласточкин А. В. и др. Новое месторождение серебросодержащих свинцово–цинковых руд на архипелаге Новая Земля // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 20–23.
12. Каленич А. П., Орго В. В., Соболев Н. Н. и др. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения. СПб, 2004. 174 с.
13. Карпов П. А., Степанов А. Н., Твердова Р. А., Шейкина А. Ф. К вопросу о формировании твердых битумов Тенгизского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 2005. №2. С. 205–214.
14. Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газы. М.: Недра, 1987. 279 с.

Проблемы минералогии

15. Касаточкин В.И., Золотаревская Э.Ю., Разумова Л.Л. Изменения тонкой структуры ископаемых углей на различных стадиях метаморфизма // Доклады АН СССР. 1951. Т. 79. №2. С. 315–318.
16. Кизильштейн Л.Я. Экогеохимия элементов–примесей в углях. Ростов-Дон: Изд-во СКНЦ ВШ, 2002. 296 с.
17. Клубов Б.А., Безруков В.М. Антраксолиты Новой Земли // Советская геология. 1992. №4. С. 55–64.
18. Кузина С.И., Демидов С.В., Шилова И.А. и др. Химические процессы образования свободных радикалов в лигно–целлюлезных материалах // Высоко-молекулярные соединения. 2002. Серия А. Т. 44. № 8. С. 1286–1294.
19. Лютоев В.П. Структура и спектроскопия халцедона. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 115 с.
20. Силаев В.И. Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации. Л.: Наука, 1982. 234 с.
21. Силаев В.И., Хазов А.Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно–экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Программы фундаментальных исследований РАН. № 3. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 41 с.
22. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 260 с.
23. Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Нивин В.А. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. №4. С. 344–351.
24. Туманян Б.П., Артемьев В.Ю. Парамагнитные свойства природных битумов // Тезисы докл. на междунар. конф. по химии нефтей. Томск, 1991. С. 252–253.
25. Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 267 с.
26. Филиппов М.М., Черевко Н.К. Классификационные признаки высших антраксолитов (на примере антраксолитов нижнего протерозоя Карелии) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2003. № 2. С.9–13.
27. Черевко Н.К. Твердые битумы европейского северо–востока России. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 101 с.
28. Черевко Н.К., Филиппов М.М. Высшие антраксолиты // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2004. №5. С. 5–8.
29. Черевко Н.К., Филиппов М.М., Голубев Е.А. Антраксолиты нафтидного, нафтido–нафтoidного и нафтoidного рядов природных битумов // Углерод. Минералогия, геохимия, космохимия. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 113–115.
30. Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии (Пайхойско–Южноновоземельская минералогическая провинция). Л.: Наука, 1980. 376 с.
31. Bulka G.R., Nizamutdinov N.M., Mukhutdinova N.G. et al. EPR Probes in Sedimentary Rocks: The Feature of Mn 2+ and Free Radicals Distribution in the Permian in Tatarstan // Appl. Magn. Resonance, 1991. V. 2. P. 107–115.
32. Conard J. EPR in fossil carbonaceous minerals. Magnetic Resonance. Introduction, Advanced Topics and Application to Fossil Energy (Petrakis L., and Fraissard J.P., eds). Dordrech: Reidel, 1984. P. 441–459.

Проблемы минералогии

33. Franco R.W.A., Pelegrini F., Rossi M. Identification and valuation of paramagnetic radicals in natural dolomites as an indicator of geological events // Phys. Chem. Minerals. 2003 V. 30. P. 39-43.
34. Saraceno A.J., Fanale D.T., Coggeshall N.D. An electron paramagnetic resonance investigation of vanadium in petroleum oils // Analyt. Chem., 1961. V. 33 (4). P. 500–505.
35. Sun J., Jervis R.E. Concentrations and distributions of trace and minor elements in Chinese and Canadian coals ashes // Proceedings of the 7th International Conference MTAA Modern Trends Activation Analysis (Copenhagen, 23–27 June, 1986). Pt.5. Lausanne: Elsevier Seguoia, Budapest. Akad. Kiado, 1987. P. 89–99.

Н.Е. Глаголев, Е.В. Глаголев

Уральская геотехнологическая компания, г. Екатеринбург

СОВРЕМЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ СУЛЬФИДОВ

В новейших условиях образуются следующие сульфиды (по степени возрастания атомного веса катиона): железа (пирит, марказит, мельниковит, пирротин, грейгит, тетрагональный макинавит FeS, кубический FeS, арсенопирит), меди (халькопирит, ковеллин, борнит, кубанит, изокубанит, роксбийт), цинка (сфалерит, вюртцит), мышьяка (аурипигмент, реальгар), молибдена (молибденит), серебра (аргентит, штроммейрит), сурьмы (антимонит), рения, ртути (метациннабарит, киноварь), свинца (галенит, хайровскийт) и висмута (висмутин, галенобисмутит).

По результатам собственных наблюдений, экспериментальным работам и литературным данным авторами выделено 7 основных генетических типов современных образований сульфидов: 1) аутигенный, 2) континентальный и 3) субмаринный вулканогенный (газовый, флюидный и их сочетания), 4) гидротермальный, 5) холодноводный (растворов, коллоидов), 6) биогенный и 7) техногенный. При сочетании двух или нескольких из перечисленных процессов образуются сложные генетические отложения современных сульфидов.

1) К аутигенному генетическому типу относятся сульфиды некоторых океанических, морских и пресноводных озерных осадков. Так, в Западно-Готландской впадине Балтийского моря, где определены гранулометрические, минералогические, химические составы, физические свойства, возраст по ^{14}C , споро-пыльцевые спектры осадков, состав диатомей, выделены 4 литолого-стратиграфических комплекса: ленточные глины Балтийского ледникового озера, серые и черно-серые сульфидные

Проблемы минералогии

глины Иольдиева моря, серые глины Анцилового озера и зеленовато-серые литорины и постлиторилы морской стадии голоцена.

Во внутреннем шельфе Южно-Китайского моря около Гонконга выделено 5 морских и терригенных единиц осадков, датированных примерно 500 тыс. лет. В их разрезе обнаружено 4 аутигенных минерала: пирит, лимонит, сидерит и глауконит. Пирит сохранился неизменным только в голоценовых морских отложениях, не выходящих на поверхность. В поверхностных осадках он в различной степени окислен. Лимонит и сидерит образовались в периоды отступления моря, глауконит установлен на глубине 15 м и является продуктом изменения пород, слагающих коры выветривания на суше.

При изучении гидротермальной активности в Дерюгинском бассейне Охотского моря открыт аутигенный пирит в осадках на глубине около 1500 м. Здесь же в слое воды над гидротермальными баритовыми строениями отмечены высокие концентрации метана. Выявлено несколько типов баритовой минерализации: мономинеральные травертиноподобные, сферулитовые образования, цемент в полимиктовых песчаниках и столбчатые образования во вмещающих породах. Данные по $\delta^{13}\text{C}$ (-38,8%) указывают на образование карбонатов в условиях биоокисления термогенного метана. Изучение аутогенных минералов и анализ микрокомпонентов в осадках позволяют сделать заключение о цикличности термальной активности в этом бассейне в течение голоцена и позднего плейстоцена и об усилении этой деятельности в современную эпоху.

Образование марказита в осадочных процессах связано с теми же явлениями, что и образование пирита, но марказит предшествует пириту и постепенно в него переходит.

2) Континентальные вулканогенные сульфиды разделяются на газовые, флюидные, их сочетания и довольно распространены в природе.

В 1942 г. на фумарольных полях вулкана Кудрявый (о-в Итуруп) были обнаружены макровыделения сульфида рения ReS_2 . При последующих работах в измененных андезитовых базитах вершинной кальдеры вулкана была установлена средняя концентрация $\text{ReS}_2 = 1,5\text{--}3 \text{ г/т}$, а непосредственно на фумарольных полях – до 10 г/т. Здесь выявлены новый тип сырья на Re и другие редкие земли – вулканические газы и широкое распространение рениеносной минерализации от фумарольных до сольфатарных руд четвертичных и современных вулканов.

Молибденит образуется в низкотемпературных (200°C) фумаролах вулкана Сацума-Иво-Джима (Япония). Молибден привносится в виде гидроокислов и оксихлоридов газами с температурой 550°C , которые далее при взаимодействии с кислородом воздуха образуют коллоидный

Проблемы минералогии

ильземанит, а затем молибденит согласно химической реакции $\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{SO}_2 \rightarrow \text{MoS}_2 + n\text{H}_2\text{O}$.

Реальгар As_4S_4 со стибнитом Sb_2S_3 и аурипигментом (As_2S_3) выделяется в виде вулканических возгонов из фумарол Италии, на о-ве Ява, а в тонко рассеянном состоянии – в самородной сере многих месторождений Японии.

В фумаролах Везувия и Вулкано (Италия) установлены одни из немногих сульфидов – ковеллин с пирротином и висмутин соответственно. Первый из них здесь и был открыт.

Редкий хейровскиит обнаружен вблизи фумаролы с температурой примерно 500°C . Он ассоциирует с селеновыми леллизианитом и канниццаритом, галенобисмутитом и галенитом. Образует тонкозернистые игольчатые кристаллы размером 1×300 мкм. Уникальность состава определяется отсутствием серебра и меди (в очень небольшом количестве присутствует кадмий), содержит 0,9–2,5 мас.% селена. По содержанию Bi_2S_3 находится в интервале около 14,23–15,24 мол.%. Состав близок к идеальному конечному члену $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$, а-13,734(7), b-31,28(3) и с-4,135(3)А, пространственная группа Bbmm .

3) Субмаринный вулканогенный генетический тип современных сульфидов является самым распространенным на Земле.

К субмаринному вулканогенно-флюидному типу относятся сульфиды срединных океанических хребтов (СОХ).

С кампана (поздний мел) на Земле установился режим линейно упорядоченного спрединга, завершившегося образованием новых геологических структур – СОХ. Являясь определенной морфоструктурой современных океанов, они формируют 3 главных звена: Индо-Атлантический (медленный, менее 3 см/год), Индо-Тихоокеанский (быстрый, более 5 см/год) и Индо-Красноморский (3–5 см/год), сходящиеся в одной точке – тройном сочленении Родригес в Индийском океане. Глубоководные сульфиды принадлежат к двум типам океанической минерагении: Атлантическому и Тихоокеанскому. Они отличаются масштабами, формой проявления и соотношением различных рудных модификаций. Гидротермальная деятельность интенсивно проявлена в обоих сегментах, но в Тихоокеанском она рассредоточена на большой площади, а в Атлантическом локализована в узкой осевой зоне САХ. В итоге в пределе САХ обнаружены крупные сульфидные залежи с преобладанием высокотемпературных минералов меди, а в Тихоокеанском поднятии – рассредоточенные вдоль осевого рифта мелкие рудосодержащие постройки с преобладанием низкотемпературных минералов цинка.

Колчеданно-полиметаллические залежи на морском дне формируются в четырех типах геотектонических структур: САХ, областях задугового спрединга, зонах островодужного вулканизма и зонах внутриплито-

Проблемы минералогии

вого вулканизма. Наиболее крупные субмаринные сульфидные залежи локализованы в спрединговых зонах Красного моря (впадина Атлантическая II) и Тихого океана (Галапагосский спрединговый центр, район 13° с.ш. ВТП и хр. Хуан-де-Фука). Кроме основных сульфидов железа, меди и цинка, в этих залежах встречаются марказит, галенит, пирротин, борнит, вюрцит, кубанит, изокубанит, арсенопирит, аргентит, леллингит, стибнит, штромейрит и самородные серебро и висмут. Отличительной чертой многих рассмотренных залежей, в особенности сульфидного типа куроко, приуроченных к задуговым бассейнам, является высокое содержание золота. Источником этого металла были золотоносные флюиды, поступающие из субмаринных горячих источников. Сульфидные залежи на современном морском дне являются аналогами уральских колчеданно-полиметаллических месторождений. Основная масса этих залежей соответствует месторождениям кипрского типа.

Гидротермальное поле Рейнбоу (36° с.ш. САХ) – одно из трех известных в настоящее время полей – связано с процессами серпентинизации ультрабазитов, при которых формируются растворы с высокой концентрацией водорода и CH_4 . Газохроматографические и молекулярные хромато-масс-спектрометрические исследования сульфидных руд и отложений на этом поле подтвердили преимущественно биологическую природу битумоидов, образование которых связано, главным образом, с высокотемпературной трансформацией биомассы биологического гидротермального сообщества.

Изучение флюидных включений размером 5–26 мкм в ангидrite, барите и опале из современных субмаринных сульфидных построек, локализованных на гидротермальных полях Логачев-1, Рейнбоу и Брокен Спур САХ и в бассейнах Манус («Венский Лес») и Вудларк юго-западной части Тихого океана, показало, что во флюидах, захваченных включениями, преобладает растворенный NaCl , в виде примеси присутствует KCl . Выявлены различия в концентрации солей в закапсулированных флюидах: 4,2 – ~26 мас.-%-экв. NaCl во флюидах гидротермальной системы поля Логачев-1, 4,1–8,5 поля Рейнбоу, 3–6,3 Брокен Спур, 1,67–7,6 Венский лес и 2,7–6,9 мас.-%-экв. NaCl поля Вудларк. Температура гомогенизации флюидных включений изменялась в пределах 102–398°C. Доказано, что интервал температур минералообразования и солености флюидов, оцененных по результатам микротермометрических измерений флюидных включений, значительно шире, чем это следовало из данных непосредственных замеров этих параметров для флюидов, излившихся на дно океана.

При изучении поведения пирита, марказита, халькопирита, сфалерита, самородной серы из природного сульфидного рудного столба одной из гидротермальных систем в главном сегменте хребта Хуан-де-Фука в

Проблемы минералогии

Тихом океане на поверхности минералов установлены только колонии бактерий, плотность которых существенно варьирует, убывая в ряду сера–марказит–пирит–сфалерит и коррелируя с кинетикой абиотического окисления этих минералов.

Исследование изотопии серы в 1264 пробах гидротермальных донных осадков из прогиба Окинава (Тихий океан) и с участка TAG в Атлантике установило следующее: 1) вариации в сульфидах и сульфатах изученных осадков осуществляются в узком интервале значений $\delta^{34}\text{S}$; 2) различия в гидротермальных осадках и окружающих их полях «нормальных осадков» невелики; 3) изотопия серы из сульфидов различных гидротермальных полей указывает на различный источник их происхождения; 4) указанные характеристики изотопии серы объясняются различными физико-химическими параметрами гидротермальных флюидов, характером магматической эволюции и различной геолого-тектонической обстановкой придонных гидротермальных систем.

При изучении соотношения между вулканологией, химизмом магмы и гидротермальных флюидов в 15 подводных вулканах островной дуги Табар-Лихир-Танга-Фени и цепи Соломоновых островов наблюдалась новая фаза эruptionи Кавачи, при которой было эJECTировано пепла и расплавленных блоков до 70 м над у.м. и облака сернистого параплюма до 500 м. По краям вулкана располагаются стекловидные везикулярные базальты и гидротермально измененные вулканические брекчии, обогащенные сульфидами.

К вулканогенно-флюидному типу относится гидротермальное поле Мотхра длиной 500 м – крупнейшее в данном сегменте хр. Хуан-де-Фука, где проявлено не менее 5 сульфидообразующих комплексов, расположенных на расстоянии 40–200 м друг от друга вдоль линии с простиранием СВ 20°. Они представлены совокупностью остроконечных поднятий (башенок) с крутыми склонами высотой до 20 м от дна. Диффузивно поднимающиеся флюиды некоторых сульфидных структур достигают поверхности воды, на что указывает обилие здесь сообществ макрофауны и микробов. Температура выделяющихся флюидов 30–200°C, но некоторые «черные курильщики» имеют температуру флюидов до 302°C. Линейное расположение трубок определяется проявлением у западной стенки осевой долины хребта активного сброса, который является проводником поднимающихся флюидов.

Содержания золота в сульфидах из субмаринных гидротермальных полей САХ (Спейк-Пит 21°31' с.ш., Логачев 14°45') и задуговых зон спрединга юго-западной части Тихого океана (Венский лес, бассейн Манус 309°8,5' и 150°16,78' в.д. и бассейн Лау, поля 15°23' и 18° 36' ю.ш.) значительно варьируют. Исследования распределения концентраций золота на поверхности аншлифа и при сканировании по профилю на глуби-

ну до 0,4 мкм не выявили в изученных участках частиц самородного золота. Установлено, что важнейшими носителями золота являются дисульфиды железа и железо-медные сульфиды. Самые высокие содержания золота были установлены в пирите и марказите из сфалеритовых руд бассейна Манус – 0,60–31,58 г/т. В халькопирите концентрация его составляет менее 0,016–0,024 г/т в образцах из бассейна Лау и до 4,19–9,25 г/т – из постройки Спейк-Пит. В борните из Спейк-Пит количество золота изменяется от 0,79 до 2,09 г/т. Содержащий ламеллы халькопирита изокубанит из поля Логачев содержит 0,13–2,23 г/т золота. Содержание его в сфалерите составило менее 0,006–11,25 г/т. Считается, что золото в сфалерите связано с присутствием мельчайших включений золотосодержащего халькопирита.

В металлоносных осадках гидротермального поля Логачев был найден и впервые изучен роксбийт $\text{Cu}_{1.75-1.82}\text{S}$ – редкий нестехеометрический сульфид меди халькозин - дигенитового ряда.

В антиклинальной структуре преддуговой впадины Зондской дуги была обнаружена активная флюидная жерловина, которая фиксируется по аномальному содержанию метана в водяном столбе, повышенному тепловому потоку, развитию типичной жерловой микрофауны, осаждению аутигенного карбоната на морском дне и присутствию в богатых метаном осадках поровых флюидов. Жерловина располагается на топографическом поднятии высотой 90 м и выделяет газ, обуславливающий аномальное содержание (до 5000 нл/л) метана в водном столбе. Величина теплового потока около жерла в 3–5 раз превышает его фоновую величину. Жерловина располагается на глубине 2910–2920 м и в ее районе развиты крупные белые двустворчатые раковины Vesicomyidae черные сульфидизированные осадки (пирит - мельниковит) и аутигенные карбонаты. На значительной площади в окружении жерловины обнаруживаются признаки инфлюенции флюидов. Вблизи жерловины поровые воды имеют незначительную соленость, указывающую на возможность дестабилизации газовых гидратов.

4) Типичными гидротермальными образованиями являются оолиты пирита термальных источников Камчатки с примесью ртути до 2%. Тонкие пленки пирита, его налеты и корки известны в отложениях термальных источников Камчатки, Курил, полуострова Челекен, где также возникает тонкодисперсный до коллоидного диосульфид железа – мельниковит.

В отложениях плиоцена (бассейн Серраздано, район Корнате) и плиоцен-четвертичного периода (бассейн Померане - Радикондолли) обнаружена сульфидная минерализация гидротермального происхождения, связанного с молодым магматизмом Тосканы (Италия).

Проблемы минералогии

Антимонит часто обнаруживается в горячих источниках и вулканических возгонах в виде находок минералогического значения. Вместе с бурой и реальгаром в виде выделений размером до 10x3-4см он наблюдается в боратах горячих источников месторождения Креймер (Калифорния). Чем больше буры, тем больше антимонита, который совместно с аурипигментом и реальгаром встречен также в горячих источниках Пыр-Пыр-Тыр (Азербайджан), на Камчатке и в Йеллоустонском парке.

Эксперимент показал, что при 520°К (250°C) и давлении не более 10 мПа (около 100 кгс/см²) растворимость антимонита в растворах буры может доходить до 1,1%.

Среди твердых фаз метастабильный вюрцит легко трансформируется в стабильный сфалерит при гидротермальном режиме.

Гидротермальный галенит образуется при 370–420°C.

При нормальном давлении киноварь переходит в метациннабарит при 617°К. Давление расширяет поле ее устойчивости $dT/dP=37/10^2$ МПа. Образованию минерала благоприятствует щелочная среда. В кислой среде даже при комнатной температуре образуется метациннабарит.

В телетермальных и вулканогенных близповерхностных месторождениях ртути наблюдаются окварцевание (джаспероиды), каолин, серицит, цеолиты. Выделения киновари и других сульфидов ртути встречены в отложениях горячих источников Стимбот Спрингс, Невада; Сульфир Бэнк, Калифорния и на Камчатке при температуре 380–420°К.

Киноварь также образуется совместно с аурипигментом, антимонитом, реальгаром в некоторых горячих источниках Пыр-Пыр-Тыр, Азербайджан; Камчатки и Йеллоустоуна при температуре 520 (470–320)°К и давлении n-150 мПа.

5) К телетермальным и холодноводным образованиям можно отнести пиритовые сталагмиты в полостях железных руд КМА, имеющие длину 2-3 см, полый канал внутри и чередование пирита и марказита.

В зияющих трещинах и пустотах Никитского месторождения киновари наблюдаются сталактиты, имеющие следующее чередование от центра к периферии: пирит–галенит–пирротин–галенит–церусит–кальцит–галенит.

Холодноводному отложению сфалерита может благоприятствовать сероводородное захоронение бассейна, возникшее и по иным причинам. Так, мелкокристаллический сфалерит в смолоподобных шариках встречен во взвешенном состоянии в воде оз. Киву (Восточная Африка), что связано с действием сероводорода, находящегося на глубине более 60 м и растворенного в воде.

6) Биогенные сульфиды также имеют различные нюансы своего происхождения и разделяются на собственно биогенные и фитогенные.

К первым относят сульфиды, образованные, в частности, в результате ассимиляции органического вещества (ОВ) сульфат - восстановливающими бактериями (СВБ). Сульфидные псевдоморфозы образуются при замещении ОВ сульфидами железа. Генерируемый в процессе метаболизма СВБ сероводород, взаимодействуя с ионами Fe^{+2} , дифундирующего из окружающей водной среды, образует моно- или полисульфиды. Учитывая энергетику СВБ, вероятные соотношения масс генерируемого ими сероводорода и стехиометрическую массу образующихся сульфидов железа, можно считать, что псевдоморфозы сульфидов по ископаемым органическим остаткам относятся к синхронному типу и являются примером микробиологического минералообразования.

Биогенный пирит в осадочных породах образуется в следующей последовательности: 1) бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода и элементной серы, 2) взаимодействие H_2S_2 , сероводорода и серы с железом морской воды и осадочного материала, 3) выпадение железосульфидного геля, 4) старение геля (метаморфизм) с образованием сфероидных агрегатов 10–100 мкм в поперечнике, состоящих из индивидуальных монокристаллов (менее 1 мкм) – фрамбоидов, с последующей перекристаллизацией их в крупные конкреции и отдельные кристаллы пирита. Этому благоприятствуют малая скорость осадкообразования и повышенное содержание соли в морской воде. Иначе вместо пирита образуется сидерит FeCO_3 .

Довольно частой формой пирита в солончаковых, озерных пресноводных и морских торфяниках, где он образуется при пониженных рН. В морских торфяниках выделяются чаще всего два литотипа торфа: базальный на грунтах и интеркамерный между пластовыми осадками преимущественно морского происхождения. В торфе наблюдаются участки обогащения пиритом, образованным вследствие микробиального сульфатвосстановления в условиях почти открытой системы по отношению к морскому сульфату, как показали изотопы серы. Главным источником железа были морские воды. Для торфов характерно также обогащение редокс-чувствительными микрометаллами (элементами): мышьяк, молибден, рений, уран и кадмий, тогда как остальные металлы-микропримеси отличаются фоновыми содержаниями. Для перечисленных элементов доминирующим источником также является морская вода.

Как известно, шахтные отвалы в местах добычи колчеданных руд в большинстве случаев содержат пирит. В реакциях окисления с учетом O_2 и Fe^{+3} происходит образование сульфатных ионов SO_4^{2-} , в результате чего дренажные воды закисляются. Разработан метод, в соответствии с которым дренажные воды в местах их образования вносится источник органического углерода, в частности – древесная стружка как донор электронов. В этом случае с участием сульфатредуцирующих бактерий, которые

Проблемы минералогии

всегда присутствуют в отвалах, происходит восстановление сульфатов до сульфидов, а также образуются нерастворимые соли железа и других металлов. В лабораторном эксперименте содержание SO_4^{2-} в реальных дренирующих водах составило 500 мг/л, использовался также реальный осадок, содержащий сульфатредуцирующие бактерии, и стружка. Через 12 сут. после начала опытов произошло полное восстановление SO_4^{2-} -ионов.

При исследовании механизмов микробиогенного образования минералов на основе сульфидов железа в бактериях обнаружено, что в ряде их клеток образуются кристаллы грейгита Fe_3S_4 , которые вызывают ориентацию бактерий в магнитном поле. Причем, как выявлено с помощью просвечивающего электронного микроскопа, грейгит образуется из немагнитного тетрагонального макинавита FeS и кубического FeS , которые переходят в Fe_3S_4 путем переориентации атомов железа за период от пяти дней до пяти недель. При этом пирит FeS_2 и пирротин FeS_{1-x} не обнаружены.

Грейгит также установлен в сильно выветрелом зубе мамонта из окрестностей д. Боровлянки Пышминского района, в бивне мамонта из невьянских россыпей и на костях олена из глиняного карьера в южной части г. Свердловска (Екатеринбурга). Возможно, что тонкодисперсное черное вещество в бивне мамонта из этого карьера, в 1955 г. определенное Г.П. Вертушковым на основании магнитных свойств как пирротин, также является грейгитом.

Имеются сведения о присутствии комплексных биогенных сульфидсодержащих осадков в нефтях.

Основными железо- и сероокисляющими бактериями являются *Thibacillus ferrooxidans*, *thiooxidans*, *sulfuroxidans* при содержании до 10^6 бактерий/мл.

К фитогенным сульфидам относится марказит, часто наблюдаемый в виде псевдоморфоз по древесине.

7) Техногенные сульфиды разделяются на антропогенно - техногенные, высокотемпературные пирогенные и низкотемпературные антропогенные.

Антропогенно-техногенные сульфиды связаны с технической деятельностью человека. Техногенный пирит отмечается, в частности, в старых соляных скважинах г. Соликамска, где он был встречен В.И. Геннинным в 1837 г. Корка сфалерита толщиной 1-3 мм образовалась в течение 2,5 месяцев на термометре в чане, где смешивались высокотемпературные (270°C) термальные воды нескольких капитальных скважин на полуострове Челекен. В одних было содержание цинка до 4,5 мг/л, другие скважины были сероводородные. Современный стибнит с повышенным содержанием золота образуется на стенках труб, подающих пароводную смесь из подземного гидротермального источника к турбинам электростанции в провинции Тосקנה (Италия).

К пирогенному относится современный пирит, встреченный в виде черной корочки на обломке алевролита в одном из «черных блоков» горелых отвалов Челябинского угольного бассейна. Он образует псевдоморфозы по мелким пластинчатым кристаллам марказита, замещающего в свою очередь кристаллы пирротина. Порошкограмма соответствует эталонному пириту с $a_0=5,41\text{ \AA}$ по определению Б.В. Чеснокова в 1976 г. Температура горения при этом достигала 1000–1100°C.

В Хабаровском и Приморском краях на городских свалках непосредственно на подстилающем грунте встречены мельчайшие кубические кристаллики пирита, который относится к антропогенной разновидности и связан с деятельностью человека.

Е.В. Глаголев

Уральская геотехнологическая компания, г. Екатеринбург

ОСОБО ЧИСТЫЙ КВАРЦ (ОЧКв)

Применение естественного кварца с целью получения различных видов прозрачного и непрозрачного кварцевого стекла началось в 50-х гг. прошлого столетия. Сырьем для этого сначала послужили отходы от разбраковки пьезокварца. Но запасы последнего с каждым годом уменьшались, поэтому с 1957 г., его все больше стал заменять прозрачный, полу-прозрачный и замутненный кварц центральных частей (сердечников) гранитных пегматитов у (месторождения Темное Царство в пределах Сыростанского гранитного массива, Режик в Асбестовском районе на Урале; пегматиты Карелии, Казахстана, Саян и т.д.) и кварц-полевошпатовых жил (Хрустальки, Варначье, Малая Медвежка и др., Средний Урал). Запасы прозрачного кварца к началу 60-х гг. в связи с возросшими потребностями перестали удовлетворять заводы-потребители, поэтому внимание уральских геологов было направлено на новую генетическую разновидность жильного кварца – гранулированный кварц, что привело в конце концов к его внедрению в промышленность (Щеколдин А.А. и др., 1963). В середине 60-х гг. выяснилось, что распространение гранулированного кварца локально и приурочено не ко всем, а только единичным гнейсо-мигматитовым комплексам, что послужило началом изучения, а затем внедрения в промышленность наиболее распространенной разновидности кварца – молочно-белой (Базурин А.Т., Глаголев Е.В. и др., 1965). В 70–80-х гг. в мире и в России стали бурно развиваться новые технологии (кремнийсодержащая керамика, оптико-волоконная, электронная промышленность и др.), в связи с чем на Урале

Проблемы минералогии

вернулись к прозрачному жильному кварцу и стали обращать внимание на минералогически и химически чистые разновидности кварца с недеформированной кристаллической решеткой, названные ОЧКв. В это время были открыты Сакмарские месторождения прозрачного жильного, жилы особо чистого гранулированного (№175, 179 Северо-Кузнецкого месторождения) кварца и изучены зоны закалки на границе ксенолитов первичного молочно-белого кварца-1 и пегматоидного дымчатого кварца-2 на месторождении Гора Хрустальная (Средний Урал).

В 1963 г. при поисках кварца на Уфалейской площади (Верхний Уфалей – Половинка – Нижний Уфалей) автор неоднократно наблюдал поперечное пересечение жил серого и сероватого среднезернистого (2–4 мм) кластогранулированного кварца-1 зонами бесцветного прозрачного, замутненного или полупрозрачного крупнозернистого (4–8 см, по классификации Г.Н. Вертушкова) кварца-2. Зоны представляют собой чаще всего линзовидные или пластообразные тела мощностью от 20–30 см до 1–1,2 м в центральной части, где иногда наблюдаются жеоды до 10–15 см в поперечнике с кристаллами молочно-белого кварца-3 размером до 1 см по L₃ со следами растворения на гранях. Вмещающими породами этих жил являются мусковит(15–25%)-кварцевые сланцы с подчиненным количеством слюдистых кварцитов. Гранулированный кварц содержит в своем составе до нескольких процентов мелкозернистый серицит, более крупночешуйчатый мусковит, реже – хлорит, полевые шпаты, газово-жидкие включения. В шлифах он обнаруживает и пластические (волнистое, мозаичное и блоковое погасание), и хрупкопластические деформации в виде полос разлиствования. Кварц-2 никогда не наблюдался выходящим во вмещающие породы. Он не содержит в своем составе визуально никаких минеральных примесей. Под микроскопом наблюдаются очень редкие газово-жидкие включения, нормальное или облачное погасание, что указывает на более молодой возраст кварца-2 и отсутствие каких-либо процессов метаморфизма во время и после его образования. Контакты обеих разновидностей кварца представляют собой зону перекристаллизации (облагораживания) мощностью от 8–10мм до 2–4см, где наблюдается постепенное исчезновение гранобластовой структуры, минералов-примесей, в т.ч. и газово-жидких включений, переход серого кварца в бесцветный; зернистого кварца – в массивный; среднезернистой (2–4мм) структуры гранулированного – в крупнозернистую (4–8см) жильного кварца. Суммарное содержание структурных примесей в нем составляет 20–25 · 10⁻⁴%, что соответствует сорту КПО-5 по ТУ 5726-002-11496665-97. Вторичный кварц-2 в этом случае является ОЧКв.

Такие же явления наблюдались в 1958–1960 гг. в жилах гранулированного кварца Кыштымского (жила Болотная и др.), Северо-Кузнецкого, Сысертского и других месторождений жильного кварца.

Детальное исследование кварца месторождения Гора Хрустальная в 1965–2003 гг. позволило выделить 4 генетических типа кварца, из которых низко-, среднетемпературный гидротермальный мелко-, среднезернистый молочно-белый кварц-1 золотокварцевой формации С₂-С₃ и пегматоидный дымчатый, слабо-дымчатый и серый крупно-, гигантозернистый (до 2м по L₃) кварц-2 С₃-Р доминируют, составляя вместе около 94% общих запасов или 18,4 млн.т. Кварц-1 представлен < ксенолитами пражилы Гора Хрустальная размером от первых метров до нескольких десятков метров в поперечнике (более мелкие обломки не сохранились в связи с их полной ассилиацией пегматоидным кварцем-2). При внедрении последнего на контакте с молочно-белым кварцем образовались зоны закалки мощностью от нескольких дециметров до 10–12 м бесцветного прозрачного и полупрозрачного кварца, который, в отличие от молочно-белого, не содержит ни газово-жидких, ни глинистых пелитовых включений, а в отличие от дымчатого – ни твердофазных внутризерновых микропключений (брекит и рутил), ни большого количества структурных примесей алюминия, титана, железа, калия и др. Содержание структурных примесей в нем незначительное – до $20\text{--}30 \cdot 10^{-4}\%$, что позволяет отнести бесцветный прозрачный кварц зон закалки молочно-белого кварца-1 к ОЧКв. Общее количество ОЧКв на месторождении составляет 36% общих запасов кварца (7,2 млн. т) или чуть более трети суммарных запасов кварца-1 и кварца-2 [2, 3, 4].

Крупные по размерам (1,5 км x 10–15 м) жилы микрозернистого гетерогранобластового повышенной прозрачности ОЧКв известны в пределах Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Южный Урал) в непосредственной близости Главного уральского геологического разлома (ГУГР). Они согласно залегают в допалеозойских гнейсовидных апогаббровых амфиболитах. Вмещающими породами, например, кварцевой жилью №191 Северо-Кузнецкого месторождения являются, кроме того, плагиогранито-гнейсы и гранитогнейсы двуслюдянные; мелко- и среднезернистые субщелочные гнейсограниты магнетитсодержащие, пегматиты биотит-микроклиновые и фениты пироксен-микроклиновые. На жильный кварц накладываются щелочные метасоматиты (эгирин - салит - микроклиновые, эгирин - салит - аннитовые, альбитовые) и карбонатиты (кальцитовые, кальцит - доломитовые, доломитовые, анкеритовые). Радиологический возраст субщелочных гранитов 540–510 млн. лет (K–Ar-метод по породе – Овчинников, 1963), карбонатитов 350–340 млн. лет ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{235}$ по фергюсониту – Минеев, 1959) указывает, что жилы ОЧКв не имеют генетической связи с позднепалеозойскими гранитами, как это предполагалось ранее [6].

Среднеарифметический химический анализ (в мас. %) субщелочных гнейсогранитов, вмещающих жилу №191, выполнен в Центральной

Проблемы минералогии

химической лаборатории ПО "Уралгеология" по трем пробам: SiO_2 72.28, TiO_2 0.11, Al_2O_3 15.05, Fe_2O_3 0.3325, FeO 0.8425, MnO 0.048, MgO 0.26, CaO 1.315, BaO 0.10, Na_2O 4.6025, K_2O 4,2425, P_2O_5 0.037, ППП 0.3225, H_2O 0.19, Р 0.017, сумма 99.745.

ОЧКв обладает микро-, мелкозернистой ($0,1 \times 0,1 - 1 \times 1$ до $1,5 \times 1,5$ мм) гетерогранобластовой структурой, имеет стабильный коэффициент светопропускания 82.5–83.5%, низкие содержания примесей (структурных и неструктурных) в $n \cdot 10^{-4}$ мас.%: Fe 2.27, Cu 0.51, Mn 0.56, Al 21.7, Mg 17.9, Na 4.8, Ca 6.8, K 2.4, Ti 2.15, сумма- 59.09 (химико-спектральная лаборатория Центрально-Уральского геолого-промышленного предприятия, К и Na определены методом плазменной фотометрии там же). В жилах ОЧКв установлены следующие минералы-примеси: слюды, амфиболы, полевые шпаты, рутил, ильменит, F-апатит, пирит, халькопирит, марказит, пирротин в суммарном количестве от $n \cdot 10^{-2}$ до первых %.

Все промышленноценные жилы ОЧКв здесь связаны с зонами "спаяния" отдельных тектонических пластин. К восточной части блока, представляющей контакт двух крупных пластин (егустинской и куртинской), приурочены наиболее крупные разведанные жилы ОЧКв – жильные поля Северо-Кузнецкого (жилы №19–195) и Острогорского месторождений (кварцево-жильная зона №175) [1].

Сакмарский кварценосный район располагается в пределах южного замыкания Уралтауского антиклиниория и приурочен к полосе развития образований максютовского комплекса. Важнейшей его особенностью является сложное сочетание взбросодвиговых дислокаций и брахиформных складчатых структур. Общее структурное положение кварценосного района определяется его приуроченностью к Присакмарскому горст-антиклиниорию, с востока ограниченному зоной ГУГРа, а с запада – Янтышевско-Юлукским разломом. Метаморфические и метасоматические процессы здесь характеризуются широким развитием и разнообразием, что определяется непосредственным контактом максютовского комплекса с ГУГРом, т.е. нахождением в зоне максимальных стрессовых условий с развитием высокобарических ассоциаций. Г.Л. Кейльман в пределах максютовского комплекса выделяет 4 типа метаморфизма: консидементационный зеленокаменный, синорогенный зеленосланцевый, коллизионно-шовный глаукофан-сланцевый и сиалический плутонометаморфизм. Специфический петрографический облик комплексу придало сочетание глаукофансланцевого метаморфизма и сиалического плутонометаморфизма, создавшее специфическую эмерджентную систему.

В Сакмарском кварценосном районе установлено значительное количество кварцевых жил, сложенных различными разновидностями кварца: микрогранулированным, прозрачным и прозрачно-белым. Наибольшее промышленное значение имеет Новотроицкое месторожде-

ние, где впервые в пределах района В.Г. Черемицким выявлены крупные жилы кварца высокой минералогической и химической чистоты.

Все имеющие промышленное значение жилы прозрачного кварца локализованы в слюдистых сланцах юмагузинской свиты. Это крупночешуйчатые мусковит - кварцевые сланцы с гранатом и глаукофаном. В нижней части разреза Новотроицкого месторождения в составе сланцев появляются эпидот и альбит. Мусковит представлен политипом 2M₁, с постоянной примесью парагонита, а гранат, образующий порфиробластовые выделения – спессартином.

Кварц всех жил по текстурно-структурным особенностям однороден. Это гиганто- и крупнозернистый прозрачный кварц, нередко несущий следы последующей деформации и слабой перекристаллизации. Жилы являются мономинеральными образованиями и каких-либо видимых примесей не несут.

Промышленная жила Новотроицкого месторождения занимает субширотное секущее положение по отношению к вмещающим сланцам и состоит из двух сближенных выклинивающихся линз, имеющих крутое (около 80°) падение. Кроме промышленных в разрезе наблюдается значительное количество маломощных прожилков и мелких кварцевых жил. Откартированные зоны развития подобных прожилков занимают субсогласное по отношению к вмещающим породам положение. Эти зоны контролируются древней трещиноватостью, с которой связано формирование промышленных жил месторождения. Следует отметить и изменение химического состава сланцев: анализ распределения пордообразующих окислов однозначно указывает на метасоматический характер их формирования. Кривые распределения кремнезема и натрия имеют бимодальный характер, что свидетельствует о наложении процесса выноса этих компонентов, слабый привнес испытывают калий и магний. Со снижением содержания SiO₂ уменьшаются концентрации Na₂O. Количественно в сланцах вблизи промышленных жил резко снижается содержание кремнезема – до 56–61%, в нижней части разреза его содержание значительно выше. Часть кремнезема в верхней части разреза послужила источником для формирования промышленных жил и прожилков кварца.

Региональными факторами кварцевых объектов описанного типа могут служить зоны развития крупночешуйчатых сланцев в сочетании с разрывными нарушениями взбрососдвигового характера [7].

Отличная репутация кварца технологического типа ЮТА на мировом рынке плавочного сырья достигнута за счет высокой чистоты и стабильности его состава. Он производится корпорацией UNIMIN (США), которая перерабатывает своеобразные плагиопегматиты Спрус Пайн (Южные Аппалачи). Комплексно используются все составляющие этих пород: кварц, мусковит, полевой шпат. С помощью минералого-

Проблемы минералогии

петрографического, электронно-микроскопического, термобарогеохимического, рентгеноструктурного и рентгенолюминесцентного анализов установлено, что ЮТА-кварц является умеренно примесным с суммой элементов-примесей в нем 25–32 ppm, имеет высокую степень кристалличности, плотность деформационных дислокаций $\sim 3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, параметры элементарной ячейки $a_0 = 4.9129$, $c_0 = 5.4044E$, $Y = 112,967E^3$. Геологическое строение месторождения Спрус Пайн характеризуется его расположением в пределах пассивной континентальной окраины, широким развитием вмещающего субстрата пород повышенной основности со сложными взаимоотношениями, обусловленными шарьяж - надвиговой тектоникой, метаморфизмом пород в условиях амфиболитовой фации с дистеном в качестве индекс-минерала, полиморфным и полистадиальным реоморфизмом, обилием пегматитов при отсутствии грейзенов и кварцевых жил, слабым проявлением регрессивных процессов. Кварцнесущими образованиями являются кварц-мусковитовые плагиопегматиты (КМП) подтипа, переходного к слюдяно-керамическому. ТР - параметры генезиса КМП в пределах 550–650°C и 5,5–6(8) кбар в условиях повышенной щелочности среди минералообразования. КМП парагенетичны с пегматоидными мусковитовыми лейкократовыми гранитами габбро - гранодиорит - плагигранитной формации. При прогнозной оценке районов на кварцевое сырье типа ЮТА потенциально перспективными рассматриваются некоторые районы Беломорского складчатого пояса, Прибайкалья, Саян [5], а также экзо- и эндоконтакты Верхиссетского и других гранитоидных массивов на Урале [2, 3, 4].

Особо чистое кварцевое сырье является важнейшим материалом для производства волоконно-оптических систем. В настоящее время его синтез производится путем плавления кварца в вакууме по технологии, в которой в качестве материала для плавки используется кристобалит. Показано, что оптические, рентгеновские исследования и метод ИКС позволяют с высокой точностью контролировать полноту и эффективность кристаллизации и изучать физический состав материала для наплава [9].

В последние годы создана экспериментальная высокотемпературная (2400°C) и высоковакуумная ($6,5 \cdot 10^{-4}$ Па или $5 \cdot 10^{-6}$ мм рт. ст.) плавильная установка. Проведена серия опытных плавок кварцевого стекла из природного и синтетического кварцевого сырья. В качестве природного сырья использовался кварц из месторождений Полярного Урала и Кыштыма [10].

Таким образом, в настоящее время для получения ОЧКв возможна эксплуатация месторождений 5 генетических типов: гидротермально-метаморфогенного хрусталеносного (Южный и Приполярный Урал, Алдан, Верхоянье и др.), хрусталеносно-редкометального (Желанное, Приполярный Урал), метаморфогенного Уфалейского гнейсово-

мигматитового комплекса (Кыштымское, Северо-Кузнецкие, Острогорское и др.), гидротермально (26%) - пегматито (36%) - метаморфогенного (Гора Хрустальная, Средний Урал) и пегматитового керамического типа с кварцевым сердечником (Карелия, Урал, Саяны, Забайкалье и др.). Кроме того, имеются большие запасы кварцитов различных возраста и генезиса, минерального состава и химической чистоты, а также гранитоиды, сланцы и др. породы с содержанием кварца до 60–85%, минимальным количеством внутризерновых твердофазных и нулевым газово-жидких и глинистых пелитовых включений.

В настоящее время практически любая кварцодержащая порода при применении комплекса современных методов обогащения, технологий термической обработки, в т.ч. кристобалитизации кварцевой крупки, может быть использована в качестве сырья для получения ОЧКв. Единственным препятствием является экономическая эффективность (рентабельность) производства или себестоимость конечного промышленного кварцевого продукта, в различной степени зависящая от объективных условий: удаленности месторождения от перерабатывающих центров, запасов и чистоты сырья, применяемых технологий обогащения и физико-химической обработки, выхода готовой кварцевой продукции, использования новых технологий получения кварцевых изделий из ОЧКв.

Не следует при этом упускать из внимания перспективную отрасль промышленности, стремительно развивающуюся в последнее время, – получение особо чистого кремнезема ОЧКр, в котором содержание SiO_2 может достигать 99,999 мас.% и более и который в будущем может полностью заменить все разновидности природного кварца.

Список литературы

1. Белковский А.И., Савичев А.Н. Перспективы поисков месторождений особо чистого кварца в орогенах Уральского типа // Металлогенез и геодинамика Урала: Тез. докл. III Всеурал. металлоген. совещ. Екатеринбург, 2000. С. 186–188.
2. Глаголев Е.В. Об особенностях образования жильного кварца месторождения Горы Хрустальной на Среднем Урале// Тр.ИГГУФАН. 1970. Вып.86. С.53–58.
3. Глаголев Е.В., Загорский О.Н., Загорская О.М., Рекунова В.И., Афанасьева Е.П. Геологическое строение месторождения жильного кварца // Геология и полезные ископаемые Урала: Матер. 3-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 89–91.
4. Глаголев Е.В. Источники кремнезема месторождения кварца Гора Хрустальная // Кварц и кремнезем: Матер. междунар. семинара / РАН РФ. Сыктывкар, 2004. С. 102–104.
5. Крылова Г.И. и др. Геологические и минералого-geoхимические сведения о кварце с торговой маркой ЮТА (США, Северная Каролина). Возможности поиска его аналогов в России // Уральский геологический журнал. 2003. №4. С.81–122.
6. Мельтков Е.П., Мельникова Н.И. Закономерности размещения гранулированного кварца в южной части Уфалейского антиклиниория // Тр. СГИ. 1970. Вып. 80, ч. 3. С. 41–50.

Проблемы минералогии

7. Паняк С.Г., Макаров А.Б. Условия локализации и факторы прогноза жил высокочистого кварца (на примере Сакмарского кварценосного района) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала. Кн. 2. Екатеринбург, 2000. С. 132.
8. ТУ 5726-002-11496665-97. Требования на концентраты из природного кварцевого сырья для наплава кварцевого стекла.
9. Фирмова М.А. и др. Определение степени кристобалитизации сырья для наплава особо чистого кварцевого стекла // Минералогия Урала. Т.2. 2003. С. 254.
10. Шакиров А.Р. и др. Исследование возможности получения ультрачистого, безгидроксильного кварцевого стекла из природного сырья // Металлогения древних и современных океанов / ИМ УрО РАН. 2004. С. 221–223, 329. '

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ПИРОФАНИТ В СЕРПЕНТИНИТАХ С УФИМСКОГО ПЛАТО

Ранее автор уже отмечал, что на локальных участках Уфимского плато в рыхлых отложениях присутствуют минералы группы серпентина. Размер зерен не превышает 3 мм (обычно около 1 мм). В срастании с серпентинами отмечены оливин (в т.ч. форстерит), энстатит, магнетит, хромшпинелиды, хризотил-асбест. Источники серпентинитов не установлены, однако имеются признаки, что они местные.

На р. Бартоге, в юго-западной части плато, в 50–60-х гг. прошлого столетия был искусственно изменен участок русла, для чего был выкопан канал протяженностью 100–150 м и отсыпана земляная дамба высотой до 0,5 м. Земляные работы проводились с использованием бульдозера (хорошо сохранились бульдозерные ленты), а для отсыпки использовался материал с ближайшего крутого борта долины. К этому участку русла приурочено повышенное содержание минералов группы серпентина с хромпикотитом, магнетитом, хризотил-асбестом. Размер зерен не превышает 3 мм по наибольшему измерению. Большинство зерен покрыты корочкой желтоватого восковидного мягкого минерала. Было сделано предположение, что это тальк (стеатит). Однако результаты микрозондового анализа (таблица) показали, что корочки также представлены серпентином. На снимках, выполненных под электронным микроскопом, хорошо видно, что корочки сложены тонкодисперсным материалом, цементирующим мельчайшие обломки различных материалов (рис. 1). Наличие таких корочек на поверхности зерен серпентина имеет весьма важное значение для выявления коренных источников ассоциации данных минералов. Во-первых, это означает близость коренных источников,

Результаты микрозондовых анализов

Компоненты	1	2	3	4
MgO	44,04	3,60	0,14	
CaO	0,20	-	0,18	
MnO		29,85	38,18	41,11
Fe ₂ O ₃	1,78	7,39	2,06	4,32
Al ₂ O ₃	2,00	1,18		
Cr ₂ O ₃		н/о	0,49	
V ₂ O ₅		-	0,32	0,44
SiO ₂	41,67	3,95		0,95
TiO ₂		38,11	53,24	50,52
Nb ₂ O ₅		н/о	0,89	0,76
ZrO ₂		н/о	0,78	
SnO ₂		3,01		
PbO		3,96		
Сумма	90,58	90,93	96,21	98,19

Примечание. В анализе №1 SO₃ – 0,68. 1 – корочка на зерне серпентинита (Бартога); 2 – пирофанит (Бартога); 3-4 – пирофанит из кимберлитов трубы Ермаковская-7 (по [2]). Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Аналитик В. Н. Филиппов.

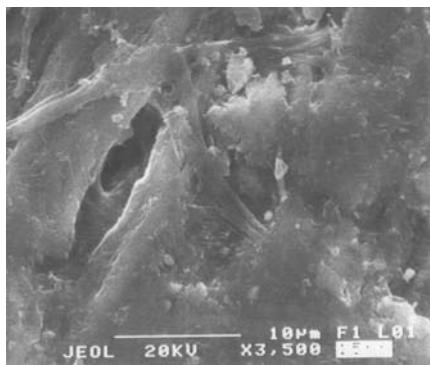


Рис. 1. Фрагмент корочки на зерне серпентинита (р. Бартога)

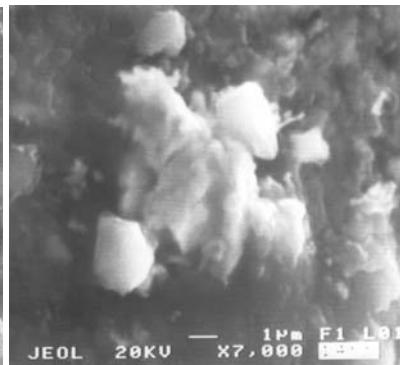


Рис. 2. Зерна пирофанита во вторичных электронах

Проблемы минералогии

поскольку корочка не может сохраняться при длительном переносе водным потоком (при слабом надавливании иглой корочка отделяется от зерна). Во-вторых, тонкодисперсное вещество цементирует мельчайшие обломки серпентина, кристаллики магнетита и спутанные волокна хризотил-асбеста, покрывает сколы на кристаллах магнетита и хромшпинелидов. Следовательно, в коренных источниках содержание данных минералов очень высокое. Мелкие размеры зерен серпентинов, вплоть до тонкодисперсной массы, хорошая сохранность кристаллов магнетита и хромшпинелидов могут свидетельствовать в пользу диспергирования породы по методу гидроразрыва, что характерно для эруптивных брекчий.

Все вышесказанное справедливо и для серпентинитов одного из логов в 40 км севернее, но сохранность корочек здесь значительно ниже, чем на зернах серпентина из р. Бартоги. Тем не менее, дальность переноса данных зерен вряд ли превышает 100 м.

На указанных объектах в серпентинах иногда отмечаются включения изометричных зерен красно-коричневого полупрозрачного минерала, по рабочей версии отнесенного к гранату. Однако микрозондовый анализ показал, что основными химическими элементами в нем являются Mn и Ti (таблица), что больше отвечает пирофаниту.

Как отмечается в [3], пирофанит является довольно редким минералом (экстремально редким, по Mineral Data), характерным для некоторых метаморфических месторождений марганца и пегматитов щелочных массивов, гранитов, амфиболитов и серпентинитов. Недавно пирофанит был описан в мезостазисе алмазоносных кимберлитов трубки Ермаковская-7 на Терском берегу Белого моря [2]. С помощью микрозондовых анализов в пирофанитах обнаружены реликты редкоземельного ильменита и марганцово-редкоземельного титаната. По мнению исследователей, пирофанит в кимберлитах может быть псевдоморфозами по ильмениту и первовскиту. Этим можно объяснить отсутствие в трубке Ермаковская-7 первовскита. Совместно с пирофанитом в кимберлитах отмечены ильменит, манганильменит, ферришпинелид, бариофлогопит, Sr-апатит.

В нашем распоряжении имеется пока только один анализ пирофанита с Уфимского плато, хотя здесь он, вероятно, не является редкостью. Повторный просмотр «серпентинитового» материала позволил выявить еще несколько аналогичных зерен. Микрозондовым анализом в составе пирофанита установлены также олово и свинец. Эти металлы обнаружены и в виде включений или пленок в данном зерне. Наличие свинца приближает данный минерал к *сенантиту* $[(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Pb})\text{TiO}_3]$, известному в алмазоносных песках Бразилии [3], но содержание свинца в последнем в три раза выше. О нахождении олова в пирофанитах, судя по литературным данным, пока неизвестно. Вопрос о том, является ли описываемый минерал пирофанитом, его разновидностью или новым минералом, решат

дальнейшие исследования. В любом случае эта находка показывает индивидуальность ультраосновных пород Уфимского плато. В серпентинитах Урала, судя по [1] и со слов И. С. Чашухина, пирофанит (или минерал подобного состава) неизвестен. Следовательно, это может служить дополнительным аргументом в пользу местных источников. Образование пирофанита произошло до диспергирования пород, поскольку обломки минерала наблюдаются и в тонкодисперсной корке на поверхности зерен серпентина. Может ли пирофанит служить признаком кимберлитов типа трубы Ермаковская-7, в данный момент судить сложно, поскольку коренные породы с серпентинитами пока не обнаружены. Но сильное диспергирование материала и геологическая ситуация в целом больше всего отвечают наличию здесь кимберлитов или кимберлитоподобных пород.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64777-а) и НШ-85.2003.5.

Список литературы

1. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
2. Мальков Б.А. Филиппов В.Н. Бариофлогопит и акессорный пирофанит в алмазоносном кимберлите из трубы Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 8. С. 5–10.
3. Минералы: справочник. М.: Наука, 1967. Т. 2, вып. 3. 676 с.

А.Г. Николаев, К.В. Ескин
Казанский государственный университет, г. Казань

**ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ДИПСИДОВ ИЗ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ ИМ. В.ГРИБА
(АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

Методом оптической спектроскопии поглощения были изучены диопсиды из коренного месторождения алмазов трубы им. В. Гриба. Съемка оптических спектров поглощения велась в видимом и ближнейинфракрасном диапазоне длин волн (400–800 нм) на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН-8. Размерность образцов составляет приблизительно 1мм.

Для выявления принадлежности данных диопсидов к определённым типам глубинных ксенолитов были рассчитаны колориметрические параметры (длина волны λ_c и чистота тона p_c , а также степень плеохромизма $\Delta\lambda_c$ и Δp_c). Окраска диопсидов, инструментально измеренная и объективно выраженная с помощью колориметрических параметров, может

Проблемы минералогии

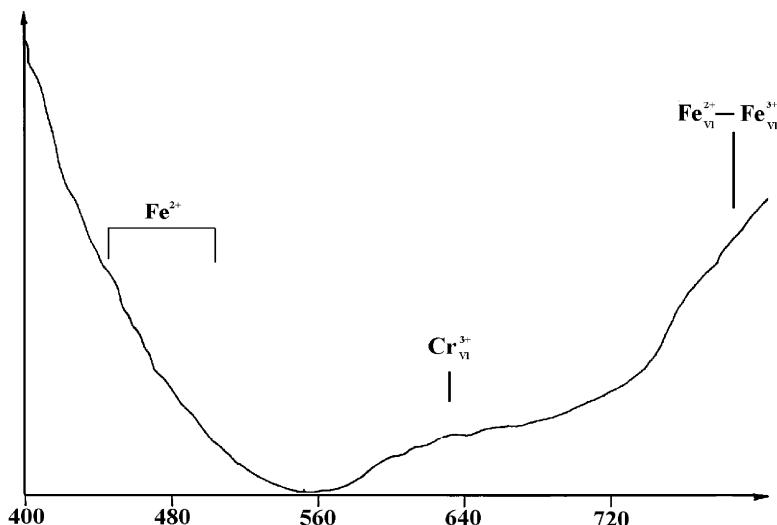


Рис. 1. Типичный оптический спектр поглощения диопсида из трубы им. В. Гриба

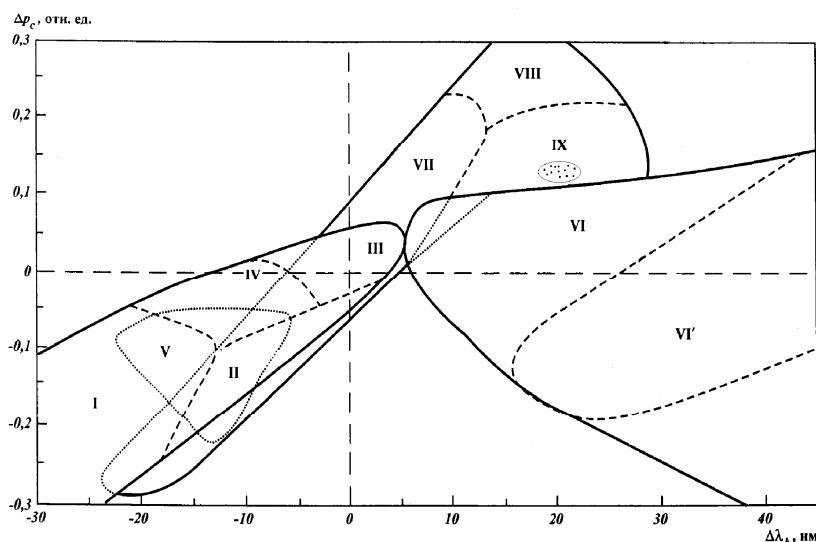


Рис. 2. Диаграмма плеохроизма клинопироксенов различных парагенетических ассоциаций из глубинных ксенолитов в кимберлитах

рассматриваться в качестве чувствительного индикатора физико-химических условий минералообразующей среды или весьма надёжного типоморфного признака.¹

Оптические спектры поглощения диопсидов из трубы им. В. Гриба характеризуются интенсивной полосой в области 780 – 800 нм, которая вызвана межзонным взаимодействием в обменно-связанных парах $\text{Fe}^{2+}_{\text{VI}}-\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, широкой полосой поглощения в районе 640 нм, за которую отвечают ионы $\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}}$. В диапазоне 450 – 500 нм выделяется серия слабых пиков, которые вызваны запрещёнными переходами ионов Fe^{2+} (рис.1).

Колориметрических параметров диопсидов имеют следующие значения: $\lambda_{\text{к}} = 550-570$ нм., $p_c = 0.42-0.53$ отн.ед., $\Delta\lambda_{\text{к}} = 0.18-0.22$ нм и $\Delta p_c = 0.11-0.13$ отн.ед.

Для иллюстрации типоморфного значения окраски диопсидов используется модифицированная диаграмма $\Delta\lambda_{\text{к}}-\Delta p_c$ (рис. 2), построенная по результатам исследований оптических спектров диопсидов из глубинных ксенолитов.

В ходе изучения кристаллохимических особенностей диопсидов из месторождения алмазов им. В. Гриба, были сделаны выводы об особых условиях минералообразования в зоне верхней мантии.

1. По оптическим спектрам в диопсидах было выявлено присутствие ионов $\text{R}^{2+}=\text{Fe}$, а $\text{R}^{3+}=\text{Fe}, \text{Cr}$ в различных координационных положениях. Природа полос поглощения этих хромофоров связана с разрешенными и запрещенными по спину электронными d-d переходами, а также межзонным взаимодействием в обменно-связанных парах $\text{Fe}^{2+}_{\text{VI}}-\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$.

2. Концентрация хрома в моноклинальных пироксенах из глубинных ассоциаций обусловлена повышенной ролью в них жадеитого минала, благодаря чему создаются благоприятные возможности для изоморфного вхождения этого элемента в структуру клинопироксенов, которое может реализоваться по изовалентной ($\text{Al}^{3+}_{\text{VI}} (\text{M1}) \rightarrow \text{Cr}^{3+}_{\text{VI}} (\text{M1})$), гетеровалентной юриитовой ($\text{Ca}^{2+}_{\text{VIII}} (\text{M2}) \text{Mg}^{2+}_{\text{VI}} (\text{M1}) \rightarrow \text{Na}^{+}_{\text{VIII}} (\text{M2}) \text{Cr}^{3+}_{\text{VI}} (\text{M1})$) связям.

3. Данные диопсиды из группы ильменитовых эклогитов, которые образовались в пироп-графитовой фации глубинности (рис.2).

¹ Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001. 428 с.

Проблемы минералогии

**И.Р. Накарякова, Ю.С. Дерябина, И.И. Крылова,
Н.Н. Манакова*, Н.Н Панькова**

ЗАО «Пермгеологодобыча», * Естественнонаучный институт, г. Пермь

О ПИРОПАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Объектами изучения являлись терригенные отложения территории Верхнекамской впадины (бассейны рек Черной – притока р. Вурлам, Лолога и Весляны). В бассейне р. Черной на пиропы просмотрено 315 проб объемом от 1 до 50 л. Общий объем исследованного материала составил 3235 л. Пиропы обнаружены в 17 пробах в количестве 17 зерен, при этом 5 зерен установлено в аллювии. В бассейне р. Лолога просмотрено 166 проб. Пиропы (12 зерен) встречены лишь в 11 пробах. Суммарный объем проб 2283 л. В бассейне р. Весляны пиропы (40 зерен) обнаружены в 31 пробе (объем обогащения – 4072 л). Всего в породах Верхнекамской впадины обнаружено 69 зерен пиропов. Их встречаемость в терригенных породах бассейнов рек Черной и Лолога оценивается величиной 1 зерно примерно в 200 л породы. В породах бассейна р. Весляны встречаемость почти в два раза выше.

Многие особенности пиропов бассейнов всех рек сходные. В основном это лиловые, иногда сиреневые и фиолетовые разности, причем фиолетовые разности характерны только для бассейна р. Лолога. Нередко присутствует розоватый оттенок, который свидетельствует о повышенном содержании оксидов железа. Окраска одного зерна из бассейна р. Весляны бледно-розовая с сиреневатым оттенком. Пиропы часто хорошо окатаны, но встречаются и угловатые зерна. В единичных случаях наблюдаются неокатанные и слабоокатанные осколки (бассейны рек Черной и Лолога). Форма зерен неправильная, овальная, уплощенная, реже удлиненная и округлая.

Размеры зерен изменяются от 0,2 до 0,9 мм в бассейне р. Весляны, до 0,5 и 0,6 мм соответственно в бассейнах рек Лолога и Черной. Средний размер увеличивается от 0,31 мм в бассейне р. Лолога до 0,37 мм в бассейне р. Черной и 0,40 мм в бассейне р. Весляны.

Микрозондовый анализ проводился в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Всего на изучение состава было направлено 33 зерна (табл. 1). В количестве менее 0,25% в составе пиропов присутствуют оксиды щелочных металлов (Na_2O , K_2O) и некоторых малых элементов. Полученные данные свидетельствуют о близких содержаниях основных оксидов. Анализ гистограммы распределения содержания MgO позволяет сделать вывод о преобладании в гранатах пиропового минала (рис. 1). Но

© И.Р. Накарякова, Ю.С. Дерябина, И.И. Крылова,
Н.Н. Манакова, Н.Н Панькова

Таблица 1
Химический состав зерен пиропов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃
1	42,54	0	22,22	6,77	0,24	20,57	4,92	2,75
2	42,78	0,07	22,70	5,93	0,28	21,32	5,25	1,68
3	41,39	0,12	21,57	8,00	0,53	19,64	5,90	2,85
4	41,35	0	21,65	7,67	0,34	19,35	5,69	2,60
5	41,75	0,15	21,72	8,19	0,42	19,08	5,92	2,32
6	41,67	0,12	22,61	7,87	0,51	20,62	3,76	1,75
7	41,23	0,04	21,38	7,82	0,45	18,55	6,24	3,24
8	42,46	0	22,38	8,14	0,37	20,70	3,91	2,30
9	41,41	0,06	20,72	8,41	0,51	17,80	6,77	3,81
10	41,36	0,08	20,58	8,98	0,57	19,29	4,57	4,20
11	41,34	0,11	21,40	9,41	0,71	18,54	5,16	3,01
12	40,72	0,11	18,87	7,97	0,52	18,79	6,24	6,33
13	44,30	0	20,68	7,37	0,57	18,68	4,92	2,54
14	42,25	0	22,40	8,32	0,42	20,05	4,47	2,30
15	41,29	0,01	21,25	9,33	0,51	17,98	6,18	3,60
16	41,65	0,07	21,74	8,19	0,54	18,91	6,19	3,32
17	41,34	0,09	21,59	8,13	0,54	18,79	6,15	3,30
18	40,57	0,23	17,90	7,18	0,54	19,12	6,39	7,78
19	41,12	0	21,75	7,47	0,33	18,93	6,32	3,44
20	42,31	0,01	21,94	7,60	0,53	20,80	4,20	2,22
21	41,73	0,08	22,41	9,03	0,25	18,89	5,47	1,71
22	42,16	0	22,28	7,02	0,31	21,45	3,73	2,35
23	41,59	0,06	21,49	8,57	0,42	18,41	6,46	2,99
24	41,67	0,08	21,47	8,31	0,51	18,91	5,98	3,17
25	41,42	0,15	21,18	8,37	0,53	18,48	6,47	3,24
26	41,64	0	20,81	8,20	0,47	18,36	6,19	3,48
27	41,91	0,05	22,09	8,19	0,38	18,90	5,51	2,65
28	41,39	0	21,33	9,33	0,59	18,79	5,13	3,62
29	40,78	0,08	21,18	8,18	0,52	18,51	6,13	3,53
30	42,02	0,12	21,95	7,05	0,29	19,36	5,98	2,80
31	42,01	0,06	21,43	8,12	0,42	18,77	5,99	3,06
32	41,62	0,04	21,55	7,56	0,55	19,14	5,96	3,04
33	40,86	0,04	21,51	8,82	0,62	18,33	6,12	3,10

Примечание: FeO* – суммарное содержание оксидов железа; 1–4 – бассейны рек Черной, 5–11 – р. Лолога, 12–33 – р. Весляны.

Проблемы минералогии

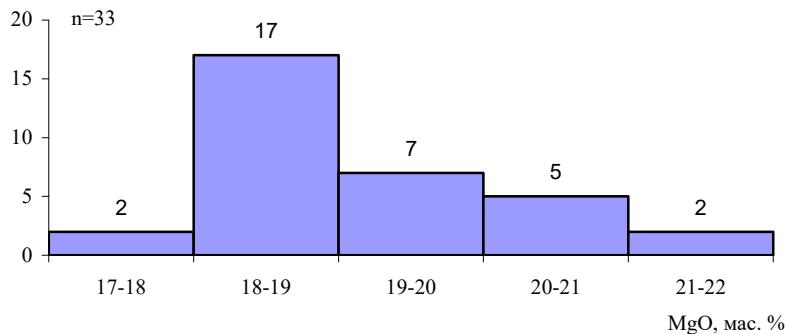


Рис. 1. Распределение содержания MgO в зернах пиропов рек

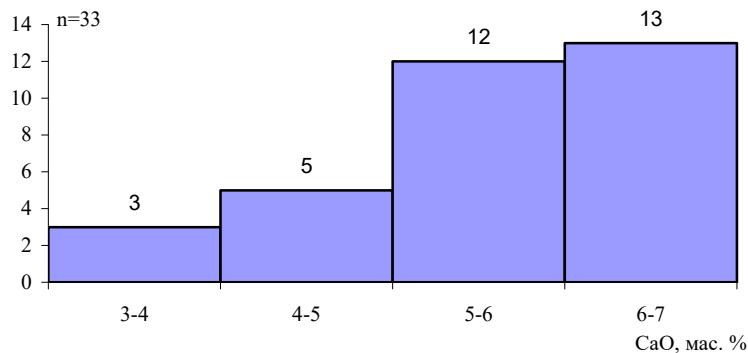


Рис. 2. Распределение содержания CaO в зернах пиропов

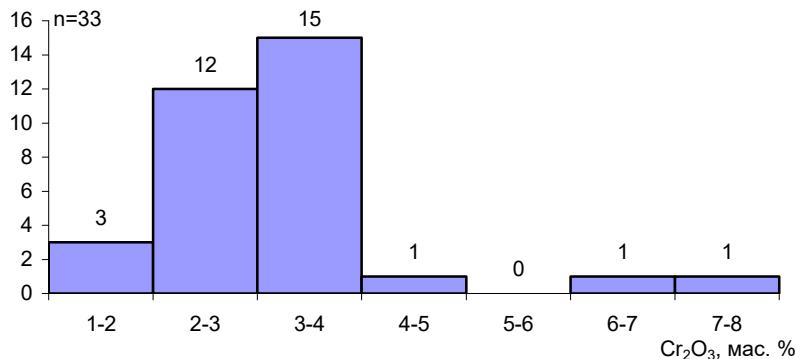


Рис. 3. Распределение содержания Cr₂O₃ в зернах пиропов

они являются высококальциевыми, что является неблагоприятным признаком при оценке степени алмазоносности их первоисточников (рис. 2). Распределение содержания оксида хрома сложное – среди преобладающих низкохромистых разностей встречаются и среднехромистые (рис. 3).

Взаимосвязи компонентов в пиропах исследованы с помощью регрессионного анализа и представлены в матрице коэффициентов парной корреляции (табл. 2). Характерными особенностями являются сильные отрицательные связи Al–Cr, Mg–Ca и Mg–Fe*. Наиболее ярко выраженный характер имеет обратная зависимость Al–Cr, что указывает на нахождение их в аналогичных узлах кристаллической решетки (рис. 4). Сильная отрицательная связь между Mg и Fe* является следствием слабого участия андрадита в изоморфной смеси и, следовательно, присутствия железа в основном в двухвалентном состоянии.

Результаты пересчета на миналы показали, что гранаты, принадлежащие к изоморфному ряду уваровит–альмандин–пироп с содержанием пиропового минала 62–76 %, альмандинового – 12–19 %. Присутствие кноррингитового минала установлено в 3 зернах пиропов (2 – в бассейне р. Весляны, 1 – р. Лолога) в количестве от 0,75 до 5,73 % (табл. 3).

Обратная зависимость содержания Cr₂O₃ от среднего размера зерен, характерная обычно для кимберлитовых пиропов, выражена недостаточно отчетливо (рис. 5). На диаграмме Н.В. Соболева изученные пиропы располагаются в крайней правой части поля гранатов ультраосновных пород (рис. 6). На диаграмме TiO₂–Cr₂O₃ два кноррингита содержащих пиропа бассейна р. Весляны располагаются в области алмазного поля (рис. 7). По соотношению Cr₂O₃ и CaO практически все зерна пиропов располагаются в поле лерцолитового парагенезиса (рис. 8). По химико-генетической классификации В.К. Гаранина и др. (1991) изученные пиропы близки к безкноррингитовой разности из неалмазоносных ксенолитов в кимберлитах, преимущественно перидотитового состава (гр. Va) и кноррингитовой, в которой преобладают включения в алмазе и присутствующие в составе ксенолитов лерцолитов и перидотитов (алмазоносных или неалмазоносных) (гр. Ve).

Значительная часть изученных гранатов попадает в группу G₉ классификации Доусона и Стефенса, объединяющую хромистые пиропы из лерцолитов и оливиновых вебстеритов и являющуюся одной из наиболее важных для алмазоносных пород. На диаграмме Н.Н. Сарсадских пиропы частично располагаются в поле умеренно-алмазоносных пород. Единичные зерна соответствуют гранатам из пород эклогитовых парагенезисов, а кноррингитовые пиропы располагаются чуть выше основной массы и приближены к полю пород с высокой алмазоносностью (рис. 9).

Единого мнения о степени алмазоносности пород, содержащих такие зерна пиропов, не существует. В одних случаях считается, что они

Проблемы минералогии

Таблица 2

Матрица коэффициентов парной корреляции, характеризующих тесноту связи между элементами в составе пиропов

Элемент	Si	Ti	Al	Fe*	Mn	Mg	Ca	Cr
Si	1	-0,21	0,002	-0,30	-0,11	0,01	-0,29	-0,31
Ti		1	-0,11	-0,01	0,16	0,06	0,15	0,09
Al			1	-0,06	-0,42	0,29	-0,40	-0,93
Fe*				1	0,56	-0,65	0,22	0,13
Mn					1	-0,43	0,18	0,39
Mg						1	-0,77	-0,31
Ca							1	0,49
Cr								1

Примечание: жирным шрифтом выделены наиболее значимые связи.

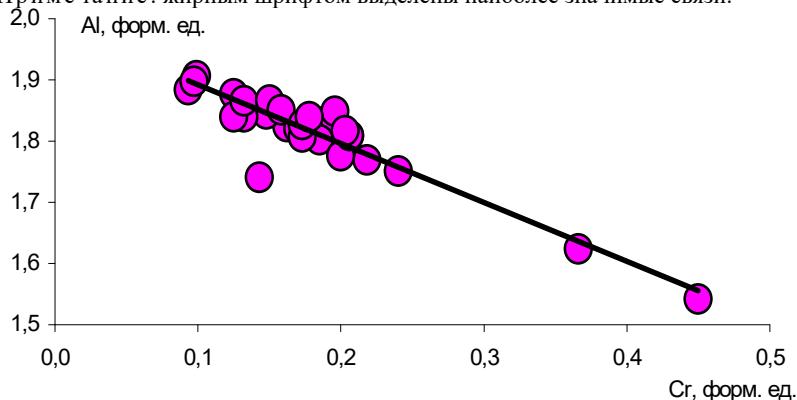


Рис. 4. График зависимости между содержаниями Al и Cr

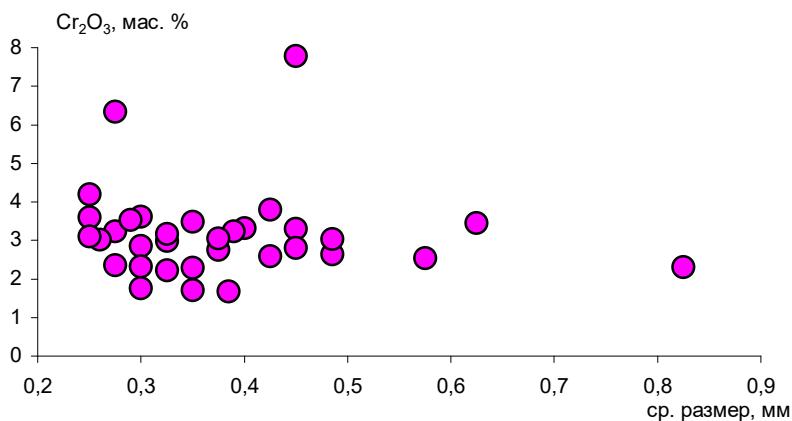


Рис. 5. График зависимости содержания Cr₂O₃ от среднего размера зерна пиропа

Проблемы минералогии

Таблица 3

Минальный состав зерен пиропов, %

№ п/п	Пироп	Кнор- рингит	Альман- дин	Спессар- тин	Уваро- вит	Андрадит+ гроссуляр	Голд- манит	Сумма
1	73,38	0	13,55	0,47	7,80	4,80	0	100,00
2	74,60	0	11,63	0,57	4,65	8,55	0	100,00
3	68,50	0	15,65	1,04	7,92	6,88	0	100,00
4	69,25	0	15,41	0,70	7,77	6,63	0,25	100,00
5	67,76	0	16,30	0,83	6,81	8,30	0	100,00
6	73,58	0	15,75	1,04	5,52	4,11	0	100,00
7	67,04	0	15,85	0,90	9,75	6,31	0,15	100,00
8	73,17	0	16,15	0,74	6,85	2,69	0,40	100,00
9	64,32	0	17,07	1,04	11,19	6,07	0,30	100,00
10	68,30	0,75	18,02	1,16	11,47	0,00	0,30	100,00
11	66,38	0	18,91	1,46	8,89	4,11	0,25	100,00
12	64,86	2,15	13,91	1,05	15,84	2,05	0,15	100,00
13	70,06	0	15,50	1,20	7,66	5,48	0,11	100,00
14	71,19	0	16,58	0,84	6,28	5,11	0	100,00
15	64,31	0	18,74	1,03	10,27	5,65	0	100,00
16	66,92	0	16,24	1,10	9,32	6,43	0	100,00
17	66,93	0	16,24	1,10	9,36	6,37	0	100,00
18	62,45	5,73	12,18	1,08	16,37	2,19	0	100,00
19	67,98	0	15,03	0,67	9,82	6,51	0	100,00
20	73,28	0	15,02	1,06	6,38	4,00	0,25	100,00
21	67,40	0	18,07	0,50	4,85	9,18	0	100,00
22	75,94	0	13,93	0,63	7,07	2,37	0,05	100,00
23	65,49	0	17,10	0,86	8,47	7,87	0,20	100,00
24	67,17	0	16,57	1,03	9,38	5,71	0,15	100,00
25	65,72	0	16,69	1,06	9,17	7,36	0	100,00
26	66,33	0	16,63	0,97	10,29	5,77	0	100,00
27	68,31	0	16,60	0,78	7,61	6,70	0	100,00
28	66,99	0	18,65	1,20	10,27	2,69	0,20	100,00
29	66,59	0	16,51	1,06	10,19	5,60	0,05	100,00
30	69,68	0	14,25	0,61	8,05	7,41	0	100,00
31	67,36	0	16,35	0,84	9,14	6,16	0,15	100,00
32	68,42	0	15,17	1,10	8,85	6,45	0	100,00
33	65,39	0	17,67	1,25	8,80	6,89	0	100,00

Примечание: 1–33 – см. табл. 1.

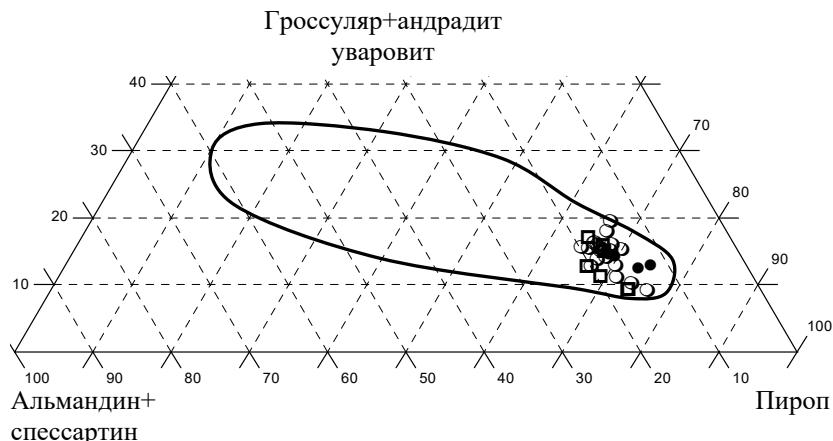


Рис. 6. Положение изученных пиропов в поле состава гранатов из ультраосновных пород и эклогитов (черные кружки – пиропы бассейна р. Черной, прозрачные кружки – р. Весляны, квадратики – р. Лолога)

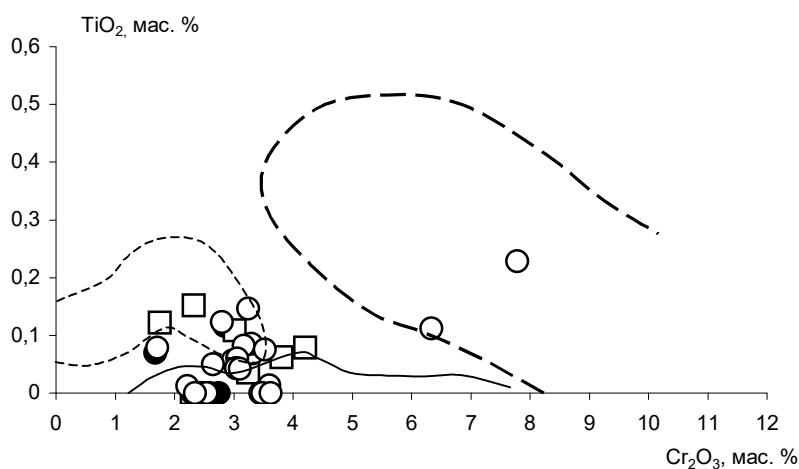


Рис. 7. Положение изученных пиропов на графике $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ в:
 поле пиропов Среднего Тимана; то же, Золотицкого поля;
 то же, Двинско-Пинежского междуречья; усл. обозн. – см. рис. 6

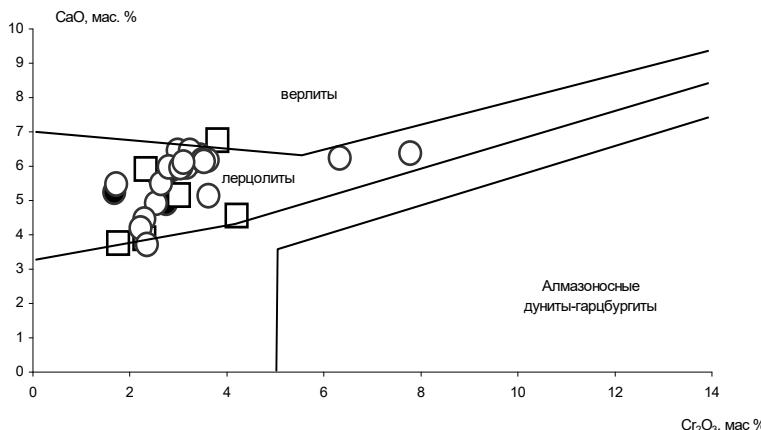


Рис. 8. Положение пиропов на генетической диаграмме Н.В. Соболева (усл. обозначения – см. рис. 6)

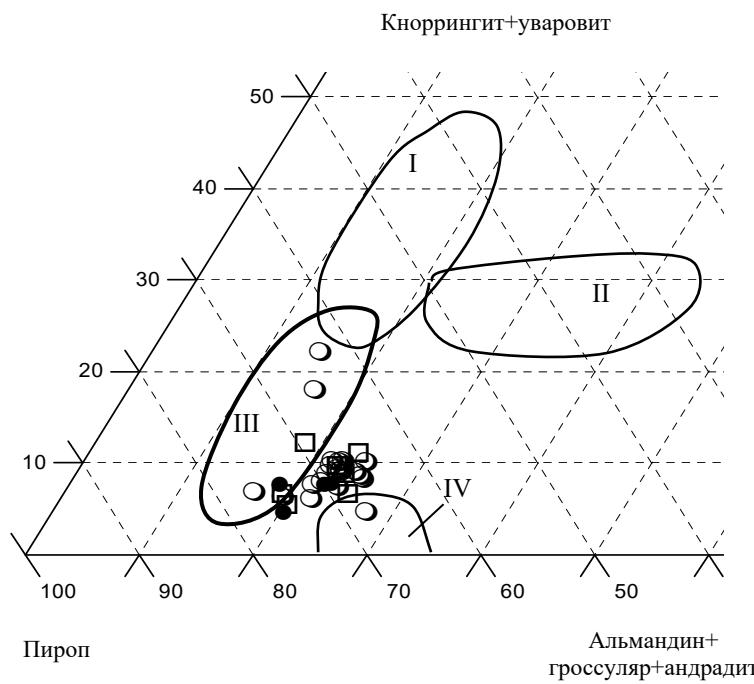


Рис. 9. Положение анализов пиропов на диаграмме Н.Н. Сарсадских: I – породы с высокой алмазоносностью; II – из неалмазоносных парагенезисов; III – из комплексов умеренной алмазоносности; IV – из эклогитовых парагенезисов; усл. обозначения – см. рис. 6

Проблемы минералогии

являются неалмазоносными, в других говорится о возможной принадлежности их к среднеалмазоносным [1–3].

Список литературы

1. Бушарина С.В. Типоморфизм минералов-спутников алмазов в вулканитах и карбонатно-терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2003.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М., 1991. 240 с.
3. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Недра, 1984.

**Н.Н. Манакова, Б.М. Осовецкий,
К.П. Казымов, О.С. Меньшенина**
Пермский университет

МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗА В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ р. ВЕСЛЯНЫ

Сотрудниками кафедры минералогии и петрографии ПГУ и ЕНИ (руководитель В.А. Наумов) в 2002–2004 гг. проведено опробование аллювия р. Весляны (от пос. Керосс до пос. Оныл). Основной задачей являлось установление золотоносности отложений [2]. Пробы объемом 20 л отбирались из грубообломочных осадков, классифицировались на полевом грохоте с диаметром ячеек 2 мм, обогащалась на винтовом сепараторе. В лабораторных условиях после фракционирования концентратов были выделены частицы золота, платиноидов, пиропа и хромдиопсида. Первые находки пиропа в бассейне р. Весляны установлены в 2004 г.[1]. К настоящему времени имеется 44 зерна пиропов и 9 зерен хромдиопсидов. Микрозондовый анализ проведен в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик М.Д. Толкачев).

Минеральный состав тяжелой фракции (класс 0,25–0,1 мм) современного аллювия р. Весляны характеризуется эпидот (3–21%) – ставролит (6–28%) – гранат (3–42%) – ильменитовой (5–54%) ассоциацией с повышенным содержанием хромшпинелидов (до 17%), циркона (до 12%) и дистена (до 8%). Этот состав свидетельствует о важнейшей роли юрских пород в качестве источников питания современного аллювия р. Весляны. Дополнительным подтверждением является характерный состав второстепенных минералов, типичных для тяжелой фракции юрских пород, – шпинель, хлоритоид, силлиманит, андалузит, корунд и др.

Встречаемость зерен пиропов может быть выражена числом находок, приходящихся на одну шлиховую пробу (объемом 20 л). Общий объем опробования составил 618 л. В среднем на одну шлиховую пробу приходится около 1,4 зерна пиропа. Иначе, для нахождения одного зерна пиропа в современном аллювии р. Весляны необходимо промыть в среднем 14 л породы. Эти данные свидетельствуют о перспективности постановки в будущем пироповой съемки территории с целью установления зон аномальной встречаемости пиропов. Установлена прямая зависимость между встречаемостью пиропов и выходом тяжелой фракции в аллювии (рис. 1). Этот вывод имеет важное практическое значение.

Размеры зерен пиропов, оцениваемые по величине среднего поперечника, варьируют от 0,71 до 0,17 мм. Анализ гистограммы распределения величины среднего поперечника зерна пиропа позволяет сделать вывод о довольно низкой степени сортировки (рис. 2). Преобладающее число зерен (свыше 60%) имеет средний поперечник в пределах от 0,25 до 0,50 мм. Средняя величина среднего поперечника составляет 0,38 мм, что близко к аналогичным значениям для пиропов бассейнов рек Кужвы и Лолога (0,37 мм). Более половины зерен в длину превышает 0,5 мм.

Морфология пиропов характеризуется преобладанием овальных зерен, осколков кубоидов и искаженных кубов. Наряду с ними встречаются угловатые зерна, а также разности неправильной формы (рис. 3).

Преобладают среднекатанные индивиды (балл окатанности от 2,5 до 3,0), однако встречаются в заметном количестве (~16%) и неокатанные (балл окатанности 1–1,5). Гистограмма распределения зерен по значениям балла окатанности отражает эти особенности (рис. 4). В то же время отсутствует прямая связь между средним размером зерен пиропов и степенью их окатанности (рис. 5), которая теоретически должна существовать при условии сортировки частиц в водном потоке.

Поверхность большинства зерен гладкая на ровных участках и шершоватая на ребрах. Наряду с ними отмечены пиропы с т.н. «леденцовой» поверхностью, отличающейся исключительной гладкостью. Из отдельных сохранившихся микроскульптурных форм на поверхности зерен, предположительно образовавшихся в мантийных условиях, установлены бугорчатые и каплевидные. Почти на всех зернах наблюдаются различные признаки изнашивания в процессе их транспортировки в водном потоке – царапины, сколы, выбоины, углубления и т.д. Нередко самые глубокие из них сохранили примазки глинистых минералов, гидроксидов железа и других продуктов выветривания.

Окраска пиропов фиолетовая разной степени интенсивности. Такое однообразие до некоторой степени обусловлено выбором в качестве объекта исследования именно хромистых разностей пиропов. Некоторые зерна имеют малиновый или розоватый оттенок.

Проблемы минералогии

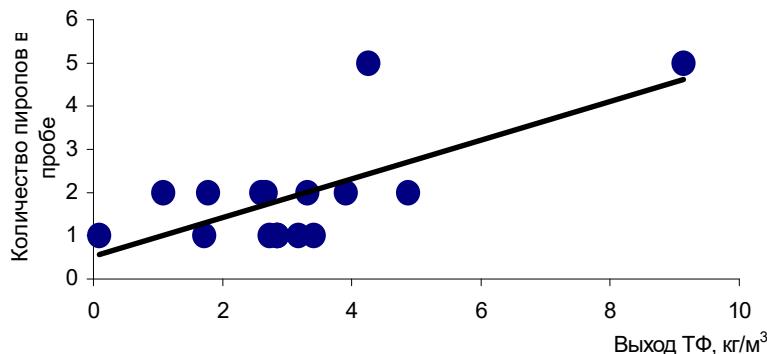


Рис. 1. График зависимости встречаемости пиропов от выхода ТФ

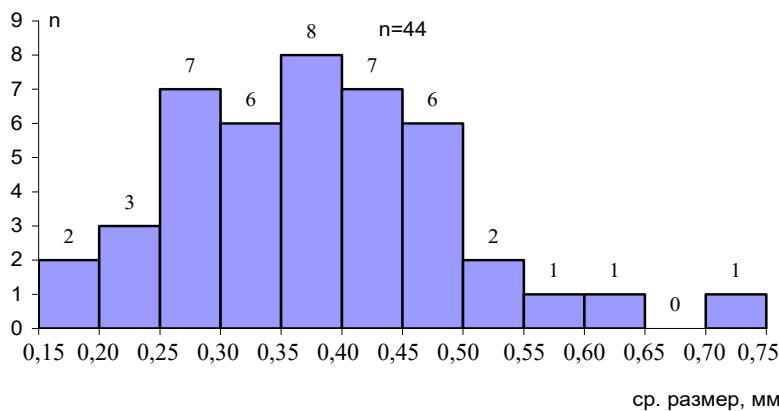


Рис. 2. Гистограмма распределения средних размеров зерен пиропов

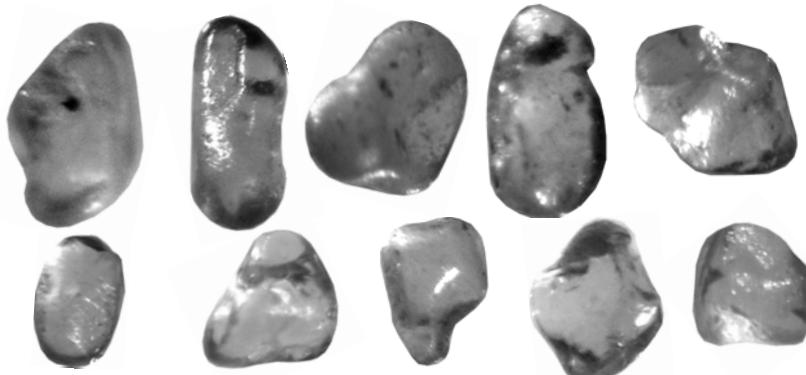


Рис. 3. Особенности морфологии зерен пиропов (х 50)

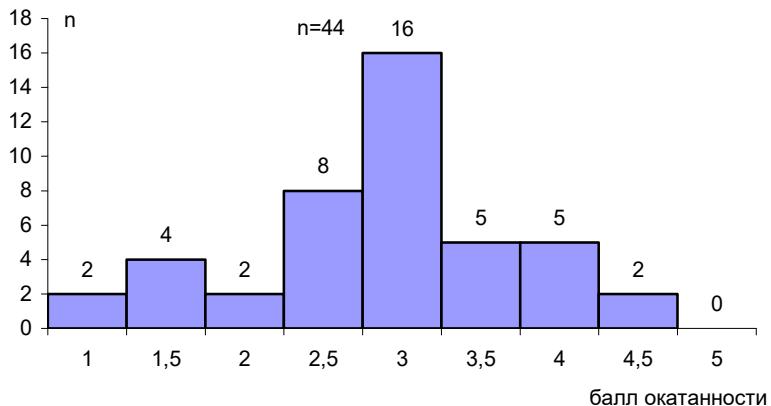


Рис. 4. Гистограмма распределения значений балла окатанности пиропов

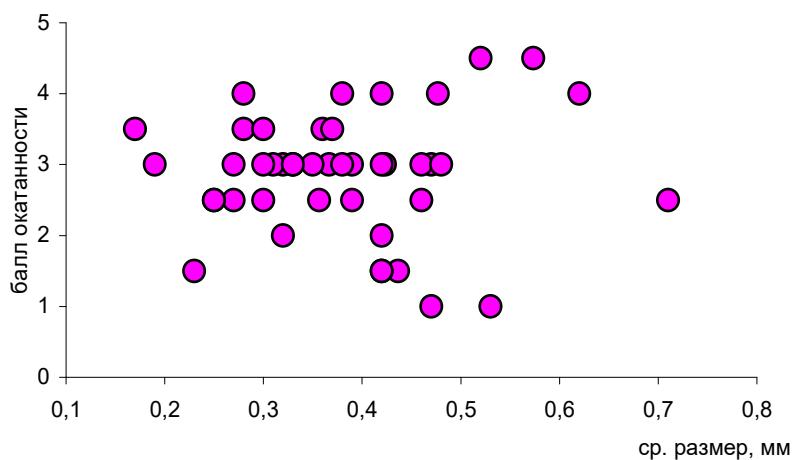


Рис. 5. График зависимости балла окатанности от среднего размера зерна пиропа

Проблемы минералогии

Химический состав пиропов (выполнен для 33 зерен) свидетельствует о принадлежности их к одной генетической подгруппе весьма однородного химического состава – низкохромистым среднекальциевым пиропам. Содержания основных компонентов варьируют в узких пределах. В частности, содержание MgO (мас.%) колеблется от 17,6 до 20,3; CaO – от 3,9 до 6,9; Cr₂O₃ – от 1,3 до 5,1% (табл. 1, рис. 6–8).

Расчеты корреляционных связей между содержанием основных компонентов показывают общие для данной подгруппы пиропов особенности (табл. 2): наличие тесных отрицательных связей между содержанием изоморфных элементов, занимающих одни и те же структурные позиции (Al – Cr, Mg – Fe, Mg – Ca) (рис. 9). Обратная связь между содержанием железа и магния подтверждает тот факт, что основная масса железа находится в виде двухвалентного катиона.

Между средним размером зерен пиропов и их хромистостью наблюдается слабая прямая связь (рис. 10), что не совпадает с соответствующей зависимостью, установленной для кимберлитовых пиропов.

Результаты пересчета данных химического анализа на миналы (табл. 3) показывают, что все зерна принадлежат к изоморфному ряду уваровит (4–14%) – альмандин (13–20%) – пиропа (63–73%). В одном зерне в количестве около 1% присутствует кноррингитовый компонент.

На диаграмме Н.В. Соболева (рис. 11) все зерна пиропов компактно размещаются в поле лерцолитового парагенезиса. На диаграмме Н.Н. Сарсадских (рис. 12) они в основном граничат с полем гранатов из комплексов умеренной алмазоносности, а часть зерен попадает в это поле.

Хромдиопсиды в современном аллювии р. Весляны встречаются реже, чем пиропы. В частности, на микрозондовый анализ из числа предварительно диагностированных под микроскопом 47 зерен было направлено 20, из них только 9 оказались хромдиопсидами, остальные – клинопироксенами с небольшой примесью оксида хрома (менее 0,5%).

Размеры хромдиопсидов существенно меньше, чем пиропов. Их средний поперечник редко превышает 0,4 мм. Наиболее крупные зерна достигают в длину 0,75 мм.

Морфология зерен отличается преобладанием короткостолбчатых или овальных индивидов с баллом окатанности от 2 до 4. Поверхность зерен занозистая или ступенчатая с выбоинами, трещинами, царапинами и сколами, заполненными гидроксидами железа (рис. 13).

Окраска зерен хромдиопсидов изумрудно-зеленая разной интенсивности. Характерными оттенками являются желтоватый и буроватый. Зерна обычно полуупрозрачные из-за неровностей поверхности.

Химический анализ обнаруживает существенные вариации даже по содержаниям главных компонентов (табл. 4). В частности, содержание CaO составляет (мас.%) 18,8–26,5; MgO – 12,7–17,8; FeO – 2,0–5,6.

Таблица 1

Химический состав зерен пиропов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃
1	41,34	0,04	22,10	10,14	0,55	18,99	4,70	2,25
2	41,54	0,18	22,66	8,92	0,49	19,42	5,22	1,58
3	41,11	0,07	21,11	7,96	0,55	18,76	6,42	3,22
4	40,79	0,09	21,21	8,80	0,55	18,35	6,30	3,22
5	40,98	0,09	21,27	9,35	0,70	18,15	6,01	2,94
6	41,16	0,05	21,92	8,37	0,61	18,96	5,89	2,18
7	41,67	0,10	21,75	8,32	0,45	19,05	5,80	2,78
8	41,52	0,04	21,28	8,23	0,57	19,02	6,14	3,18
9	41,61	0,03	19,38	7,56	0,50	19,50	5,54	5,09
10	41,54	0,09	21,20	8,02	0,36	19,32	6,08	3,18
11	41,74	0,02	21,66	7,72	0,37	19,17	6,11	3,21
12	42,67	0,02	2,68	7,71	0,45	20,29	4,71	2,08
13	40,60	0,01	21,28	9,02	0,40	17,60	6,92	3,42
14	41,19	0,13	21,93	9,67	0,43	18,61	5,61	1,95
15	41,94	0,01	21,65	7,84	0,44	19,81	6,09	3,03
16	41,33	0,00	21,72	9,84	0,50	17,62	6,07	2,47
17	40,80	0,13	22,02	8,86	0,37	18,87	6,30	2,29
18	41,68	0,03	22,71	9,31	0,51	18,68	5,56	2,11
19	41,58	0,02	21,40	8,50	0,58	18,58	6,19	3,06
20	41,38	0,11	21,60	7,74	0,38	19,12	6,06	3,39
21	42,02	0,00	21,95	8,09	0,47	20,27	3,89	2,92
22	42,07	0,04	22,83	8,71	0,64	19,06	5,43	1,34
23	41,23	0,00	21,65	8,71	0,54	18,93	5,94	2,38
24	41,48	0,03	21,25	8,05	0,37	19,57	4,93	3,98
25	41,47	0,11	21,07	9,34	0,62	18,07	6,22	3,44
26	41,28	0,03	22,65	9,33	0,37	18,88	5,27	1,69
27	41,75	0,04	22,08	6,71	0,44	19,52	5,75	2,41
28	41,67	0,05	22,38	6,89	0,38	19,89	5,50	2,73
29	41,56	0,09	21,55	6,44	0,43	19,61	6,04	3,84
30	41,58	0,07	22,63	7,02	0,52	19,90	5,37	2,13
31	41,38	0,15	22,65	8,29	0,56	18,95	5,37	1,96
32	41,62	0,07	22,07	6,717	0,32	19,7	5,83	2,982
33	42,32	0,00	22,82	6,79	0,44	20,19	5,47	2,07

Примечание: FeO* - суммарное содержание оксидов железа.

Проблемы минералогии

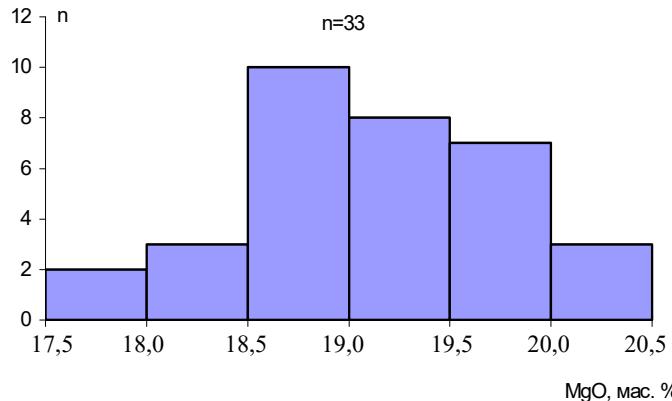


Рис. 6. Распределение содержания MgO в зернах пиропов

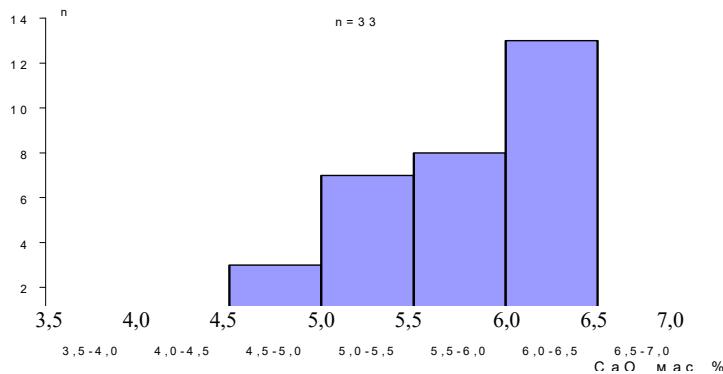


Рис. 7. Распределение содержания CaO в зернах пиропов

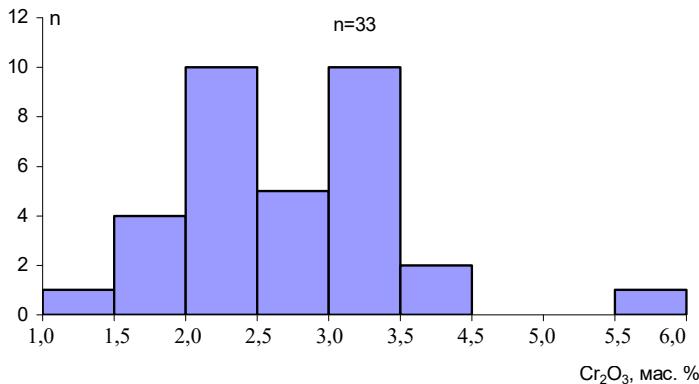


Рис. 8. Распределение содержания Cr₂O₃ в зернах пиропов

Таблица 2

*Матрица коэффициентов парной корреляции, характеризующих
тесноту связи между элементами в составе пиропов*

Элемент	Si	Ti	Al	Fe*	Mn	Mg	Ca	Cr
Si	1	-0,35	-0,40	-0,50	-0,07	0,10	-0,63	-0,13
Ti		1	-0,44	-0,01	0,11	0,01	0,11	0,36
Al			1	0,08	-0,06	0,06	-0,33	-0,91
Fe*				1	0,41	-0,76	0,10	-0,23
Mn					1	-0,40	0,07	-0,09
Mg						1	-0,62	0,01
Ca							1	0,30
Cr								1

Примечание: жирным шрифтом выделены наиболее значимые связи.

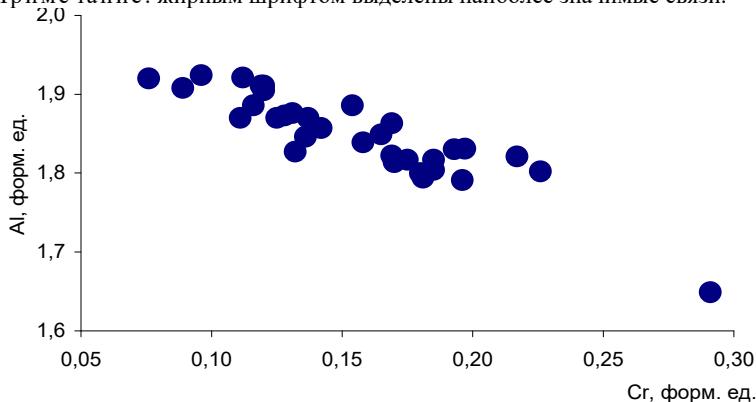


Рис. 9. График зависимости между содержаниями Al и Cr в пиропах

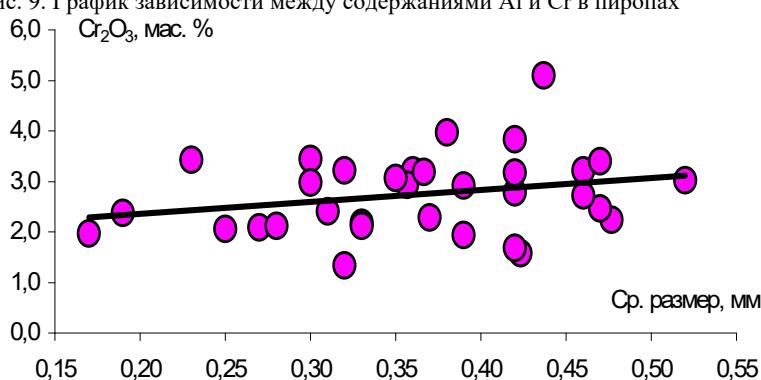


Рис. 10. График зависимости содержания Cr₂O₃ от среднего размера зерна пиропа

Таблица 3
Минальный состав зерен пиропов, %

№ п/п	Голд- манит	Пироп	Кнор- рингит	Альман- дин	Уваро- вит	Спес- картин	Гроссуляр
1	0,10	66,95	-	20,06	10,21	1,09	1,59
2	-	68,26	-	17,58	4,50	0,99	8,66
3	-	66,67	-	15,84	9,12	1,08	7,28
4	0,10	65,24	-	17,56	9,40	1,12	6,58
5	-	64,56	-	18,65	8,33	1,41	7,04
6	-	67,14	-	16,64	6,16	1,21	8,85
7	0,10	67,66	-	16,58	8,03	0,93	6,70
8	0,30	67,04	-	16,28	9,15	1,12	6,11
9	0,30	68,50	1,09	15,15	13,93	1,03	0,00
10	0,30	68,06	-	15,84	9,29	0,72	5,80
11	-	68,21	-	15,41	6,60	0,77	9,01
12	-	71,80	-	15,31	5,91	0,91	6,07
13	-	63,16	-	18,17	9,75	0,82	8,10
14	-	65,72	-	19,16	5,45	0,88	8,79
15	-	68,72	-	15,25	8,34	0,85	6,84
16	-	63,43	-	19,87	7,09	1,00	8,62
17	-	66,01	-	17,40	6,38	0,75	9,46
18	-	66,27	-	18,53	5,95	1,03	8,22
19	-	66,06	-	16,95	8,69	1,16	7,14
20	-	68,21	-	15,48	9,64	0,77	5,91
21	-	72,70	-	16,29	8,33	0,98	1,70
22	-	67,57	-	17,33	3,80	1,27	10,03
23	-	66,66	-	17,21	6,66	1,08	8,39
24	-	70,29	-	16,24	11,35	0,74	1,37
25	-	64,23	-	18,61	9,72	1,26	6,18
26	-	67,20	-	18,62	4,77	0,73	8,68
27	-	70,57	-	13,60	6,94	0,91	7,98
28	-	71,24	-	13,84	7,76	0,77	6,38
29	-	70,52	-	12,99	10,95	0,87	4,66
30	-	71,09	-	14,05	6,02	1,07	7,76
31	-	68,22	-	16,74	5,64	1,14	8,26
32	-	70,77	-	13,54	8,89	0,64	6,16
33	-	71,65	-	13,52	6,05	0,87	7,90

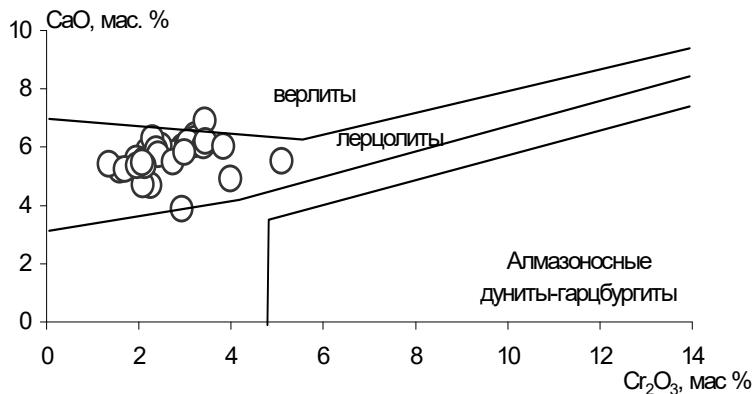


Рис. 11. Положение пиропов на генетической диаграмме Н.В. Соболева

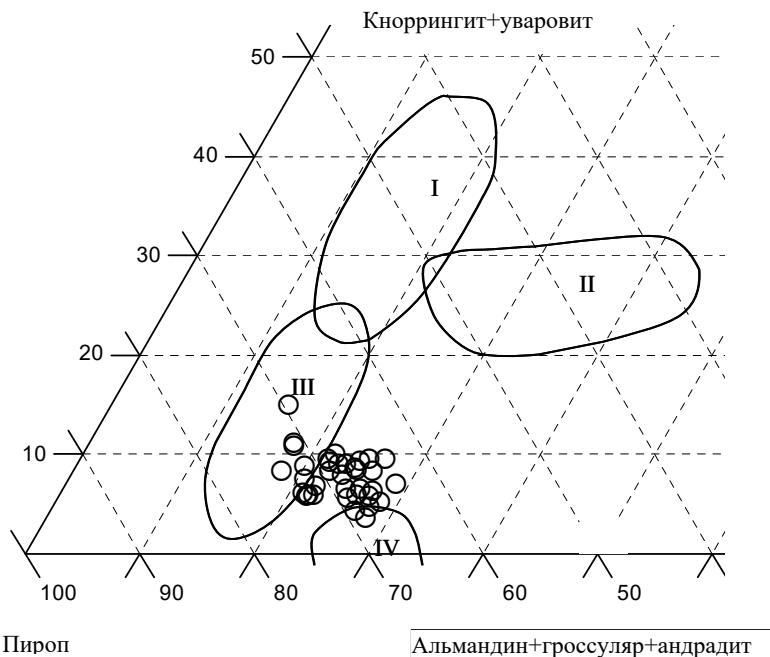


Рис. 12. Положение анализов пиропов на диаграмме Н.Н. Сарсадских: I – породы с высокой алмазоносностью; II – гранаты из неалмазоносных парагенезисов; III – гранаты из комплексов умеренной алмазоносности; IV – гранаты из эклогитовых парагенезисов

Проблемы минералогии

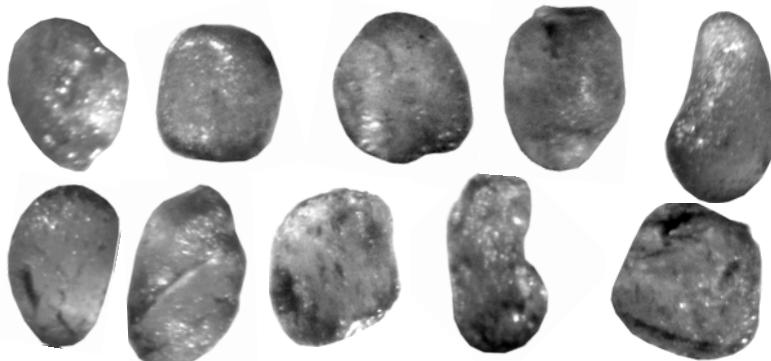


Рис. 13. Особенности морфологии зерен хромдиопсидов (х50)

Таблица 4

Химический состав зерен хромдиопсидов, мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1	53,15	0,29	3,82	3,27	0,00	14,89	21,69	1,27	1,75	-
2	50,30	0,26	3,42	2,21	0,10	15,61	26,45	0,95	-	-
3	53,04	0,13	3,62	5,58	0,12	12,67	21,39	1,42	2,24	-
4	50,21	0,68	2,82	4,32	0,12	15,86	23,92	0,87	0,59	-
5	51,87	0,24	3,16	4,56	0,06	14,60	22,03	1,44	1,41	-
6	52,64	0,20	5,66	1,97	0,07	15,15	22,64	1,03	-	-
7	50,97	0,18	3,65	2,11	0,02	17,30	24,23	1,33	-	-
8	52,33	0,53	1,08	3,13	0,17	17,23	24,18	0,70	0,20	-
9	53,40	0,23	2,61	5,16	0,07	17,77	18,77	1,00	-	-

Таблица 5

Минимальный состав зерен хромдиопсидов, %

№ п/п	1	2	3	4	5	6
1	11,74	75,55	3,46	0,09	0,00	9,16
2	0,00	82,03	2,66	15,30	0,00	0,00
3	15,04	65,03	3,84	10,01	0,00	6,08
4	3,88	81,26	2,40	4,43	0,00	8,02
5	9,30	73,92	3,85	2,38	0,00	10,55
6	0,00	90,09	3,30	3,41	0,00	3,19
7	0,00	93,00	0,69	0,00	0,00	6,31
8	1,32	88,81	0,85	0,00	0,00	9,03
9	0,00	65,28	0,00	0,00	20,69	14,03

Примечание: 1 – NaCr[SiO₃]₂, 2 – CaMg[SiO₃]₂, 3 – CaCr[(Si,Al)O₃]₂, 4 – CaFe[SiO₃]₂, 5 – Mg₂[SiO₃]₂, 6 – Fe₂[SiO₃]₂.

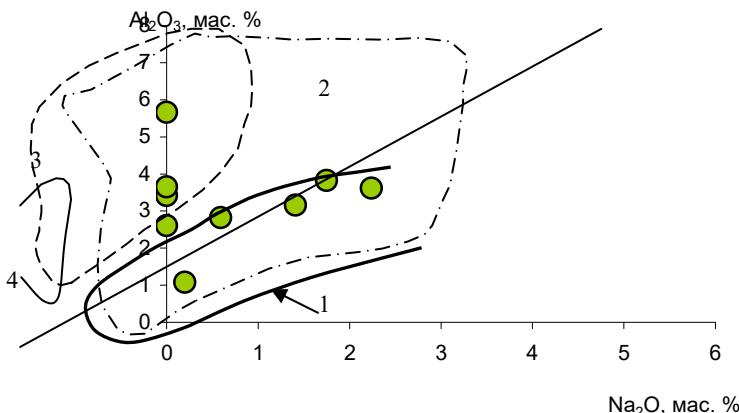


Рис. 14. Положение хромдиопсидов на диаграмме И.П. Илупина: поля: 1 – алмазоносных кимберлитов Южной Африки и трубок Мир и Удачная; 2 – непромышленных кимберлитов Северной Америки и трубки Обнаженная; 3 – глубинных включений в базальтах; 4 – вкрапленников в базальтах и андезитах

По химическому составу выделяются 3 разности хромдиопсидов:

- 1) безнатриевые с переменным количеством других компонентов (оксидов алюминия, кальция, магния, железа); эти разности генетически не связаны с кимберлитами;
- 2) низконатриевые (Na_2O менее 1%) с пониженным содержанием оксидов хрома и алюминия;
- 3) натриевые (Na_2O более 1%) с пониженным содержанием оксида магния и повышенным – оксида хрома.

Безнатриевые разности отличаются отсутствием юриитового компонента, обычно высокой долей диопсидового, за исключением одного зерна с большим количеством энстатитового минала. Низконатриевые хромдиопсиды содержат мало юриитового и много диопсидового миналов, натриевые – наибольшее количество юриитового и меньше – диопсидового миналов (табл. 5).

Положение хромдиопсидов на диаграмме И.П. Илупина отражает широкие вариации химического состава. Из девяти зерен только одно, относящееся к натриевым разностям, попадает в поле алмазоносных кимберлитов, два оставшихся зерна этой подгруппы располагаются в пределах поля непромышленных кимберлитов, остальные, по-видимому, генетически связаны с базальтами или андезитами (рис. 14).

* * *

Находки зерен пиропов и хромдиопсидов в современном аллювии р. Весляны позволяют поставить вопрос об их вероятных первоисточниках. Имеющиеся данные свидетельствуют о вполне вероятной связи этих зерен с кимберлитами, в т.ч. алмазоносными. Однако грануломорфометрические показатели (небольшие размеры зерен, средняя степень их окатанности, особенности поверхности и т.д.) указывают на значительный перенос зерен пиропов и хромдиопсидов в водной среде и тем самым на большую удаленность первоисточников. Последний вывод не является строго доказанным, и последующие более детальные исследования могут привести к новым, более оптимистическим прогнозам.

Список литературы

1. Манакова Н.Н. Морфология и типохимизм пиропов бассейнов некоторых рек восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2005. Вып. 8. С. 170–177.
2. Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б. Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар; Пермь: Коми-Пермяц. кн. изд-во, 2003. 218 с.

О.В. Кателя

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

**МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ
ТЕРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОССЫПИ ИЧЕТЬЮ
(СРЕДНИЙ ТИМАН)**

Полиминеральная алмазосодержащая палеороссыпь «Ичетью», наиболее крупная на Тимане, входит в состав пижемской свиты среднего девона, сложенной коричневато-серыми кварцевыми песчаниками с прослойями гравелитов и зеленовато-серых глин. Мощность свиты в пределах россыпного поля «Ичетью» достигает 30 м. Отложения представлены кварцевыми гравелитами и галечными конгломератами.

Несмотря на многолетнюю историю изучения минералогии отложений рассматриваемого стратиграфического подразделения, результаты исследования пока не дают ответа на два важных вопроса. Первое, действительно ли продуктивные образования являются осадочными породами. Этот тезис в последние годы стал оспариваться в связи с доминиро-

ванием идеи о туффизитовой природе алмазосодержащего комплекса пород, которые выделяются, как такатинская свита, на Полюдовском поднятии Северного Урала [1, 2]. Второе, если продуктивные отложения пижемской свиты – вторичный коллектор, как это традиционно считалось ранее, где первоисточники тиманских алмазов?

Учитывая современное состояние геологоразведочных работ на Среднем Тимане (почти полное сокращение картировочного бурения, прекращение геофизических работ, свертывание региональной тематики) ответы на вопросы можно получить только путем детальных литолого-стратиграфических, минералогических и геохимических исследований.

Пробы для минералогического анализа из базального продуктивного пласта в россыпи алмазопоявления «Ичетью» отобраны летом 2005 г. и любезно предоставлены автору А.М. Пыстиным и В.С. Щербаковым. Вес одной пробы 10 кг. Кроме того, автором изучена коллекция шлихов из отложений пижемской свиты, имеющаяся в распоряжении Н.В. Повонской.

Общий видовой состав минералов тяжелой фракции включает лейкоксен, циркон, анатаз, брукит, рутил, куларит, малакон, лейкоксеновый ильменит, ильменит, гранат, хромит, монацит, турмалин, ставролит, ксенотим, колумбит, ильменорутил, пироксен, амфибол, хлорит.

Лейкоксен присутствует в виде непрозрачных окатанных округлых, лепешковидных зерен и угловатых окатанных обломков. Цвет от серого до коричневого. Поверхность равномерно шероховатая ямчатая.

Немагнитная фракция		Электромагнитная фракция	
Название минерала	%	Название минерала	%
лейкоксен	67	лейкоксен	39
циркон	15	лейкоксеновый ильменит	30
анатаз	6	ильменит	20
рутил	4	гранат	5
брюкит	4	хромит	3
куларит	2	монацит	2
малакон	1	турмалин	1
		ставролит	р.з.
		ксенотим	р.з.
		колумбит	д.з.
		ильменорутил	е.з.
		амфибол	е.з.
		пироксен	е.з.

Циркон представлен несколькими морфологическими типами.
1) округлые полупрозрачные желтовато-розовые и светло-розовые об-

Проблемы минералогии

ломки. Поверхность зерен равномерно шероховатая, отмечаются трещины, сколы. 2) удлиненные окатанные зерна циркона, сохранившие первоначальный призматический облик. Цвет бледно-розовый. Поверхность зерен равномерно шероховатая, отмечаются трещины, сколы. 3) слабо окатанные прозрачные кристаллы призматического габитуса, слегка уплощенные. Цвет желтовато-бурый. Поверхность кристаллов гладкая, блестящая, однако при увеличении под микроскопом наблюдаются трещинки, углубления и сколы. 4) хорошо окатанные, округлые зерна розового цвета. Поверхность зерен равномерно шероховатая, отмечаются трещинки, сколы, углубления. Цирконы этого типа непрозрачные.

Ильменит представлен лепешкообразными хорошо окатанными зернами. Минерал, в разной степени лейкоксенизирован, размер частиц 0,15–0,25 мм. Цвет варьирует от светло-бурового до черного. Наблюдается увеличение размеров зерен и уменьшение степени лейкоксенизации вверх по разрезу. Присутствует «кубоидный» ильменит с содержаниями от знаков до 1–5% на фракцию. Содержание последнего резко возрастает к вышележащим слоям. Поверхность кристаллов сильно корродирована, структура часто порошковата.

Анатаз представлен неокатанными дипирамидальными кристаллами голубой и зеленовато-желтый окраски. Непрозрачный. Присутствуют лекоксенизированный анатаз и анатизированный лейкоксен (лейкоксен с налетом анатаза) – прозрачные пластины в виде наростов на лейкоксене (просвечивают синим).

Рутил встречается в виде осколков различной степени окатанности. Цвет минерала светло-оранжевый, красный до черного. Цвет в порошке зеленовато-коричневый, полупрозрачный, блеск алмазный.

Монацит представлен средне-окатанными таблитчатыми кристаллами и округлыми зернами светло-желтого цвета. Прозрачен и полу-прозрачен. В иммерсии видно, что окатанные зерна монацита обросли тем же минералом. Кроме того, отмечается темная аутигенная разновидность монацита – куларит, который образует окатанные изометричные зерна серого и зеленовато-серого цвета с глянцевой поверхностью.

Брукит образует оранжевые квадратные пластинки, слабоокатанные с шероховатой поверхностью

Ильменорутил отмечается в виде угловато-окатанных зерен с равномерно шероховатой поверхностью смоляно-черного цвета. Встречаются сростки ильменорутила с колумбитом.

Колумбит представлен слабо и средне окатанными зернами черного цвета. Чертка бурая, красные внутренние рефлексы. Под микроскопом при скрещенных николях цвет минерала красный, при давлении на зерно появляются красные, розовые, белые оттенки. Измененный колумбит, на сколах также дает красные рефлексы.

Проблемы минералогии

Турмалин отмечается в виде окатанных зерна и их обломков синего и коричневого цвета. Характер поверхности минерала равномерно шероховатый, отмечаются сколы и трещинки.

Хромит представлен слабоокатанными обломками черного цвета с металлическим блеском.

Гранат образует неокатанные обломки светло-розового цвета. Прозрачные. Отмечаются также сильно выветрелые осколки.

Ставролит отмечается в виде среднеокатанных обломков оранжевого цвета, часто с корродированной поверхностью.

Моноклинный пироксен представлен разновидностями типа диопсида, имеет большой угол погасания. Образует призматические кристаллы светло-зеленого цвета. Прозрачный. Отмечаются включения циркона. По пироксену развивается хлорит.

Ксенотим представлен мелкими обломками кристаллов светло-желтого цвета с перламутровыми цветами интерференции.

Амфибол представлен сильно измененными обломками кристаллов светло-зеленого цвета.

Из приведенного выше описания акцессорных минералов можно сделать заключение, что большинство из них относятся к аллотигенным образованиям. Это подтверждает традиционное мнение об алмазосодержащих породах проявления «Ичетью» как об осадочных отложениях в противовес новым представлениям об их туффизитовой природе [2].

Богатый видовой состав минералов тяжелой фракции указывает на разнообразие источников сноса, среди которых, несомненно, были магматические породы основного состава (пироксен, амфибол, хромит). Наличие среди этих минералов слабоустойчивых при транспортировке разновидностей, таких как пироксен и амфибол, свидетельствует об относительно недалеком расположении от палеороссыпи «Ичетью» области размыва мафитов – возможных коренных источников алмазов.

Учитывая, что терригенный материал поступал в палеороссынь с юго-запада [3], погребенные массивы алмазосодержащих мафитов, скорее всего, необходимо искать в районе Четласского камня.

Список литературы

1. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова кряжа // Вестн. Перм. ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С. 43–52.
2. Рыбальченко Т.М. Характеристика алмазоносных туффизитов Полюдова кряжа // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 144–146.
3. Щербаков Э.С., Плякин А.М., Битков П.П. Условия образования среднедевонских алмазоносных отложений Тимана // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона / Сыктывкар, 2004. С. 39–40.

К.П. Казымов, Е.С. Чиркова
Пермский университет

**МИНЕРАЛОГИЯ АЛЛЮВИЯ РЕК
СЕВЕРО-ЗАПАДА КИРОВСКОЙ ОБЛАСТИ**

С середины 50-х гг. XX в. восточная окраина Русской плиты рассматривается геологами как одна из перспективных территорий на обнаружение кимберлитового магматизма и связанных с ним коренных месторождений алмазов.

Кроме месторождений Архангельской области установлены проявления кимберлитового магматизма на Среднем Тимане, Кольском полуострове, в Финляндии. Лампроиты найдены в Карелии, Челябинской области и на Полярном Урале. Поиски мезозойских алмазоносных кимберлитов проводятся на северо-западе Кировской области, на границе Вологодской и Архангельской областей. Рядом исследователей территории Кировской области рассматривается как одна из перспективных площадей для поисков кимберлитов мезозойского возраста [9, 10].

Важное значение имеют геологические исследования с целью уточнения перспектив территории области на обнаружение кимберлитов позднепермско-мезозойского возраста, которые включают оценку влияния основных первоисточников питания обломочного материала, а также выявление и изучение возможных минералов-спутников алмазов.

Цель данных исследований – терригенно-минералогическое районирование современных аллювиальных отложений северо-западной части Кировской области, установление областей сноса терригенного материала и перспектив алмазоносности этой территории. Исходным материалом для работы явились пробы, отобранные из руслового аллювия рек Кировской области в 2003 и 2004 гг. сотрудниками ООО «Геосервис» А.П. Лемешко и Г.В. Дружининым. Основным видом полевых работ стало шлихоминералогическое опробование, при котором пробы (объемом 20 л) отбирались из грубообломочных фаций аллювия в местах, благоприятных для накопления минералов тяжелой фракции. Полный качественный минералогический анализ тяжелой фракции шлиха проводился по традиционной методике, с отбором монофракций минералов спутников алмаза и их дальнейшей диагностикой на микрозонде [5].

Территории с определенным комплексом пород, обуславливающими характерную минеральную ассоциацию тяжелой фракции аллювия,

Проблемы минералогии

выделяются в качестве питающих провинций. В пределах питающих провинций часто присутствуют локальные источники питания, которые оказывают заметное влияние на минеральную ассоциацию [6].

В качестве основных источников питания аллювиальных отложений северо-западной части Кировской области указываются следующие районы [1, 2, 3, 6, 7, 8].

1. Балтийский щит. Характерные минералы тяжелой фракции – гранаты, амфиболы, ставролит, пироксены, дистен, эпидот, в меньшем количестве – сфен, силлиманит, андалузит, шпинель, ильменит, рутил, циркон, анатаз, хлоритоид и др. С этой питающей провинцией связано образование Скандиновской терригенно-минералогической макропровинции современного аллювия, характеризующейся амфибол-гранатовой минеральной ассоциацией.

2. Уральское горное сооружение. Главными компонентами, поступившими в формировавшиеся осадки на западе от Урала, были минералы группы эпидота, менее распространенными – хромшпинелиды, лейкоксен, ставролит, слюды, пироксены, амфиболы, ильменит, гидрогематит. С этим источником сноса связана Уральская терригенно-минералогическая макропровинция современного аллювия, для которой типична эпидотовая минеральная ассоциация.

3. Тиман. Типичными минералами считаются лейкоксен, брукит, отчасти гранаты, циркон, рутил, золото, анатаз, сфен, ильменит.

4. Воронежский массив. Предполагается, что с ним связана часть зерен ставролита, циркона, рутила, ильменита, дистена, граната.

Анализ тяжелой фракции аллювиальных отложений Подосиновской площади (северо-запад Кировской области) позволил охарактеризовать минеральный состав аллювия малых рек и провести терригенно-минералогическое районирование четвертичных отложений данного района, а также выделить вероятные источники питания.

Для всех рассмотренных проб данной площади характерно наличие следующих минералов: граната, ставролита, эпидота, ильменита, роговой обманки, дистена, реже встречаются турмалин, хромит, магнетит, цоизит, лейкоксен, гематит, циркон, диопсид, шпинель, анатаз, муассанит, актинолит, гиперстен, рутил. Основная минеральная ассоциация – ставролитовая. Кроме собственно ставролитовой выделяется следующие подгруппы ассоциаций: гранат-ставролитовая, ильменит-ставролитовая, амфибол-гранат-ставролитовая, эпидот-гранат-ставролитовая и др.

Наиболее часто в составе ставролитовой группы минеральных ассоциаций присутствуют гранат, минералы группы эпидота, амфиболы и ильменит. Соотношение между указанными компонентами определяется влиянием различных первоисточников питания обломочного материала. В частности, группа эпидота связана с размывом пород зеленокаменной

Проблемы минералогии

зоны Урала, который был особенно интенсивным в позднепермское время. Ставролит в основном поступал как из метаморфических пород Балтийского щита, так и Урала, размываемых преимущественно в мезозое. Амфиболы имеют в качестве первоисточников питания метаморфические и магматические породы Балтийского щита. Ильменит мог поступать как из пород Балтийского щита, так и Урала.

Кроме ставролитовой ассоциации тяжелой фракции современного аллювия на территории северо-запада Кировской области встречены и гранатовые (амфибол-эпидот-гранатовая, ставролит-ильменит-гранатовая). Последние характерны для областей размыва флювиогляциальных четвертичных отложений, четвертичных аллювиальных отложений надпойменных террас, юрских и меловых пород.

В целом на формирование аллювиальных россыпей северо-запада области оказали влияние флювиогляциальные породы, образование которых связано с материковым оледенением четвертичного возраста (на это указывает повышенное содержание ставролита и граната).

В зависимости от влияния различных первоисточников питания обломочного материала на исследуемой территории можно выделить 2 района по присутствию в тяжелой фракции аллювия повышенного содержания ильменита и роговой обманки.

1. *Октябрьский* (восточный) район. Выделяется по наличию ильменита и преобладающему содержанию ставролита и граната. Количество ильменита изменяется от 11 до 20%, ставролита – от 18,3 до 76,8%, граната – от 19,2 до 29%, эпидота – от 10,7 до 16%.

Присутствие в составе тяжелой фракции ставролита, ильменита в повышенных количествах может указывать на влияние отложений юрского возраста (т.к. именно эти минералы являются типичными для юры). Присутствие в составе тяжелой фракции таких второстепенных минералов (от 1 до 0,1%), как циркон, анатаз, рутил, хлоритоид, также может указывать на влияние юрских отложений. К питающим породам данного участка можно отнести и меловые отложения, которые имеют близкий со среднеюрскими породами состав тяжелых минералов, но с некоторым преобладанием рудных (ильменита, рутила, циркона, лейкоксена) и метаморфических (гранатов, ставролита, дистена).

В меньшей степени на формирование отложений оказали влияние верхнепермские породы, на что указывает присутствие в тяжелой фракции эпидота и второстепенных минералов – пироксена и лейкоксена.

В пределах данного района выделяются следующие участки:

Пинюгский – по содержанию в тяжелой фракции аллювиальных отложений роговой обманки, ставролита и граната.

Шелногский участок выделяется в северо-восточной части рассматриваемой территории и имеет дистен-ильменит-эпидот-гранат-

ставролитовую ассоциацию, на формирование которой повлияли среднеюрские и меловые отложения.

Заринский участок выделяется на юго-востоке рассматриваемой территории по гранат-эпидот-ставролитовой ассоциации, которая формировалась при существенном влиянии верхнепермских пород.

2. Демьяновский (западный) район. Наиболее распространенные явления роговая обманка, ставролит, гранат, менее – эпидот. Содержание роговой обманки изменяется от 10 до 21,4%, ставролита – от 15,2 до 71%, граната – от 10,5 до 27,7%, эпидота – от 10,3 до 22%.

Состав тяжелой фракции аллювиальных отложений довольно близок к составу среднеюрских, верхнепермских и нижнетриасовых отложений, что свидетельствует о перемыше в четвертичное время.

Важным результатом исследования является установление в пробах выделенных районов повышенного содержания минералов группы пироксенов. Преобладают гиперсен, диопсид, много хромистых разностей. На северо-западе Кировской области содержание пироксенов в тяжелой фракции аллювиальных отложений колеблется от 0,2 до 3%.

Появление пироксенов в составе тяжелой фракции пород нижнего триаса отмечается не в восточных разрезах Кировской области, наиболее близких к Уралу, а в западных. Следовательно, хромдиопсиды, обнаруженные в северо-западных районах Кировской области, могут иметь своим источником кимберлитовые тела, расположенные в пределах восточных районов Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, для современных аллювиальных отложений северо-западной части Кировской области одним из характерных “тяжелых” минералов является ставролит, содержание которого в тяжелой фракции иногда достигает 76 %. Также широко распространены гранат (альмандин) (до 29%), ильменит (до 20%), роговая обманка (до 21,4%), эпидот (до 22%) и, в меньшей степени, дистен (до 11%).

Зерна имеют среднюю степень окатанности (балл 2.5-3), встречаются осколки кристаллов, сростки и зерна с включениями. Присутствуют зерна, имеющие дефекты на поверхности граней: трещиноватость, шероховатость, ступенчатость, ямчатость, штриховку. Данные типоморфные признаки могут указывать как на близость областей сноса обломочного материала, так и на некоторую удаленность первоисточников питания.

Относительное влияние основных первоисточников питания обломочного материала позволяет оценить изменение выхода тяжелой фракции в современном аллювии территории Кировской области. Показателем близости областей сноса является повышенное содержание тяжелой фракции в наиболее крупных размерных классах (> 1 мм) [6]. Очевидно, что главным поставщиком тяжелых минералов для данной территории являлся комплекс пород Балтийского щита. Их перенос осуществлялся

Проблемы минералогии

морскими течениями и речными водотоками на протяжении длительного геологического времени (возможно, с палеозоя) [1; 4; 7]. Важную роль при этом на последнем этапе геологической истории региона играли четвертичные оледенения. Предполагается, что большое значение имел и тиманский источник питания. Роль уральского источника была резко подчиненной в связи с удаленностью Уральских гор и отсутствием ледникового переноса в четвертичном периоде в западном направлении.

Территория северо-запада Кировской области относится к Скандинавской макропровинции [4, 7]. Граница между Уральской и Скандинавской макропровинциями проходит в северо-западном направлении и пересекает среднее течение р. Мезени и устье р.Вычегды [6, 8].

Важно отметить, что временные области сноса отличаются определенными минеральными ассоциациями, но площади распространения и возрастной интервал их существования меньше. При удалении от области сноса минеральная ассоциация закономерно преобразуется в направлении увеличения содержания наиболее устойчивых компонентов с высокой миграционной способностью. По мере удаления от области сноса Балтийского щита соотношение между роговой обманкой и альмандином меняется в сторону увеличения доли последнего [6]. Именно эта закономерность прослеживается на рассматриваемой территории, подтверждая предположение о сносе обломочного материала с Балтийского щита.

На формирование аллювиальных россыпей северо-запада Кировской области оказали влияние четвертичные флювиогляциальные породы, а также нижнетриасовые, среднеюрские и меловые отложения, в меньшей степени – верхнепермские, которые большей частью распространены в центральных и южных районах области.

Коллективом кафедры минералогии и петрографии Пермского госуниверситета в 2003–2004 гг. на территории Кировской области (по материалам шлихового опробования ООО «Геосервис») проводилось изучение минерального состава тяжелой фракции шлихов с целью обнаружения минералов-спутников алмаза, которые дали положительные результаты. Обнаружены в достаточных количествах минералы-индикаторы кимберлитового магматизма (пироп, хромдиопсид, перовскит, пикроильменит), причем наиболее перспективным на обнаружение кимберлитов оказался северо-запад Кировской области (Подосиновская площадь).

Основные выводы:

1) отложения современного аллювия рек северо-запада Кировской области (Подосиновский район) формировались в основном за счет сноса обломочного материала с Балтийского щита и частично с Уральского горного сооружения;

Проблемы минералогии

2) доля участия обломочного материала Балтийского щита в формировании современного аллювия данной территории увеличивается к западу (Демьяновский ТМР), а к востоку соответственно увеличивается доля минералов привнесенных с Урала (Октябрьский ТМР);

3) находки в современном аллювии рек северо-запада Кировской области минералов группы пироксенов (до 3%) и в большом количестве минералов-спутников алмаза (пиропов, хромдиопсидов и перовскита) делает данную территорию наиболее перспективной для поисков кимберлитового магматизма.

Список литературы

1. Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР. Л.: Недра, 1972. 248 с.
2. Ивашов П.В. Континентальные юрские отложения северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1981. 176 с.
3. Окнова Н.С. Эволюция ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М., 1984. С. 103–107.
4. Осовецкий Б.М. Питающие и терригенно-минералогические провинции современного аллювия Прикамья // Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1970. Вып.5 С. 91–108.
5. Осовецкий Б.М. Шлиховой метод. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1985.
6. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск, 1989. 259 с.
7. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь, 2004.
8. Осовецкий Б.М., Розанов Л.Л. Палеогеографические условия накопления отложений речных и озерных террас Европейского Севера СССР // Изв. АН СССР. Сер.геогр. 1981. Т. 31. С. 73–81.
9. Степанов И.С. Предпосылки выявления коренных месторождений алмазов в Кировской области и рекомендуемые работы по их поиску // Тезисы докл. второй регион. науч. конф. «Геологическое строение и перспективы развития минерально-сырьевой базы Кировской области». Киров, 1998.
10. Голубев Ю.К., Бойко А.Н., Ваганов В.И. и др. Оценка перспектив алмазоносности на основе структурно-геологического районирования территории Кировской области с составлением карты прогноза масштаба 1:500 000. М., 2001.

С.А. Губин
Пермский университет

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЯЖЁЛОЙ ФРАКЦИИ КОЧЕШОРСКОЙ, ПОЛЮДОВСКОЙ И КОЛЧИМСКОЙ СВИТ В РАЙОНЕ ПОЛЮДОВО- КОЛЧИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Летом 2004 г. коллективом кафедры минералогии и петрографии проводились работы по изучению древних терригенных пород Полюдо-

Проблемы минералогии

во-Колчимского антиклиниория как возможных промежуточных коллекторах алмазов.

В данной работе освещены результаты изучения тяжёлой фракции кочешорской, колчимской и полюдовской свит. Объём рыхлых отложений, отбираемых для исследования, составлял 20 л. В каждой точке отбора шлиховой пробы отбиралась и литологическая пробы, масса которой составляла 100–500 г. Пробы отмучивались, сушились, рассеивались на фракции по размеру зёрен. Фракция 0,25–0,1 мм делилась в тяжёлой жидкости (бромуформ) и подвергалась количественному минералогическому анализу.

Коренные породы кочешорской свиты представлены крепкими крупно-зернистыми песчаниками с глинистым цементом, буровато-коричневого цвета с зеленоватым оттенком («табачные»). В аллювиальных наносах породы кочешорской свиты представляют собой песчано-гравийно-галечные с валунами глинистые отложения. В отобранных литологических пробах преобладающее значение имеют обломки галечной (43,22%), глинистой (14,7%) и песчаной размерностей (таблица).

Полюдовская свита ордовика (Озр) изучена в разрушенном виде, в условно называемых обнажениями выходах, где она представлена делювиальными и элювиальными отложениями. Свита дезинтегрирована до белой «муки» с обломками конгломератов, дресвой и линзами бурых суглинков. Ничтожна роль галечной составляющей, но по сравнению с кочешорской свитой возросло значение обломков гравийной размерности и сильно увеличено количество песков всех размеров.

Колчимская свита (S₁kl) изучалась также в элювиальных и эловиально-делювиальных отложениях либо на поверхности, либо в шурфах и карьерах. Разрушенные отложения свиты представлены в карьере отвальами глыб с песчано-гравийно-галечным заполнением с валунами. В естественном залегании эловий представлен песчано-гравийно-галечным материалом сильно глинистым среди глыб кварцитопесчаников.

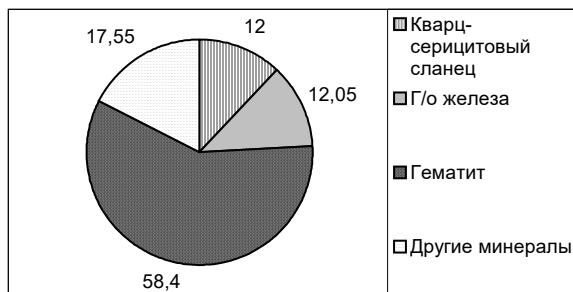
В вендских терригенных комплексах минеральный состав тяжёлой фракции представлен главным образом устойчивым комплексом: лейкоксен, циркон, турмалин, рутил, ильменит. Из второстепенных минералов встречаются гранаты, хромшпинелиды, эпидот, пироксены. Снос обломочного материала происходил в основном с запада, но в формировании толщ участвовали и терригенные комплексы Урала, и местные породы.

По изученным пробам, отобранным в поле «кочешора», видно, что преобладающими минералами являются гематит (58%) и гидроокислы железа (12%). Если исключить аутигенный комплекс, то можно выделить следующие минералы: лейкоксен (5,75%), эпидот (2,35%), ильменит

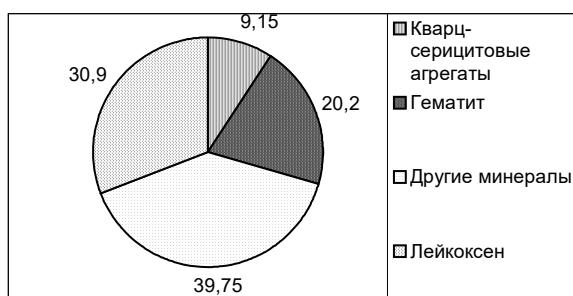
(1,30%) (рисунок). Также встречается небольшое количество альмандина. Большая доля приходится на обломки кварц-серицитовых сланцев.

Выходы отложений ордовикской системы сложены породами полюдовской свиты верхнего отдела ордовика. Тяжёлая фракция представлена цирконом, рутилом и лейкоксеном, неокатанными ильменитом и магнетитом. Отмечаются зёрна гранатов пироп-альмандинового ряда.

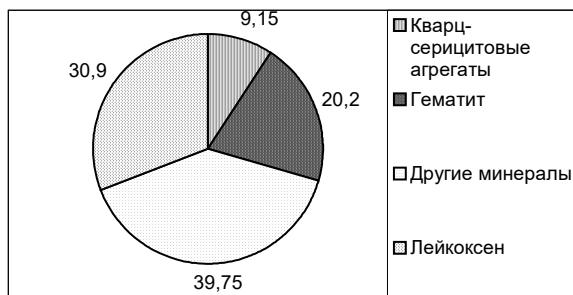
Свита	Классы группирования, %						
	>5,0	1,0–5,0	0,5–1,0	0,25–0,5	0,1–0,25	0,05–0,1	<0,05
Кочешорская	43,22	12,10	10,90	10,90	6,50	1,93	14,37
Полюдовская	0,06	20,73	17,20	30,75	17,30	2,54	11,41
Колчимская	0	1,87	9,21	21,95	19,63	2,93	44,40



а



б



в

Состав тяжелой фракции кочешорской (а), полюдовской (б) и колчимской (в) свит

Проблемы минералогии

Тяжёлая фракция проб, взятых с поля полюдовской свиты, характеризуется следующим составом. Исключая аутигенный комплекс, который составляет 27,10% тяжёлой фракции, это лейкоксен (30,9%), брукит (6,9%), альмандин (4,7%), турмалин (4,3%), рутил (3,2%). В исследованном материале наблюдаются редкие зёрна эпидота, циркона, анатаза.

Отложения силурийской системы представлены карбонатными породами, за исключением терригенных базальных прослоев колчимской свиты нижнего силура. Эти отложения встречаются в обрамлениях ядер Колчимской и Тулым-Парминской антиклиналей. Состав тяжёлой фракции однообразный – циркон, лейкоксен, рутил, турмалин. Обнаружены высокохромистые пиропы и пироп-альмандины.

Минеральный состав тяжёлой фракции силурийских отложений следующий. Основную массу слагают эпидот и цоизит, их здесь 21,4 и 19,0% соответственно. Второстепенную роль играют ставролит, лейкоксен и альмандин. Они составляют в пробе менее 10% (рисунок).

По форме минералов можно сделать выводы о дальности переноса обломков от источника питания [2], о величине исходного кристалла, о их приуроченности к определённым горизонтам рудных тел.

Гематит с Полюдово-Колчимского поднятия представлен в виде корковидных стяжений, рыхлых пористых образований, псевдоморфоз по пириту.

Хромшпинелид наблюдается в виде изометрически угловатых зёрен, осколков кристаллов.

Лейкоксен встречается в неправильных зёрнах, угловатых, но чаще в той или иной степени окатанных, вплоть до округлых и лепёшковидных форм. Окатанные зёрна часто имеют гладкую, глянцевитую, как бы лакированную поверхность, реже шероховатую и матовую.

Турмалин встречался в виде обломков призматических кристаллов с ярко выраженным гранями, угловато окатанных и хорошо окатанных зёрен. Последние часто имеют правильную эллипсоидную форму и характерную блестящую, как бы шлифованную поверхность.

Альмандин определён в большинстве проб. Он встречается в виде изометрических угловатых зёрен или в виде в различной степени окатанных частиц. Для обломков минерала характерна неровная поверхность – мелкораковинчатая или шероховатая (как бы протравленная). Несмотря на это, встречалось множество альмандинов, поверхность которых была гладкой, что придавало им стеклянный, даже алмазовидный блеск. Внешне такие зёрна похожи на подтаявшие льдинки.

Данный район является сложным по своему геологическому строению, поскольку территория пережила множество периодов и тектонических режимов – от грабенового до платформенного. Естественно, такая площадь не может не таить в себе множество загадок. Одной из них является вопрос о первоисточниках алмазов.

Проблемы минералогии

Предыдущими исследователями были обнаружены пиропы. При дальнейшем изучении района были найдены и другие спутники алмаза – пикроильменит, хромшпинелид. Эти факты дают возможность рассматривать отложения кочешорской, полюдовской и колчимской свит как вторичные коллекторы. В ходе работы были изучены литологические пробы и литературные материалы, из которых становится ясно, что алмазы и их спутники в россыпях на Северном Урале прошли длинный путь от коренного месторождения до рыхлых отложений через промежуточные коллекторы, какими возможно и являются кочешорская, полюдовская и колчимская свиты.

В составе тяжёлой фракции отобранных проб большую роль играет аутигенный комплекс (гематит, гидроксиды железа). Помимо них выделяются аллотигенные минералы. Для кочешорской свиты это лейкоксен, эпидот, ильменит, для полюдовской свиты ордовика – лейкоксен, брукит, альмандин, турмалин, рутил, колчимской – эпидот и цоизит.

В породах кочешорской, полюдовской и колчимской свит встречаются минералы-спутники алмаза. В частности по результатам полевых и лабораторных работ в пробах, отобранных в полях развития вышеперечисленных свит были обнаружены пиропы, муассанит. Среди других минералов, характерных для кимберлитовых пород встречены хромшпинелиды, ильмениты, пиропальмандины, уваровит, ромбические пироксены. В заключение следует сказать, что данные факты дают право рассматривать породы венда и палеозоя как промежуточные коллекторы алмазов.

И.И. Чайковский, Н.А. Прямилов*, А.С. Николаев*

Горный институт УрО РАН, г. Пермь,

* ОАО "Уралкалий", г. Березники

НОВООБРАЗОВАННЫЕ ГАЛОИДЫ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРВОГО БЕРЕЗНИКОВСКОГО РУДОУПРАВЛЕНИЯ)

На Верхнекамском месторождении неоднократно отмечались случаи, когда в рассолах различной природы происходила садка солей. Чаще всего отлагался галит, реже сильвин. Кристаллизация карналлита, в связи с его более высокой растворимостью, фиксировалась значительно реже. Водоемы обычно представлены лужами в пониженных участках выработок. В процессе отработки калийно-магниевых солей на Первом Березни-

Проблемы минералогии

ковском руднике образовался огромный подземный резервуар, просуществовавший 25 лет. Его значительные объемы и относительно стабильные условия обусловили формирование галит-карналлитовой минерализации, характеризующейся зональностью и специфической морфологией.

Введение

Современная подземная добыча сильвинитовых и карналлитовых руд ведется с закладкой отработанного пространства. Гидравлический способ предусматривает доставку водно-соляной взвеси (пульпы) до за-кладываемых камер по трубам. В качестве водного раствора используют рассол, получаемый при обогащении калийно-магниевых руд. Со временем он отжимается и стекает в отдельные выработки, откуда затем откачивается на поверхность. В результате такой гидрозакладки в 1980 г. по-ниженная тупиковая часть седьмого откаточного штрека была затоплена. Рассолы поступали по стволам отдельных скважин из вышележащей выработки. В связи с накоплением значительной массы воды на руднике был организован режимный гидрогеологический пункт. 12 сентября 1980 г. объем рассола составил около 3733 м^3 (залито около 250 м западного окончания штрека). Наблюдения проводились на протяжении 13 лет через каждые полгода. Кроме оценки состояния стен и выяснения уровня отбирались пробы рассола на химический анализ. Измерялись его плотность, pH, содержание основных анионов и катионов. 16 ноября 1993 г. режимные наблюдения были прекращены в связи с невозможностью доступа в выработку. Такая ситуация сохранилась до начала 2005 г., когда в связи с производственной необходимостью была вскрыта наиболее низкая часть штрека. Обследование выработки после ее полного осушения показало, что стенки и кровля от рассола не пострадали, а в ее затопленной части произошла садка различных галоидов.

Пространственное распределение новообразованных галоидов

Описание новообразованной минерализации приводится сверху вниз: от надводной части штрека в сторону наиболее погруженной тупиковой. В стенках выработки вскрываются сильвинитовые слои (Красный I и II), а также разделяющая их каменная соль.

Выше водного зеркала на стенах отмечаются следы поступления рассола из скважин, расположенных в кровле. Это вертикальные борозды течения, характерные для галита, и ярко выраженные формы типа "стиральной доски", развитые на слоях легкорастворимого сильвинита. Избирательное растворение может говорить о том, что в момент затопления рассолы являлись недосыщенными, особенно хлоридом калия.

В распределении новообразованных минералов затопленной части выработки отмечается зональность: верхняя зона – галитовая, нижняя – карналлитовая.

Галитовая зона начинается сразу ниже зеркала рассола. Она фиксируется по появлению регенерированного галита, инкрустирующего стены выработки бесцветными кубическими кристаллами от одного до пяти сантиметров. Наиболее крупные индивиды, образующие цепочки, формируются на выходах прослоев существенно галитового состава. На полу также происходил рост, однако он был затруднен из-за слоя иловатой массы, состоящей из бурых гидроксидов железа.

Граница между галитовой и карналлитовой зонами местами резкая, а местами постепенная с увеличением размера и количества карналлитовых кристаллов (рис. 1, а, б). В отличие от галита, растущего преимущественно на стенах и кровле, карналлит тяготеет ко дну выработки и только в наиболее пониженной части штрека начинает "осваивать" стены. Он представлен отдельными кристаллами, группами и фрагментами сплошных друзовидных корок (рис. 1, в, г). По-видимому, в отличие от галита, росшего на подложке, зародыши карналлита формировались во взвешенном состоянии, и большая часть осаждалась на дно.

Отмечены три морфологические группы кристаллов (рис. 2), в распределении которых отмечается нечеткая зональность. В наименее глубокой части существенно преобладают мелкие (до 5 см) бочонковидные псевдогексагональные индивиды, для которых характерно присутствие пинакоида (3 рода). Вниз по склону они постепенно сменяются дипирамидально-призматическими кристаллами, вытянутыми по оси z. Обе эти группы имеют ярко выраженный псевдогексагональный облик за счет примерно равного развития граней дипирамид и призм. В наиболее глубокой части штрека образовывался уплощенный (по оси x) карналлит дипирамидального габитуса. Он достигает наибольших размеров (до 15 см). В подошве выработки сохранились небольшие лужи, в которых кристаллы имеют пинакоидальный (и гемиморфный) облик, несмотря на то, что за пределами развиты (более крупные) многогранники других габитусов. Скорее всего, пинакоидальные индивиды сформировались позднее за счет взаимодействия (уравновешивания) с менее концентрированным рассолом, поступившим из верхних горизонтов при осушении штрека.

Несмотря на широкое развитие сильвинитовых прослоев, приуроченные к ним новообразования кубооктаэрического сильвина встречаются редко.

Присутствие галитовой кромки на стенах в нижней части штрека (рис. 3), а также "присыпка" на полу свидетельствуют о том, что рассол из выработки дренировался в два приема. Галитовая "присыпка" представлена двумя морфологическими группами: 1) собственно игольчатые кристаллы (длина до 20, сечение 0,2–0,5 мм), образованные гранями гексаэдра, октаэдра и ромбододекаэдра и их двойниками (рис. 4) и 2) корочки (до 3 мм), состоящие из кубических кристаллов (рис. 5), с которых

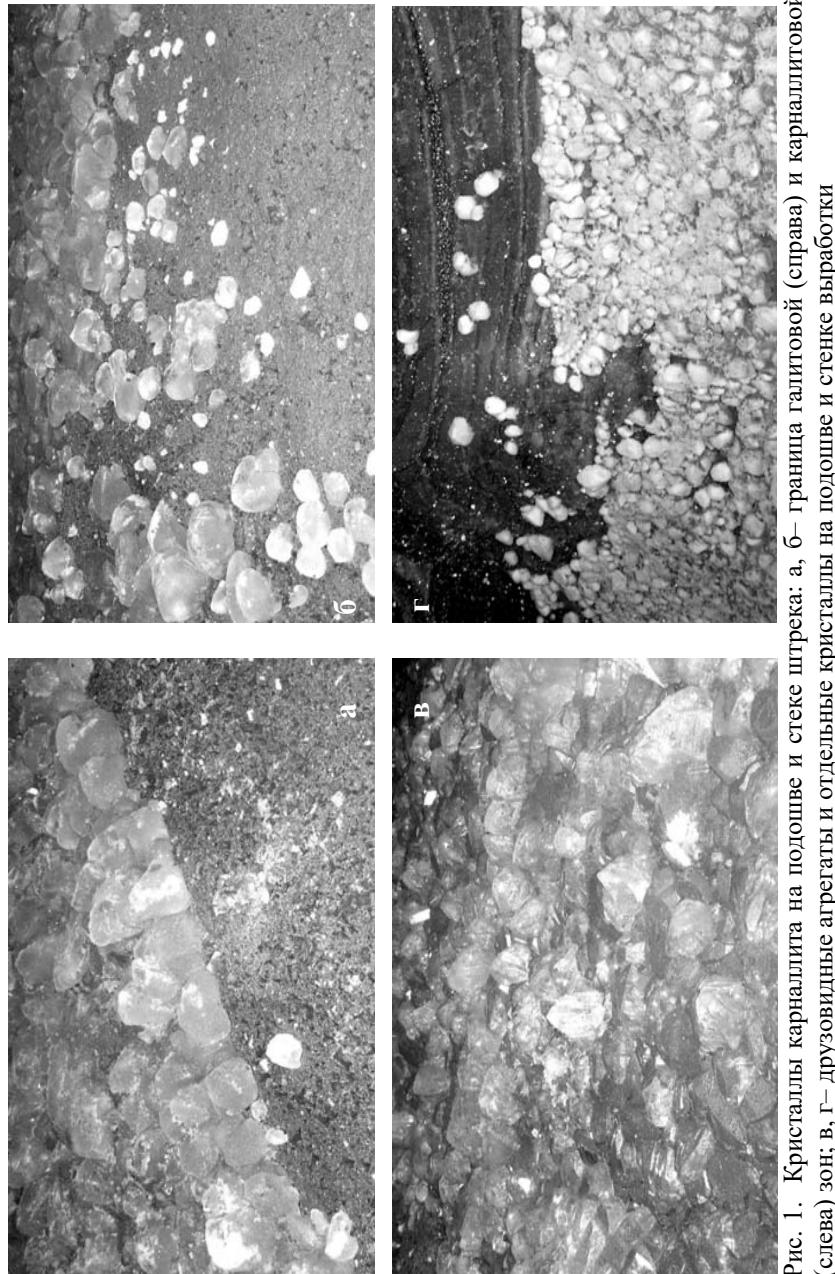


Рис. 1. Кристаллы карналлита на подошве и стеке штрека: а, б- граница галитовой (справа) и карналлитовой (слева) зон; в, г- друзовидные агрегаты и отдельные кристаллы на подошве и стенке выработки

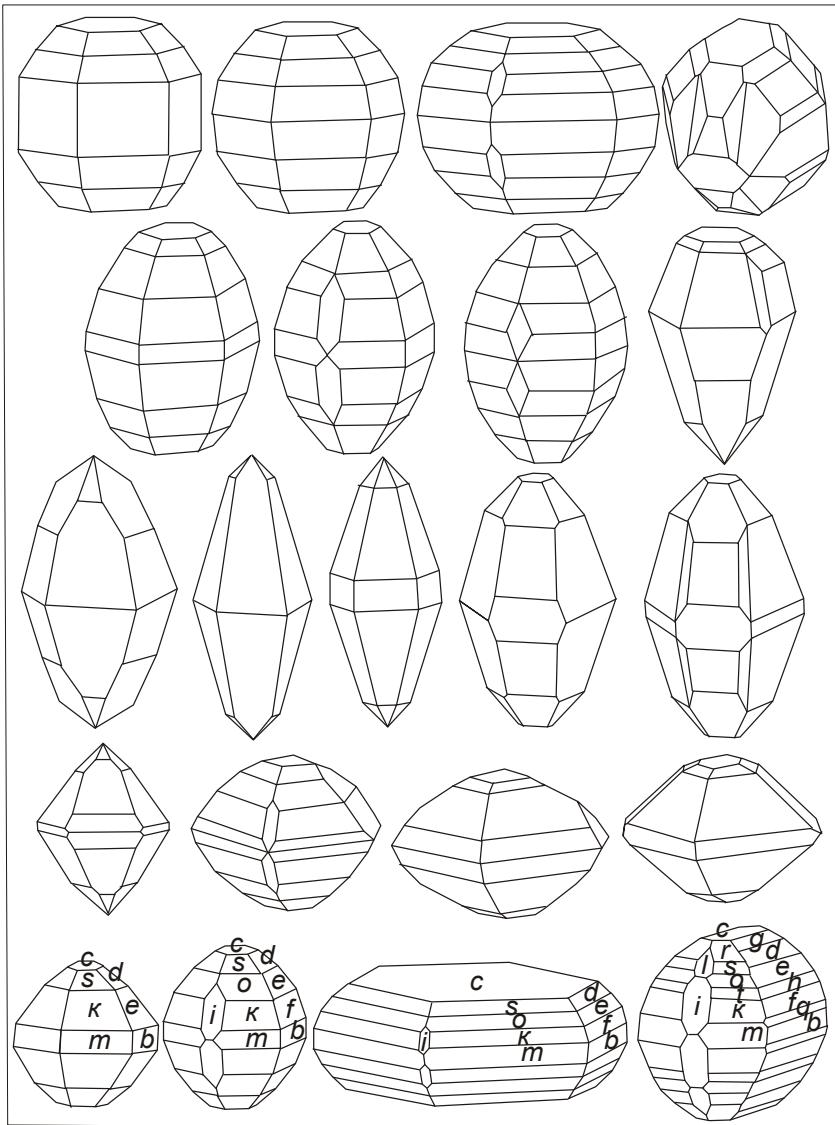


Рис. 2. Морфология кристаллов карналита Верхнекамского месторождения (7-й штрек) и Германии. Основные габитусные типы: 1-й ряд – пинакоидальные; 2-й и 3-й – дипирамидально-призматические, 4-й – дипирамидальные, 5-й – по литературным данным (Г. Лебедев, 1907; Хесенберг (Штасфурт, Германия); Дж. Дэна и др., 1953 (Штасфурт, Германия); К.Н. Буш, 1907 (Байенроде, Германия)

Проблемы минералогии

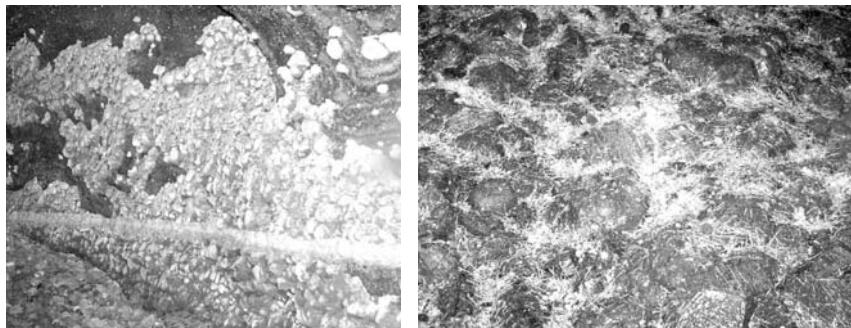


Рис. 3. Галитовые кромка, отражающая границу вторичного водоема, и развитый на его дне "войлок" игольчатых кристаллов

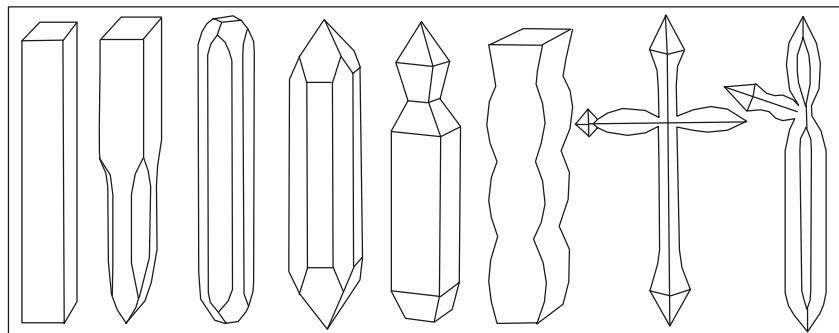


Рис. 4. Морфология кристаллов и двойников галита, выросших на поверхности рассола

нередко гирляндами свисают скелетные индивиды. Рост последних происходил преимущественно по одной из осей (2-го, 4-го, но чаще всего 3-го порядка), ориентированной перпендикулярно поверхности подложки. Наличие таких корочек, а также срастания их с игольчатыми индивидами позволяют предполагать, что они зарождались на поверхности рассола вторичного водоема за счет испарения в уже открытой для воздушных потоков выработке.

Особенности химического состава карналлита и рассола

Новообразованный карналлит по химическому составу (табл. 1) сопоставим с природными аналогами, несколько отличаясь пониженным содержанием брома и повышенным – кальция. В отличие от теоретической формулы содержит несущественные примеси Na, Ca, Br, SO₄ и нерастворимого остатка.

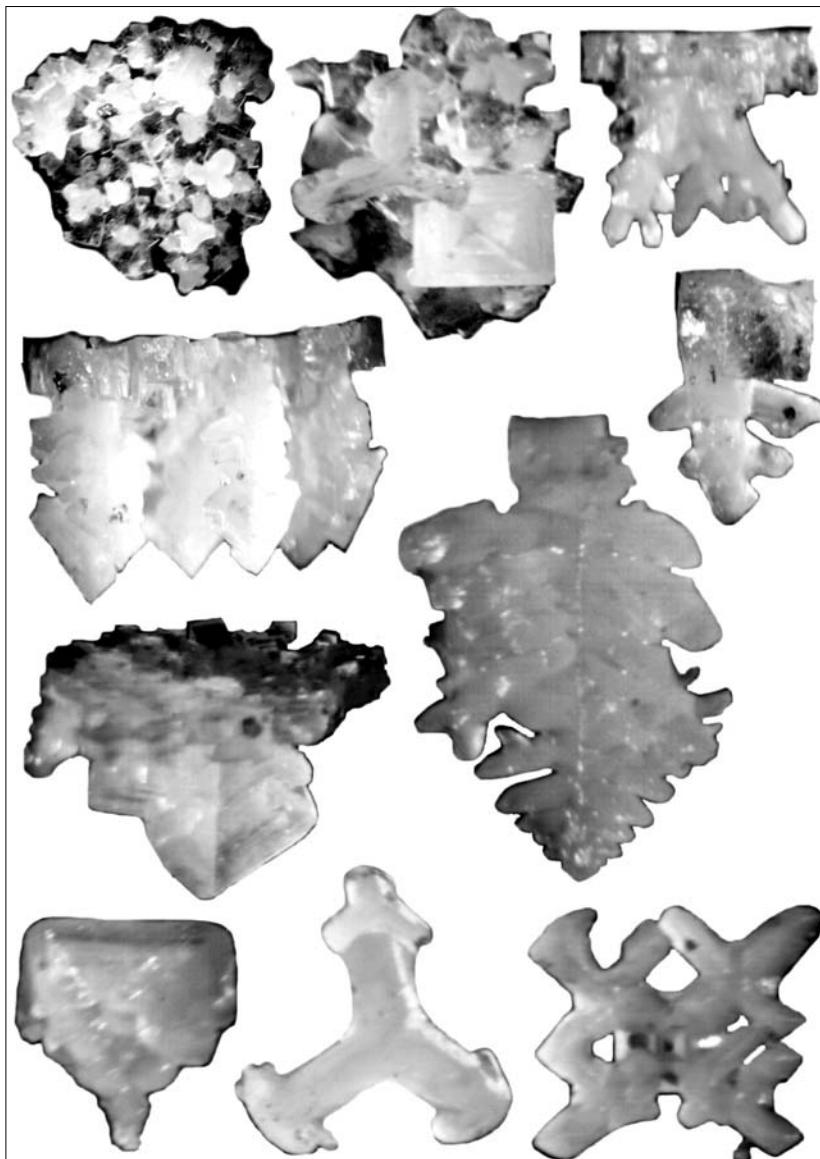


Рис. 5. Корочки кубических кристаллов галита, формирующихся на поверхности рассола, и свисающие с них скелетные индивиды, ориентированные по осям 2-го, 3-го и 4-го порядка (ув.8–20 раз)

Проблемы минералогии

Таблица 1
Химический состав карналлита

Окраска	Золотисто-бурый	Оранжевый	Лимонно-желтый	Бесцветный		
				4	5	6
№ п/п	1	2	3			
K	14,39	13,97	14,2	14,88	14,16	14,07
Na	0	0,8	0,03	0,04	0,35	-
Mg	8,71	8,46	8,71	8,65	8,58	8,75
Ca	0,006	0,032	0,014	0,004	0,050	-
Br	0,192	0,199	0,193	0,286	0,126	-
Cl	39,47	38,65	38,38	38,38	38,43	38,28
SO ₄	0,012	0,065	0,27	0,007	0,004	-
H ₂ O	38,2	37,34	38,76	38,62	38,17	38,90
HO	0,1	0,28	Сл.	Сл.	0,1	-

1) K_{1,000} Mg_{0,973} Cl_{3,022} Br_{0,007} x 6H₂O
 2) K_{0,975} Na_{0,095} Mg_{0,950} Cl_{2,974} Br_{0,007} x 6H₂O
 3) K_{1,004} Na_{0,004} Mg_{0,991} Cl_{2,994} Br_{0,007} x 6H₂O
 4) K_{1,043} Na_{0,005} Mg_{0,975} Cl_{2,967} Br_{0,010} x 6H₂O
 5) K_{1,018} Na_{0,043} Mg_{0,993} Cl_{3,048} Br_{0,004} x 6H₂O

Примечание. Анализы 1–4 – карналлит Верхнекамского месторождения (по В.А. Вахрамеевой и П.Н. Чирвинскому, 1943 (г. Соликамск)); 5 – новообразованный карналлит из 7-го штрека, БКРУ-1 (анализ выполнен Беляковой в лаборатории исследования калия ОАО "Уралкалий", г. Березники). HO – нерастворимый остаток; 6 – теоретический состав

Таблица 2
Матрица коэффициентов корреляции между компонентами в рассоле
(n=27)

	Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	Ca	Mg	K	Na
Cl	1	-0,171	-0,102	0,249	0,144	0,458	0,213	0,414
SO ₄		1	0,196	-0,267	0,375	-0,396	-0,489	0,217
HCO ₃			1	0,109	0,551	-0,165	-0,373	-0,156
Br				1	0,150	0,236	0,189	0,054
Ca					1	-0,267	-0,419	0,104
Mg						1	0,374	0,079
K							1	-0,080
Na								1

Химический состав и физические параметры рассола на протяжении 13 лет (1980–1993) оставались практически неизменными (рис. 6). Плотность составила 1,264–1,273 г/см³. pH варьировал в пределах 4,57–6,0. Общая минерализация изменилась незначительно (364,89–380,26 г/л). В целом же минерализация этих закладочных растворов отвечала крепким рассолам, хотя среднее содержание солей ($MgCl_2$ –310,07; KCl –30,41; $NaCl$ –25,02; $CaCl_2$ –8,65 г/л) было значительно меньше теоретически возможного при постоянной (около 8°C) температуре в шахте (рис. 7).

Результаты корреляционного анализа (табл. 2) отражают отсутствие значимых связей между компонентами, что также свидетельствует о незначительном фракционировании рассола в течение этого времени.

Пересчет катионов и анионов на вероятные соли (рис. 8) показывает, что в водоеме все же происходили направленные изменения. Концентрация хлоридов магния и калия в течение первых 3–4-х лет уменьшается, а затем постепенно увеличивается. Содержание хлорида натрия в растворе резко возрастает на третьем году, плавно убывает в течение 8 лет, а затем стабилизируется. Необходимо учитывать, что пробы для изучения состава отбирались только из верхней части водоема, заполнившего полого погружающуюся выработку, а вентиляция в штреке не проводилась.

На полученных графиках грубо выделяются 3 этапа, которые можно соотнести со следующими процессами: 1) расслоение раствора (первые 3–4 года) с погружением магния и калия и подъемом натрия (вероятно, в это время произошла садка карналлита); 2) частичное фракционирование натрия за счет регенерации галита на стенках выработки и последовавший за этим диффузионный подъем магния и калия; 3) стабилизация состава рассола (последние три года).

Несмотря на то, что состав закладочного рассола наиболее богат магнием и близок к состоянию, из которого следовало бы ожидать садку бишофита или хлормагнезита, из него кристаллизуется калий-магниевая фаза – карналлит (рис. 9). Кажущееся противоречие находит объяснение при анализе состава маточных рассолов из сильвинитового (Кр-II) и карналлититового (В) слоев, которые обнаруживают многократное преобладание магния над калием. По-видимому, рассолы не адекватны образующимся минералам, поскольку в них остаются более подвижные нормативные (тахигидрит, бишофит) фазы. Отмеченная закономерность объясняет редкую встречаемость новообразованного сильвина, несмотря на то, что последний в большом количестве вскрывается в стенах штрека.

* * *

Закладочный раствор, затопивший 7-й откаточный штрек, отвечал крепкому рассолу хлоридно-магниевого состава. Содержание магния в нем превышало его концентрацию в седиментационных растворах карналлититовых слоев. Несмотря на незначительные изменения состава и

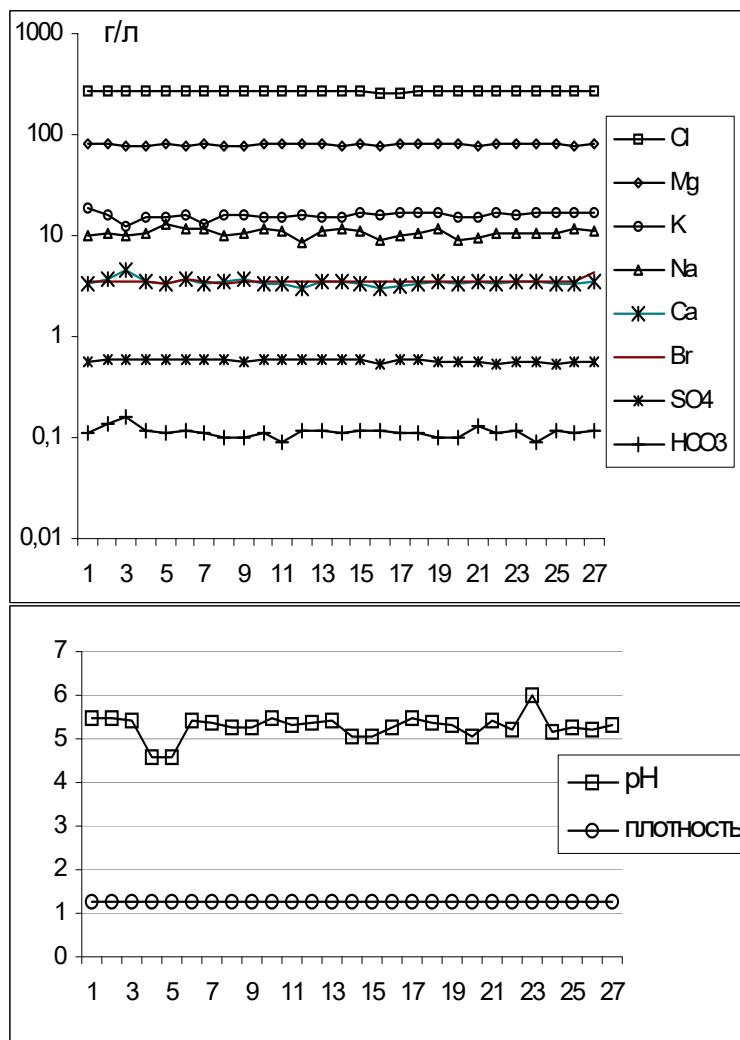


Рис. 6. Изменение состава и параметров рассола из затопленного штрека с сентября 1980 г. по ноябрь 1993 г. (замеры проводились в среднем 2 раза в год)

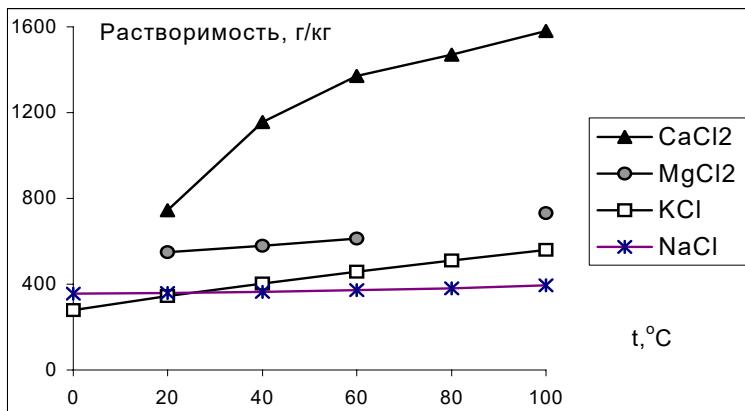


Рис. 7. Зависимость растворимости солей от температуры (по справочным данным)

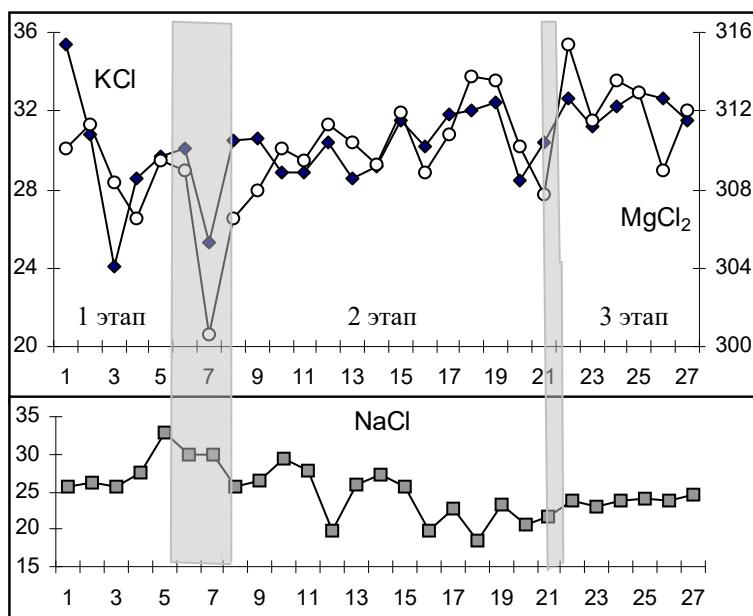


Рис. 8. Этапность изменения концентрации нормативных солей в рассоле в течение 1980–1993 гг. (г/л)

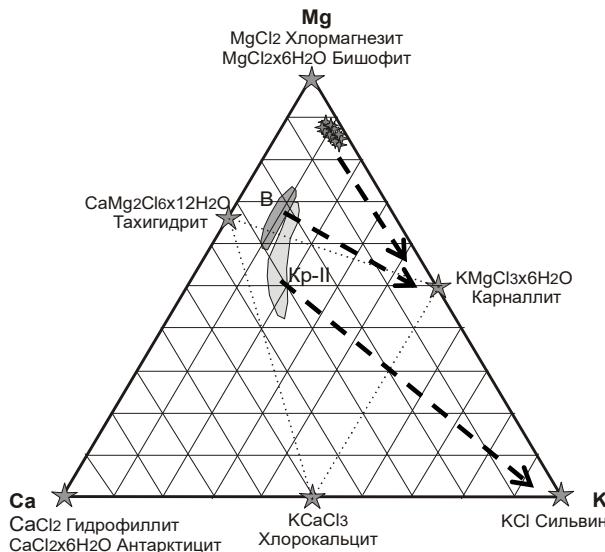


Рис. 9. Соотношение основных катионов в исследованном растворе и его сопоставление с составами маточных рассолов из карналлититового (В) и сильвинитового (Кр-II) пластов Первого Березниковского рудника. Звездочками показаны составы возможных минералов, стрелками – образовавшиеся из рассолов минеральные фазы

плотности в течение 13 лет, в нем последовательно произошли расслоение, фракционирование галоидов и последовавшая за этим стабилизация. Дифференциация рассола обусловила формирование верхней галитовой и нижней карналлитовой зон. В пределах последней проявилась зональность в распределении габитусных форм кристаллов карналлита. На границе с галитовой зоной формировались пинакоидальные кристаллы, а далее дипирамидально-призматические и дипирамидальные. Эта последовательность может отражать увеличение с глубиной степени пересыщения растворов. Пинакоидальные кристаллы, богатые простыми формами, являются наиболее неустойчивыми. С увеличением концентрации рассолов количество граней уменьшается за счет потери призм, а кристаллы постепенно приобретают дипирамидальный облик. Последний габитусный тип для карналлита в литературе не описан.

В процессе вскрытия недоступной затопленной части штрека и поэтапного дренирования рассолов зональность в распределении кристалломорфологических типов несколько нарушилась за счет появления малоустойчивых пинакоидальных индивидов в оставшихся ванночках. Кроме того, проникшие в выработку воздушные массы обусловили испарительные процессы, которые вызвали формирование на поверхности вторичного водоема игольчатых кристаллов галита (с гранями гексаэдра, октаэдра и ромбододекаэдра), а затем и агрегатных корочек, с которых свисали скелетные субиндивиды, растущие вниз – в сторону менее насыщенного раствора.

Авторы благодарят докт. геол.-мин. наук В.И. Ракина (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар) за помощь в диагностике простых форм и индицировании граней двух кристаллов карналлита.

Список литературы

1. Вахрамеева В.А., Чирвинский П.Н. Минералогическая характеристика Соликамского карналлита // Записки ВМО. 1943. Ч.72, № 3-4. С. 213–223.
2. Дэна Дж. и др. Система минералогии. М. Изд-во ИЛ. Т.2. 1953. 774 с.
3. Лебедев Г. Учебник минералогии. СПб.: Типография П.П. Сойкина, 1907. 678 с.
4. Минералы: Справочник. Т.П. Галогениды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 296 с.
5. Свойства неорганических соединений: справочник. Л., 1983. 392 с.

В.Ю. Морозов

Пермский университет

**ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ (на примере СКРУ-3)**

С целью выявления области распространения трещиноватости и жильных минералов были проанализированы литологические разрезы по 13 скважинам, расположенным в пределах третьего Соликамского рудника. Выделены интервалы распространения различных типов полостей и ореолы развития различных минералов (таблица).

В целом в строении месторождения выделены две зоны: надсолевая и солевая. Надсолевая зона представлена двумя толщами: это терригенно-карbonатная и соляно-мергельная толща (СМТ), которые стратиграфически отвечают соликамской свите соликамского горизонта уфимского яруса. Терригенно-карbonатная толща (ТКТ) сложена глинистыми

Характер распространения эпигенетической минерализации в разрезе Верхнекамского месторождения

Литологическая толща	Литологический состав	Характер полостей		Минералы								
		Трещинные	Каверны	Ti/Mn	Ti/Fe	Kaibunit	Xarimejunit	Tinifer	Ahrnspurit	Fajinit	Capnolith	Cintipinit
Терригено-карбонатная	Глинистые известняки, мергели, песчаники и алевролиты	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Соляно-мергельная	Мергели и глины с прослойками и включениями гипса и ангидрита (в низах с галитом)	180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Переходная	Чередование мергелей, глин, каменной соли	205	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Покровная соль	Каменная соль	225	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Карналлитовая зона	Чередование карналлита и каменной соли	292	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сильвинитовая зона	Чередование сильвина с каменной солью	310	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Подстилающая соль	Каменная соль с прослоями глины	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

известняками, мергелями, песчаниками и алевролитами, а соляно-мергельная толща, залегающая стратиграфически ниже, – мергелями и глинами с прослойями и включениями гипса и ангидрита. Солевой комплекс представлен переходной толщей, покровной каменной солью, карналлитовой и сильвинитовой зонами, подстилающей каменной солью. Стратиграфически они отвечают березниковской свите иренского горизонта кунгурского яруса. В основном они сложены каменной солью с глинисто-ангидритовыми прослойями, а также чередованием пластов каменной соли, карналлитовой породы и сильвина.

Каждая из этих зон характеризуется своим набором жильных минералов. Рыхлые (четвертичные) отложения развиты до глубины 9–22 м. Жильная минерализация для них не характерна.

Трециноватость характерна для известняков, мергелей и отмечается до глубины порядка 180 м. Интенсивно трещиноватые (до щебня) карбонаты отмечены только в маломощных прослоях среди глин, что может свидетельствовать о внутрислойном растяжении и дроблении. Открытые трещины характерны для верхней части ТКТ, а в случае, когда эта толща эродирована, – до середины СМТ.

Каверны распространены до кровли переходной толщи и почти всегда минерализованы.

Ожелезнение развито практически в половине скважин. Оно приурочено к карбонатным породам и трещинам в них и развито до глубины 60 м, изредка – до 120 м.

Омарганцевание развито до глубины 20 м, также приурочено к карбонатным прослоям. Встречается редко.

Наиболее распространенным заполнителем трещин и каверн является *жильный кальцит*, который встречается только в карбонатных породах. Он локализован преимущественно в терригенно-карбонатной толще и в верхней части соляно-мергельной толщи среди доломитов.

Халцедон характерен для глинисто-карбонатных толщ, где представлен гнездами, выполнением каверн, реже прожилками, преимущественно среди мергеля, реже известняков.

Пирит представлен рассеянной вкрапленностью. В низах соляно-мергельной толщи слагает субвертикальные жилы совместно с волокнистым галитом и ангидритом. В целом пирит в разрезах появляется ниже области ожелезнения.

Значительно реже отмечаются прожилки волокнистого гипса, который локализован среди мергелей СМТ, содержащих его прослои.

Ангидрит развит ниже зоны гипса и тяготеет к низам соляно-мергельной толщи.

Проблемы минералогии

Галит кроме галит-ангидрит-пиритовых прожилков, образует самостоятельные жилы в низах соляно-мергельной толщи, переходной толще и маркирующей глине подстилающей каменной соли.

Сильвин и *карналлит* слагают жилы в прослоях каменной соли между пластами сильвинитов и карналлититов соответственно.

В разрезе месторождения четко выделяются две зоны: надсолевая зона хрупких деформаций и солевая зона хрупкопластичных деформаций. Последняя зона характеризуется соляной складчатостью, в которой трещины появляются только в относительно хрупких прослоях (глины среди галита, галита среди карналлита). В нижней зоне в жилах развиты только галоиды. Исключением являются жилы гипса, развитые в значительном по мощности слое маркирующей глины в подстилающей соли. В распределении минералов надсолевого комплекса проявляется своя зональность. Наиболее приповерхностными являются гидроксиды марганца и железа, которые в большинстве своем приурочены к открытым трещинам. Значительно глубже встречаются кальцит и халцедон. Нижней границей их распространения служит появление осадочных сульфатов и галоидов. Верхняя граница развития пиритовой вкрапленности может отражать глубину зоны аэрации. Формирование сульфида железа вероятнее всего связано с деятельностью бактерий в присутствии органического вещества, характерного для глинисто-карбонатных толщ, а образование галит-пирит-ангидритовых жил в низах соляно-мергельной толщи, возможно, говорит о диагенезе и обезвоживании осадков в восстановительных условиях. Характерна и смена гипса ангидритом с глубиной. В целом же на месторождении хорошо прослеживается связь жильной эпигенетической минерализации с составом вмещающих пород, что говорит о местной (внутрислойной) природе минералообразующих растворов.

С.С. Потапов, В.А. Наумов*

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

* Естественнонаучный институт, г. Пермь

ИСКУССТВЕННЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ СИЛИКАТНЫЕ СТЕКЛА КАК ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОЕ И ДЕКОРАТИВНОЕ СЫРЬЕ

Некоторые разновидности искусственных стекол обладают определенными эстетическими качествами, что позволяет использовать их в виде ювелирно-поделочного и декоративного материала. Одним из искусственных стекол является силанит (рис. 1). Это силикатный стеклообразный материал с блестящей поверхностью и узорчатым рисунком

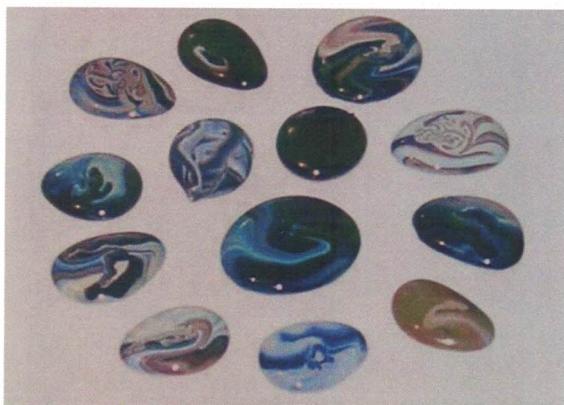


Рис. 1. Кабошоны из искусственного стекла силанита.



Рис. 2. Декоративное панно “Бабочка” из силанита. Видна полная идентичность искусственного силанита по цвету и текстуре техногенному опалесциту и стеклоагату с отвалов Саткинского завода (см. рис. 6) и завода в Свердловской области (см. рис. 8).

Проблемы минералогии

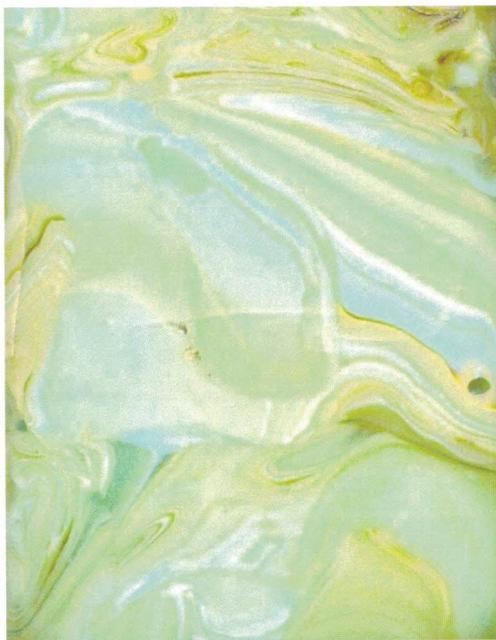


Рис. 3. Глушеное искусственное стекло зеленовато-желтого цвета агатовой текстуры.



Рис. 4. Обломки бежевого агатового глущеного стекла в матрице коричневого прозрачного стекла (брекчиевая текстура).



Рис. 5. Серьги из синего тенгизита. Работа миасского мастера В.А.Максимова.



Рис. 6. Полированный образец опалесцита.



Рис. 7. Кабошон из стеклоагата.



Рис. 8. Фрагмент браслета со вставками из "искусственного агата" (стеклоагата) работы екатеринбуржских мастеров.



Рис. 9. Полированная пластина индигофортерита.

в синих, голубых, бежевых, коричневых, кремовых, зеленых и других тонах. Цветовая гамма и характер узорчатого рисунка определяются составом и технологическими параметрами получения силанита. Сырьем служат недефицитные горные породы и отходы производства. Разработкой технологии изготовления силанита занимались сотрудники Института геологии Карельского филиала АН СССР под руководством Г.А. Лебедевой. Получено два авторских свидетельства № 1110762 от 3 мая 1984 г. и №1278313 от 27 мая 1985 г. на изобретение под названием “Декоративное стекло”. Силанит легко режется и полируется, имеет высокую водостойкость (1 класс), кислото- и щелочностойкость, по прочности на изгиб (65–80 мпа) и твердости (6-7 по шкале Мооса) близок природному камню. Силанит предназначен для изготовления сувениров, декоративно-поделочных изделий (рис. 2), а также для облицовки каминов, украшения интерьеров.

Другие искусственные стёкла пока не нашли своего собственного коммерческого названия. Авторское свидетельство №1135716 от 22.16.1984 г. коллектива, возглавляемого Б.Е. Романовым из Всесоюзного научно-исследовательского института технического и специального строительного стекла, получено на изобретение под названием “Способ производства теплопоглощающего стекла”. Другое авторское свидетельство №1455569 на авторский коллектив, возглавляемый И.Н. Гориной из того же института, получен на изобретение под названием “Способ получения стекла”. Целью этого изобретения является получение декоративного глущеного стекла. По этому способу на одном из заводов в Саратовской области в экспериментальном порядке выпускали (-ют ?) глущеные стекла под агат, мрамор, обсидиан, халцедон..., причем с заданными характеристиками цветовой гаммы, текстурных особенностей и прочностных свойств. Суть технологии заключается в следующем. В шихту при смешивании вводят металлический Zn и Al в количестве 0.45–10 мас.% на 100 мас.% стекломассы при соотношении Zn/Al = 1.8–2. Варку стекла ведут в газовой печи при $T=1380\text{--}1480^{\circ}\text{C}$ в слабовосстановительной или окислительной среде. В процессе варки стекломасса остается прозрачной. А термонаводка осуществляется в процессе выработки. Время термонаводки 15–30 мин. При этом происходит наиболее высокая степень глущения стекла по всей массе за счет образования сульфидов железа, алюминия и цинка. Изменение соотношения вводимых металлов ниже или вышеуказанного приводит к получению не глущёного, а “яшмообразного” прозрачного, или полупрозрачного стекла. При введении дополнительных компонентов – оксидов меди, хрома, никеля, кобальта в количествах 0.01–2 мас.% глущенному стеклу можно придать любой цвет, а при дополнительных технологических тонкостях – и специфические текстуры (рис. 3–4). Подобные технические стекла можно и нужно пер-

Проблемы минералогии

сенифицировать (отличать одно от другого по цвету, текстуре, декоративности) и, как любому товарному продукту или природному минерально-каменному сырью, присвоить собственное коммерческое (торговое) название, что в том числе даст импульс для более широкого использования их как ювелирно-поделочного и декоративного сырья.

Более благоприятная, на наш взгляд, обстановка складывается с персонификацией и использованием в качестве ювелирно-поделочного сырья техногенных материалов. Так, вовлечение в ювелирный рынок техногенного стекловатого материала тенгизита (рис. 5), образовавшегося в очаге нефтяного пожара [1], повлекло за собой подделки ювелирных вставок под него из другого техногенного же материала – стеклошлака (или металлургита) как отхода производства черных металлов [3]. В дальнейшем нами из техногенных материалов удалось индивидуализировать еще три камня и оценить их декоративные и технологические свойства как потенциального ювелирного сырья [5–7]:

Опалесцит – стекловатый камень от голубого до светло-синего цвета, часто с постепенными цветовыми переходами и белыми минеральными (диопсидовыми) прожилками и сферолитами (рис. 6). Это металлургит из шлаковых отвалов Саткинского завода. Камень проявляет эффект опалесценции – изменение на ярком солнечном или искусственном свете голубой окраски на светящийся изнутри оранжево-желтый цвет, за что и получил свое название.

Стеклоагат – стекловатый шлак концентрического или линейного полосчато-зонального строения (как у природного агата), обусловленного чередованием темно-бурых до черных полос с белыми, бежевыми или бледно-розоватыми (рис. 7); либо цветовыми полосчатыми переходами от голубого к синему стеклу, нередко с проявлением плойчатости. Образование стеклоагата реализуется не только в отвалах Сатки, но и в побочных продуктах производства черных металлов на других заводах. Так, под торговым названием искусственный агат подобные же камни екатеринбургские мастера используют в качестве ювелирных вставок. Приобретенные у них и привезенные в Миасс в салон “Малахитовая кладовуха” ювелирные изделия (рис. 8) проэкспертизованы С.С. Потаповым. Не вызывает сомнений, что по ряду признаков это стекловатое сырье абсолютно аналогично саткинским стеклоагатам и происходит из отвалов пока неизвестного нам металлургического производства в Свердловской области.

Индигофостерит – частично раскристаллизованный камень из игольчатых и перистых кристаллов форстерита, собранных в пакеты и пучки, в матрице силикатного стекла (рис. 9), являющийся шлаком производства феррохрома на ряде заводов Челябинской и, видимо, Свердловской областей [2, 4]. Окраска индигофостерита от голубой до густо-

синей – индигово-синей, за что и получил название. Синяя окраска индигофорстерита обусловлена примесью Ti^{3+} , который фиксируется на криевых спектрального поглощения максимумом в пределах 620 нм. При вращении изготовленных из камня кабошонов под разными углами к источнику света, отдельные пакеты игольчатых кристаллов то просветляются, то темнеют, проявляя оптический эффект типа иризации.

Все три описанных техногенных камня: опалесцит, стеклоагат и индигофорстерит по своим декоративным качествам можно отнести к группе ювелирно-поделочных камней II порядка, в которую, для примера, входят: агат, родонит, обсидиан. Их можно использовать для изготовления вставок в виде кабошонов в броши, кольца, браслеты, серьги и другие ювелирно-художественные изделия.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ №03-05-65312 по теме “Минералогия и генезис микро- и нановключений в стеклообразном природном и техногенном веществе Земной коры”.

Список литературы

1. Потапов С.С. Рожденный в огне // Ювелирный мир. 1997. № 5. С. 97–98.
2. Потапов С.С., Рочев А.В. Индигофорстерит – новый уральский ювелирно-поделочный камень // УГЖ. 2000. №6 (18). С. 141–143.
3. Потапов С.С. Минеральный и химический состав шлаковых стекол Лысьвенского металлургического завода (Пермская область) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении./ Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 146–148.
4. Потапов С.С., Рочев А.В., Паршина Н.В. и др. Минералогия, петрография, причина окраски и источники происхождения индигофорстерита // Уральская минералогическая школа-2001. / УГГГА. Екатеринбург, 2002. С.27–36.
5. Потапов С.С. Три синих камня: тенгизит, индигофорстерит, опалесцит // IV международный симпозиум “Минералогические музеи”. СПб., 2002. С. 331–332.
6. Потапов С.С., Чесноков Б.В., Лютоев В.П., Мороз Т.Н. Металлургиты как имитации стеклообразного ювелирного сырья // Минералогия, геммология, искусство. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. С. 57–59.
7. Потапов С.С., Максимов В.А. Нетрадиционное ювелирное сырье // Ювелирное и камнерезное искусство. Екатеринбург: Литера-Д, 2004. С. 101-104.



ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

Н.Е. Молоштanova
Пермский университет

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЭВАПОРИТАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Переход осадка в породу сопровождается процессами трансформации различных минералов, частичным растворением и переотложением растворённых компонентов в форме новообразований, чему способствует физико-химическая открытость системы при диагенезе. На стадии диагенеза возможно образование коллоидов в прослоях галопелитов за счёт сорбции окислов и гидроокислов железа, марганца, кремнезёма и других компонентов, тонко рассеянных в основной массе осадка.

Вышеперечисленные процессы возможны в соляных отложениях. Особенно широко развиты в эвапоритах текстурно-структурные изменения в связи с тем, что соляные и сульфатные осадки обладают высокой первичной пористостью (50%). Поры заполнены межкристальной рапой. Главным фактором литификации солей является не гравитационное уплотнение, а образование скелетно-каркасных связей между кристаллами соляных минералов, которые выпадают в порах осадка, образуя цемент.

Скелетные формы седиментационного галита (рис. 1) в придонных условиях при возрастании общей концентрации рапы солеродного бассейна постепенно превращаются в полногранные кристаллы. Было установлено [3], что при формировании отложений каменной соли 30–60% галита образуется в результате диагенетической докристаллизации. Внутри самого галита наряду с докристаллизацией происходит частичное перераспределение вещества, при этом растворяются зональные участки с их последующим залечиванием водяно-прозрачным галитом. Это явление можно назвать прогрессивным литогенезом ещё на стадии "сухого" озера. В этот период осадок не перекрыт вышележащими отложениями, но соли уже образуют твёрдую фазу в виде корки, настолько плотной, что рассолы, заполняющие межзерновое пространство, попадают под

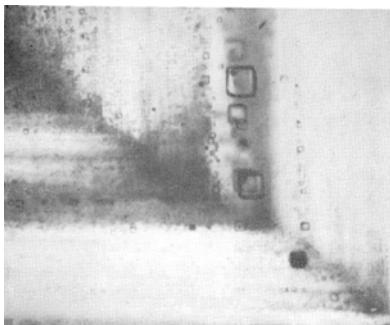


Рис. 1. Скелетно-зональное строение седиментационного галита (ув. 125)

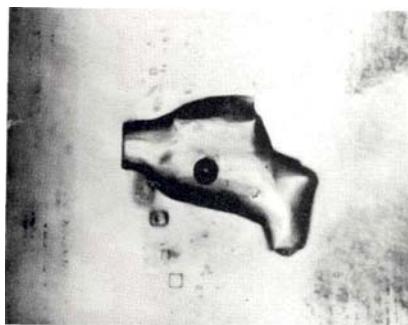


Рис. 2. Газово-жидкое включение, расположенное между зонами роста седиментационного галита (ув. 150)

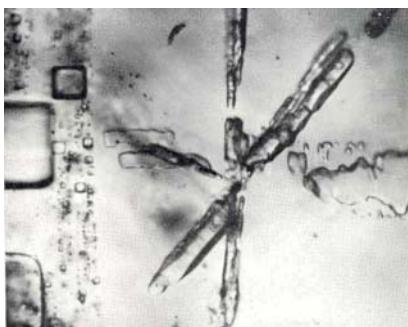


Рис. 3. Лучистые агрегаты ангидрита, расположенные на контакте с седиментационным галитом

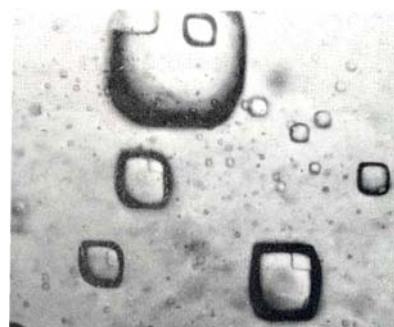


Рис. 4. Двухфазные жидкие включения с минералом-узником (сильвином) в седиментационном галите (ув. 220)

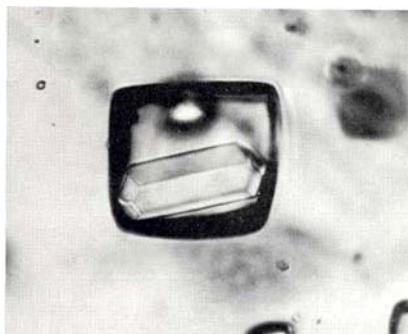


Рис. 5. Двухфазное жидкое включение в галите; твердая фаза представлена минералом-узником (карналлитом) (ув. 270)

Проблемы литологии и петрологии

влияние парникового эффекта при температурах 50–60°C, а иногда и выше, что способствует интенсивному росту кристаллов галита. В этот период в докристаллизованных участках формируются жидкые включения изометричной формы намного крупнее, чем включения в зональном галите. В зональном седиментационном галите включения иногда содержат газово-жидкую фазу (рис. 2). Температура их гомогенизации составляет 40–50°C, а в участках докристаллизованных галитов поднимается до 56–60°C. Данные ультрамикроанализов растворов из галита, который образовался в результате докристаллизации скелетного минерала, показывают высокое содержание калия и пониженное – сульфат-иона по сравнению с рапой из микровключений первично-седиментационного галита [4].

Наличие ангидрита в виде самостоятельных включений в докристаллизованных участках седиментационного галита свидетельствует о времени его образования. Установлено, что основная часть этого минерала в каменной соли образовалась на границе между стадиями раннего диагенеза и собственно диагенеза. Ангидрит консервируется между зональными участками соли без жидкой или газовой фазы, где он образует лучистые агрегаты. Размер твердых включений по длинной оси отдельных кристаллов изменяется от 10–20 до 150 мкм (рис. 3).

Для минералов стадии раннего диагенеза, кристаллизация которых совпадает с началом выделения из растворов калийно-магниевых минералов, типично наличие двух- и трёхфазовых включений. Например, жидкые включения в галите содержат минералы-узники, представленные сильвином или карналлитом (рис. 4 и 5).

Иловый раствор (рапа) изначально находится в равновесии с осадком, которое может нарушиться по ряду причин. В только что выпавший осадок могут поступать растворы иного состава и другой минерализации по сравнению с имеющимися в осадке. Это нередко происходит в результате кратковременного и незначительного опреснения бассейна галогенеза, на что указывает присутствие тонких прослоек глинистого материала (галопелитов). В результате внедрения "чужих" растворов физико-химическая система осадка выйдет из равновесия. Начнётся или растворение соляных минералов, что в дальнейшем вызовет их повторное выпадение, или непосредственная кристаллизация солей в порах осадка. Таким примером могут служить зоны замещения в продуктивных пластах сильвинитов на Верхнекамском месторождении, где на ранней стадии диагенеза происходит растворение сильвина и отложение на его месте галита. Избыток хлористого калия выносится и переотлагается в трещинах и порах окружающих пород в виде порфиробластов сильвина.

Факторами минералообразования и растворения в соляном осадке являются также колебания температуры, которые влияют на растворимость минералов и биохимические процессы, связанные с разложением органического вещества, захоронённого в эвапоритовых осадках. Особо-

Проблемы литологии и петрологии

бенно сильное влияние на очерёдность кристаллизации минералов в соляном осадке оказывает испарение порового раствора в результате выхода осадка на дневную поверхность при перерывах в осадконакоплении. Такое явление особенно характерно для областей мелководной седиментации. Испарение порового раствора приводит к его ещё большему концентрированию и минералообразованию. С такого рода явлением связано образование желваковых сульфатных пород на сабкхах.

Многие эвапоритовые минералы являются кристаллогидратами. При их трансформации кристаллизационная вода пополняет поровый раствор, либо часть воды из порового раствора используется для построения кристаллических решёток вновь формируемых минералов. В том и другом случае изменяется состав рапы и её минерализация, следовательно, поддерживается неравновесность системы. На стадии диагенеза изменениям подвергаются преимущественно основные минералы эвапоритового осадка: галит, сильвин, гипс, быстро теряющий воду и переходящий в ангидрит, доломит, иногда магнезит, кальцит, целестин, барит.

Стадия диагенеза в истории развития эвапоритов занимает наибольший период. Большинство соляных минералов содержат разнообразные первичные включения, которые в условиях уплотнения первично-осадочного материала под давлением вышележащих осадков и замкнутого и ограниченного пространства в основном сохраняют свои свойства и химический состав в отложениях Верхнекамского соленосного бассейна.

Эвапориты отличаются повышенной предрасположенностью к катагенетическим преобразованиям, среди которых основная роль принадлежит процессам, протекающим под влиянием изменения гидрогеологической обстановки. Процесс галогенеза приводит к формированию двух основных типов подземных вод: седиментогенных рассолов и десцендентных вод – рассолов и вод выщелачивания, возникших в процессе растворения солей пресными атмогенными водами. При наличии в разрезе хлоридных солей минерализация десцендентных рассолов достигает 300–320 г/л, в их составе преобладает хлористый натрий. Концентрация сульфат-иона обычно довольно высокая, а микрокомпонентов (брома, стронция и др.) – низкая.

Седиментогенные рассолы, которые являются производными от маточной рапы, характеризуются солесодержанием 280–600 г/л, низкой сульфатностью, повышенными концентрациями брома, стронция.

Как отмечалось выше, основным фактором литификации солей является образование скелетно-каркасных связей между кристаллами соляных минералов. Это определяет возможность сохранения в отложениях значительного количества межкристальной рапы на довольно больших глубинах [4]. Седиментогенные рассолы в под- и межэвапоритовые формации поступают путём гравитационного перемещения и диффузии.

Проблемы литологии и петрологии

Происходит смешение рассолов разных стадий внедрения, а также с первично захоронёнными водами. Процессы воздействия рассолов на минералы неэвапоритовых литофаций объединяются понятием "галокатагенез" и приводят к формированию доломита, гипса, ангидрита, галита.

Во многих регионах установлена генетическая связь доломитизации известняков с присутствием вышезалегающих эвапоритов. Катагенетический доломит распространён в межсолевых и подсолевых отложениях. Он встречается в виде чётко образованных ромбоэдрических и субромбоэдрических кристаллов в пустотах каверн, пор и трещин как среди галопелитов, ангидритовых прослоев, так и в виде включений в каменной соли. Доломитизированные зоны прослеживаются по вертикали в разных стратиграфических горизонтах разреза, свидетельствуя о независимости формирования доломита от фациальных условий осадконакопления.

Распределение сульфатных минералов в разрезе галогенной формации носит региональный и афациальный характер. Ангидрит насыщает галопелиты, встречается в них в виде микрозернистых желваков различных размеров – от долей миллиметра до 7–8 мм в диаметре или образует розетки и спиральобразные скопления внутри слоев каменной соли – как в продуктивных пластах, так и в подстилающей каменной соли. Кроме того, в сильвинитовых пластах ангидрит выделяется в форме пылеватых "присыпок" среди галитовых зёрен солей "высаливания", которые формируются на стадии катагенеза при частичном растворении сильвина под воздействием десцендентных растворов. Последние проникают в сильвиниты по контакту с галопелитами.

В условиях повышенных температур и высоких давлений зоны катагенеза каменная соль на определённых участках приобретает новые физические свойства и становится пластичной. Соляные породы уплотняются, подвергаются перекристаллизации. Процессы перекристаллизации приводят к укрупнению размеров зёрен, образуются крупно- и гигантокристаллические (шпатовые) соли. В ходе перекристаллизации из минералов удаляется вода, содержащаяся в газово-жидких включениях.

Наблюдаются ли все вышеперечисленные признаки катагенеза в галогенных отложениях Верхнекамского месторождения?

Глубина залегания подстилающей каменной соли и сильвинит-карналлитовых слоев составляет от 120–180 до 870–910 м при максимальной мощности галогенной толщи. Следовательно, температура даже на максимальной глубине не могла подниматься в соляных отложениях до 30°C. Литостатическое давление, вероятно, также было невысоким. Поэтому катагенез в галогенной формации Верхнекамского месторождения проявлялся избирательно, на отдельных участках, под влиянием элизионных и десцендентных вод, проникавших в соляные отложения вдоль галопелитовых прослоев. На это указывает образование шпатового галита в подстилающей каменной соли и микрозернистой соли "высаливания"

в сильвинитовых слоях на контакте с галопелитами. В нижних горизонтах подстилающей каменной соли на отдельных участках наблюдаются текстуры течения, и зёрна деформированного галита полностью лишены зонального строения. В них отсутствуют газово-жидкие включения. Следует ли считать эти явления катагенетическими изменениями? На этот вопрос нет единого ответа. Механизм формирования текстур течения трактуется с различных позиций, но доказательства в пользу той или другой точки зрения [1, 2] отсутствуют. Наряду с этим, в подстилающей каменной соли даже на максимальных глубинах сохраняются слои перистой каменной соли, которая содержит газово-жидкие включения.

Таким образом, многофакторность рассматриваемой фазы катагенеза затрудняет разработку простых и ясных критериев для распознавания её начала и завершения. Ясно только, что термобарические критерии в эвапоритах Верхнекамского месторождения не соответствуют катагенезу, хотя некоторые процессы, протекающие в отдельных слоях соляной толщи, можно условно отнести к катагенетическим.

Список литературы

1. Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др. Потротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. СПб.; Соликамск, 2000. 400 с.
2. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001. 429 с.
3. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск, 2000. 255 с.
4. Петриченко О.И. Атлас микровключений в минералах галогенных пород. Киев: Наукова думка, 1977. 182 с.

А.В. Маслов¹, Э.З. Гареев², В.Н. Подковыров³

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

² Президиум Уфимского научного центра РАН, г. Уфа

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

**ОТНОШЕНИЕ TiO_2/Al_2O_3 В АРГИЛЛИТАХ ВЕНДА И РИФЕЯ
СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВОК
ИХ НАКОПЛЕНИЯ**

Титан и алюминий являются, как известно, в процессах выветривания и диагенеза (в широком смысле) относительно неподвижными элементами. С учетом, что величина отношения TiO_2/Al_2O_3 в изверженных породах различного состава в существенной степени варьирует (в основных породах оно в несколько раз выше, чем в кислых), данный параметр может выступать индикатором состава источников сноса [13–15].

Проблемы литологии и петрологии

Анализ соотношений Al_2O_3 и TiO_2 в современных терригенных отложениях Арктической Канады и северо-восточной Австралии [16] показал, что в процессе транспортировки тонкой терригенной кластики, образованной за счет эрозии умеренно выветрелых гранитных массивов в умеренном гумидном климате, происходит определенное снижение доли Al_2O_3 в наиболее тонких глинистых компонентах, тогда как во фракциях, обогащенных таким минералом, как биотит, наблюдается, напротив, рост содержания Al_2O_3 . В результате распределение фигуративных точек составов на диаграмме TiO_2 – Al_2O_3 носит близкий к линейному характер, а сама область составов субпараллельна линии $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$. В гляциальных обстановках при транспортировке тонкой взвеси флювиогляциальными потоками и минимальных химических и минералогических её трансформациях формируются осадки со значительными вариациями TiO_2 при минимальных изменениях в содержании Al_2O_3 . На диаграмме TiO_2 – Al_2O_3 в этом случае наблюдается почти вертикальное распределение фигуративных точек составов различных размерных фракций, причем точки песчаников локализуются в нижней части поля, а глины – в верхней; средний состав источника сноса соответствует в этом случае средней части поля. Такой характер распределения фигуративных точек обусловлен, по мнению Г. Янга и Г. Несбитта [16], спецификой гляциальных процессов, способствующих отделению тонкозернистого биотита при транспортировке взвеси флювиогляциальными потоками (песчаная фракция при этом несколько обедняется TiO_2 , а глины и тонкие алевриты, напротив, несколько обогащаются). В тиллитах, в том числе и палеопротерозойских, не претерпевших существенной обработки водными потоками, также можно видеть существенные вариации содержания TiO_2 при минимальных изменениях Al_2O_3 .

Отношение $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ может быть не только индикатором состава палеоводосборов, но и показателем климатических обстановок осадкоакопления. Мы попытались применить охарактеризованные выше критерии разграничения различных по генезису осадочных образований к отложениям венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория. Для сравнения кратко рассмотрены также данные о составе тонкозернистых терригенных пород рифея Башкирского мегантиклинория.

Разрез венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория представлен двумя крупными осадочными сериями – серебрянской и сильвицкой [1, 9]. Серебрянская серия объединяет снизу вверх танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и кернесскую свиты. Танинская свита (мощность до 500 м) слагается редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и алевритистых глинистых сланцев. Гаревская свита объединяет мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы. Мощность ее достигает 700–750 м. Койвинская свита (250–300 м) представлена тонким чередо-

Проблемы литологии и петрологии

ванием филлитовидных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков; в ряде разрезов свиты присутствуют пакеты и пачки редкогалечниковых конгломератов. Бутонская свита (300–350 м) объединяет полосчатые темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с редкими прослойками алевролитов. Кернесская свита (200–350 м) слагается песчаниками и филлитовидными алевритоглинистыми породами. В северной части мегантиклиниория в верхней части кернесской свиты существенная роль принадлежит вулканогенным породам дворецкого комплекса.

По данным Ю.Л. Ронкина [10], возраст трахиандезитов дворецкого комплекса составляет 569 ± 42 (Sm-Nd метод, валовая проба) и 559 ± 16 (Rb-Sr метод, валовая проба) млн. лет.

Сылвицкая серия включает старопечинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечниковыми конгломератами, а в верхней – темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях породы старопечинской свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин [1, 3]. Перевалокская свита объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. Мощность ее не превышает 300 м. Выше наблюдается последовательность (до 1500–1800 м) преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в чернокаменскую свиту. Завершают разрез полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослойками алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты. Мощность ее 500–600 м.

В целом вендинские образования Кваркушско-Каменногорского мегантиклиниория представлены сложно построенной последовательностью гляцио-морских и нормально-морских отложений [1, 2, 4, 5, 11, 12].

Между TiO_2 и Al_2O_3 в аргиллитах и мелкозернистых песчаниках танинской свиты серебрянской серии наблюдается сильная корреляция ($r=0.94$), на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ распределение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных образований данного литостратиграфического уровня носит близкий к линейному характер (рис. 1). В аргиллитах койвинской и чернокаменской свит корреляция между TiO_2 и Al_2O_3 значительная (соответственно $r=0.86$ и 0.56). С учетом приведенных данных [16] можно предполагать, что тонкая аллюмосиликокластика названных уровней венда западного склона Среднего Урала формировалась за счет материала, подвергшегося в областях сноса выветриванию в обстановках сходных с обстановками умеренно гумидного климата.

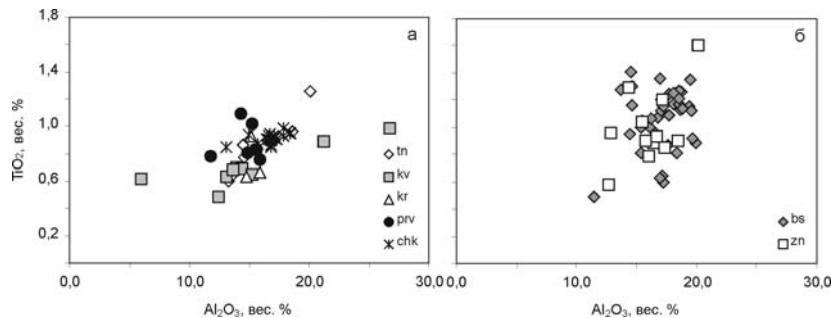


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов аргиллитов серебрянской и сильвицкой серий венда Кваркушско-Каменогорского мегамиклиниория (а) и аргиллитов ашинской серии венда Башкирского мегамиклиниория (б) на диаграмме TiO_2 – Al_2O_3 : tn – танинская свита; kv – койвинская свита; kr – керносская свита; prv – перевалокская свита; chk – чернокаменская свита; bs – басинская свита; zn – зиганская свита

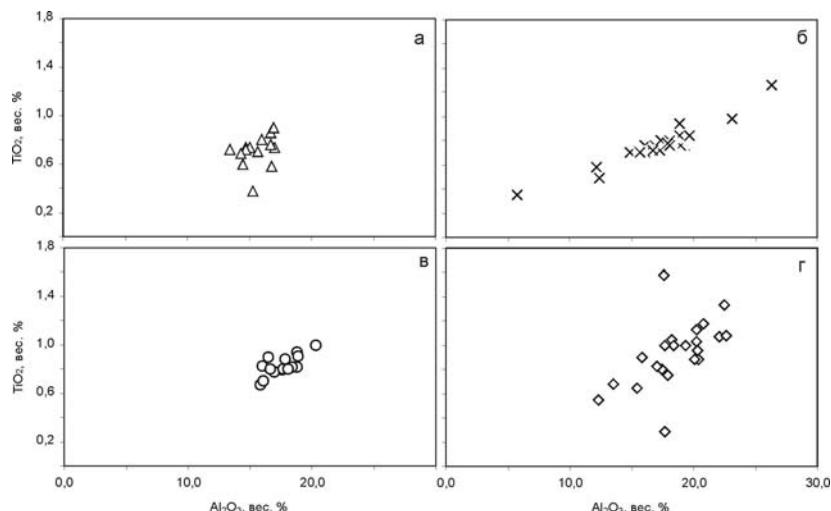


Рис. 2. Положение figurativnykh tochek sostavov glinistykh slanцев айской (а), большеинзерской (б), катаксинской подсвиты авзянской свиты (в) и инзерской свиты (г) на диаграмме TiO_2 – Al_2O_3

В аргиллитах керносской¹ и перевалокской свит корреляция между TiO_2 и Al_2O_3 не наблюдается. Значения коэффициента r составляют для пород указанных уровней соответственно -0.07 и 0.01 . На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ поля фигуративных точек составов аргиллитов указанных подразделений имеют почти вертикальную ориентировку. Это указывает, по-видимому, на отсутствие заметных химических и минералогических трансформаций тонкой терригенной взвеси в процессе транспортировки и косвенно (?) свидетельствует в пользу влияния на процессы осадконакопления в керносское и перевалокское время нивального климата.

Для сравнения на рис. 1, б приведено распределение в диаграмме $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ фигуративных точек составов аргиллитов басинской и зиганской свит ашинской серии венда западного склона Южного Урала, для которых влияние ледникового климата на процессы осадконакопления никем из исследователей не постулировалось. Поля составов аргиллитов обеих указанных свит вытянуты на диаграмме примерно вдоль линии $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$, а значения коэффициентов корреляции между TiO_2 и Al_2O_3 составляют соответственно 0.21 и 0.51 . Таким образом, и литологические и литохимические данные подтверждают предположение о накоплении отложений басинской и зиганской свит в условиях доминирования на водосборах климата, сходного с гумидным.

Попробуем использовать отношение $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для реконструкции обстановок накопления терригенных последовательностей типового разреза рифея. На палеоклиматические обстановки накопления отложений рифея Башкирского мегантиклиниория у исследователей существовали разные точки зрения [6, 7], однако детальные литологические, лито- и геохимические исследования [8] позволили показать, что в айское время климат был схожен с холодным аридным (обилие свежих полевых шпатов, в том числе и плагиоклазов, в песчаниках). Для бакальского уровня нижнего рифея литологические, литохимические и геохимические критерии достаточно однозначно указывают на преобладание на палеоводосборах гумидного климата. То же самое можно предполагать и для машакского, зигальгинского и зигазинско-комаровского уровней среднего рифея. В начале авзянского времени среднего рифея климат был близок к аридному (величина отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ составляет порядка 2.7 , в ряде разрезов присутствуют красноцветные отложения, содержащие сульфаты (гипс, барит) с тяжелым изотопным составом серы), тогда как для его середины по литологическим показателям можно предполагать существование в областях размыва относительно теплого гумидного климата. Для бирьянского уровня позднего рифея все индикаторы палеоклимата указывают на преимущественно аридные обстановки осадконакопления; наиболее жестким климат был, вероятно, в конце времени накопления

¹ Для данного уровня проанализировано всего 3 пробы.

Проблемы литологии и петрологии

отложений зильмердакской свиты (бедерышинское время). В середине и конце каратавия (катауское, инзерское, миньярское и укское время) климат был, скорее всего, семиаридным-семигумидным.

Для глинистых сланцев айской свиты нижнего рифея коэффициент корреляции между TiO_2 и Al_2O_3 составляет 0.29, а фигуративные точки на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ не обнаруживают явно выраженной линейной ориентировки (рис. 2). Глинистые сланцы большеинзерской свиты, коррелируемой с верхней частью айской свиты, характеризуются исключительно высокой степенью корреляции между TiO_2 и Al_2O_3 , достигающей 0.95. Несколько меньшие значения свойственны для глинистых пород катаскинской подсвиты авзянской свиты и инзерской свиты (соответственно 0.73 и 0.56). Аргиллиты и мелкозернистые песчаники бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты характеризуются величинами коэффициента корреляции, равными 0.45 и 0.14 соответственно. На диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ точки составов катаскинской подсвиты авзянской свиты и инзерского уровня демонстрируют ясно выраженную линейную корреляцию между значениями TiO_2 и Al_2O_3 . Все вместе это указывает, на наш взгляд, на то, что только для айского уровня бурзяния (и бедерышинского уровня каратавия) по соотношению между оксидами TiO_2 и Al_2O_3 можно предполагать некоторое участие в процессах осадконакопления продуктов нивального климата. Для всех других проанализированных нами уровней типового разреза рифея характерно доминирование среди тонкой алюмосиликокластики материала, подвергшегося преобразованию в гумидных климатических обстановках.

Возвращаясь к обсуждению приведенных данных по терригенным образованиям венда западного склона Среднего Урала, следует отметить, что анализ соотношений между TiO_2 и Al_2O_3 в тонкозернистой терригенно-кальцеевой кластике из разрезов серебрянской и сыворотской серий позволил выявить существование, по крайней мере, двух ассоциаций аргиллитов. В первой из них (ковинская и чернокаменская свиты) между указанными оксидами наблюдается сильная корреляция и, исходя из критериев, приведенных в работе [16], породы данной ассоциации можно рассматривать как продукты гумидного литогенеза. В аргиллитах керносской и перевалокской свит, принадлежащих ко второй ассоциации, корреляция между TiO_2 и Al_2O_3 отсутствует, а фигуративные точки составов на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ ориентированы примерно параллельно оси TiO_2 . В составе аргиллитов данной ассоциации, по всей видимости, преобладает слабо преобразованная процессами гумидного выветривания тонкая алюмосиликокластика. В состав первой ассоциации попали аргиллиты и тонкозернистые алевролиты танинского уровня серебрянской серии, в составе которого, по данным Н.М. Чумакова [4, 11, 12] и ряда других исследователей, присутствуют дистальные отложения шельфовых ледников, а так-

Проблемы литологии и петрологии

же отложения конусов выноса подледных рек и ряд других, не менее специфических, образований. Эта проблема требует решения в будущем.

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

Список литературы

1. Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Венская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / отв. редакторы: Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 237 с.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мастилл Т., Крупенин М.Т. Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // Докл. АН. 2005. Т. 401. №6. С. 784–788.
4. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
5. Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Геология и петрография западного Урала. Пермь, 1970. С. 109–126.
6. Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность) / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997. 220 с.
7. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: ГП “Принт”, 1998. 225 с.
8. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 427–446.
9. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: Роскомнедра, 1993. 172 л.
10. Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. 2-е изд. Сер. Пермская. Лист О-40-XVII. Объяснительная записка. Пермь: Пермское государственное предприятие «Геокарта», 2002. 172 с.
11. Чумаков Н.М. Докембрейские тиллиты и тиллоиды. М., 1978. 204 с.
12. Чумаков Н.М. Тиллиты и тиллоиды западного склона Среднего Урала // Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала: Путеводитель геол. экскурс. Всерос. совещ. «Палеогеография венда – раннего палеозоя» / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 74–82.
13. McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M. The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on rare earth elements // Can. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. P. 230–239.
14. Schmidt R.G. Geology and ore deposits of the Cuyuna Range, Minnesota // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1963. № 407. 96 p.
15. Sreenivas B., Srinivasan R. Identification of paleosoils in the Precambrian metapelitic assemblages of peninsular India – a major element geochemical approach // Current Science. 1994. Vol. 67. P. 89–94.

Проблемы литологии и петрологии

16. Young G.M., Nesbitt H.W. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks // J. Sed. Res. 1998. Vol. 68, № 3. P. 448–455.

В.Н. Подковыров¹, А.В. Маслов²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

СИСТЕМАТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦАХ РИФЕЯ УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (новые данные)

Анализ изотопных и геохимических особенностей глинистых пород позволяет успешно реконструировать обстановки их формирования – состав и эволюцию палеоводосборов, палеоклимат, окислительно-восстановительные условия и др. Одним из эффективных методов реконструкции состава палеоводосборов и общей эволюции верхней коры является анализ спектров редкоземельных элементов (REE) и ряда их индикаторных отношений (LREE/HREE , La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N , Eu/Eu^* и др.).

Мощные, длительно формировавшиеся осадочные последовательности рифея, вскрывающиеся по периферии Восточно-Европейской и Сибирской платформ (на западном склоне Южного Урала, в Енисейском кряже и Учуро-Майском регионе), представляют собой прекрасные объекты для решения ряда крупных задач, таких как мониторинг состава источников сноса и обстановок формирования осадочных последовательностей на протяжении почти 1 млрд. лет, анализ долговременных вариаций состава верхней коры и реконструкция соотношений литогенных и петрогенных осадков в разрезах крупных седиментационных бассейнов позднего докембрия.

Для западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона подобные исследования проводятся уже более 5 лет [1, 2, 4–6, 13]; в настоящей статье приведены новые данные о систематике REE в глинистых сланцах рифея последнего из указанных объектов, полученные при изучении существенно большего, чем ранее, аналитического материала.

В разрезе рифея Учуро-Майского региона выделяются учурская, аимчанская, керпильская, лахандинская и уйская серии. Учурская серия отвечает нижнему рифею, аимчанская и керпильская принадлежат среднему рифею, а лахандинская и уйская – верхнему [7].

Учурская серия объединяет в Учурской впадине гонамскую, омахтинскую и энгинскую свиты, а в пределах Юдомо-Майского проги-

Проблемы литологии и петрологии

ба – пионерскую, трехгорную димскую и белореченскую свиты. Начало накопления отложений учурской серии оценивается в 1600?–1520 млн. лет [14]. K-Ar возраст глауконита из песчаников гонамской свиты составляет 1450–1520 млн. лет, а из пород омахтинской свиты – 1360 млн. лет [11].

Аимчанская серия объединяет талынскую и светлинскую свиты. K-Ar возраст глауконита из песчаников талынской свиты составляет 1210–1230 млн. лет [811].

Керпильская серия объединяет тоттинскую, малгинскую и цыпандинскую свиты. Максимальные значения возраста глауконита (K-Ar метод) из песчаников тоттинской свиты составляют ~ 1170–1070 млн. лет [11]. Наиболее молодая ассоциация обломочных цирконов из терригенных пород тоттинской свиты имеет возраст 1300 ± 50 млн. лет [14]. Pb-Pb возраст известняков малгинской свиты составляет 1043 ± 14 млн. лет [3].

Лахандинская серия включает две свиты – неруенскую и игниканскую. Pb-Pb возраст карбонатных пород нижней части лахандинской серии равен 1025 ± 40 млн. лет [9]. Карбонатные породы сухотунгусикской свиты, залегающей в Туруханском поднятии между аналогами малгинской и неруенской свит, имеют Pb-Pb возраст 1035 ± 60 млн. лет [12].

В состав уйской серии входят кандыкская и усть-кирбинская свиты. Синхронные времена накопления отложений средней – основания верхней частей уйской серии проявления основного магматизма имеют U-Pb возраст 1000–975 млн. лет [14]. Минимальный возраст обломочных цирконов в породах нижней части уйской свиты – 1057 ± 28 млн. лет.

Терригенные породы доминируют в разрезах трехгорной, димской, талынской, светлинской, тоттинской, неруенской, кандыкской и усть-кирбинской свит, остальные литостратиграфические подразделения гипостратотипа рифея представлены преимущественно карбонатными отложениями.

Исходя из минералого-петрографических и геохимических данных, можно заключить, что источниками сноса для мелководных интракратонных бассейнов, существовавших в Учуро-Майском регионе в раннем и среднем рифе, выступали магматические и метаморфические породы, близкие по валовому составу к «верхней континентальной коре», а также гранодиоритовые массивы [5, 10]. В аргиллитах талынской свиты основания среднего рифея выявлены положительная (относительно PAAS) европиевая аномалия и спектры REE, сходные с теми, что типичны для примитивных в геохимическом отношении архейских аргиллитов. Вместе с данными о Nd модельных возрастах тонкозернистых терригенных пород это свидетельствует о том, что в начале среднего рифея раз-

Проблемы литологии и петрологии

мы затрагивал достаточно глубокие горизонты континентальной коры [6].

Присутствующие среди осадочных последовательностей раннего и среднего рифея щелочные и толеитовые базальты с высокими содержаниями В, К и Pb, пониженными значениями Th, Nb, Sr и величиной $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ порядка $-0,1$ фиксируют несколько импульсов рифтогенеза, имевших место около 1,50, 1,38 и 1,32 млрд. лет назад [5, 14]. Исключительно крупное рифтогенное событие, приведшее к масштабной деструкции континентальной коры и геологически очень быстрому накоплению почти 1 км магматических, вулканических и терригенных пород уйской серии, фиксируется в Учуро-Майском регионе на рубеже среднего и позднего рифея. По данным В.Н. Подковырова с соавторами [6], это событие отражено в геохимических характеристиках глинистых сланцев резким снижением значений отношений La/Sc и Th/Sc при умеренном росте Eu/Eu*.

Обратимся теперь собственно к рассмотрению новых данных.

Содержания REE в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических единиц рифея Учуро-Майского региона варьируют в широких пределах. Так, для глинистых сланцев трехгорной свиты суммы минимальных и максимальных содержаний REE (при всей условности данного параметра) составляют соответственно 77,6 и 238,5, для димской свиты – 149 и 272,3, талынской – 94,8 и 417,4, тоттинской – 57,8 и 318,8 г/т и т.п.

Медианные значения суммы REE также изменяются в достаточно больших пределах – от 57,6 г/т в глинистых сланцах каньонского уровня до 219,75 г/т в породах тоттинской свиты. Снизу вверх по разрезу рифея Учуро-Майского региона в интервале 1550–1150 млн. лет, т.е. в тонкозернистых терригенных породах и раннего, и среднего рифея, медианные значения суммы REE достаточно сопоставимы и варьируют в пределах 162–214 г/т, что примерно соответствует значениям данного параметра в среднем постархейском глинистом сланце (PAAS) и свидетельствует о присутствии на палеоводосборах достаточно зрелых в геохимическом отношении комплексов пород. Выше по разрезу, в интервале 1150–1000 млн. лет, наблюдается заметное увеличение амплитуды вариаций суммы REE, и глинистые сланцы каньонского уровня, как мы видели выше, имеют минимальное значение данного параметра, что позволяет предполагать преобладание в областях размыва в это время пород основного и гранодиоритового составов.

Нормирование содержаний REE в глинистых сланцах на PAAS показывает следующее (рис. 1). Глинистые сланцы трехгорной и димской свит нижнего рифея характеризуются относительно PAAS хорошо выраженным дефицитом тяжелых REE. Среди глинистых сланцев талынского уровня присутствуют как породы с дефицитом HREE, так и глинистые

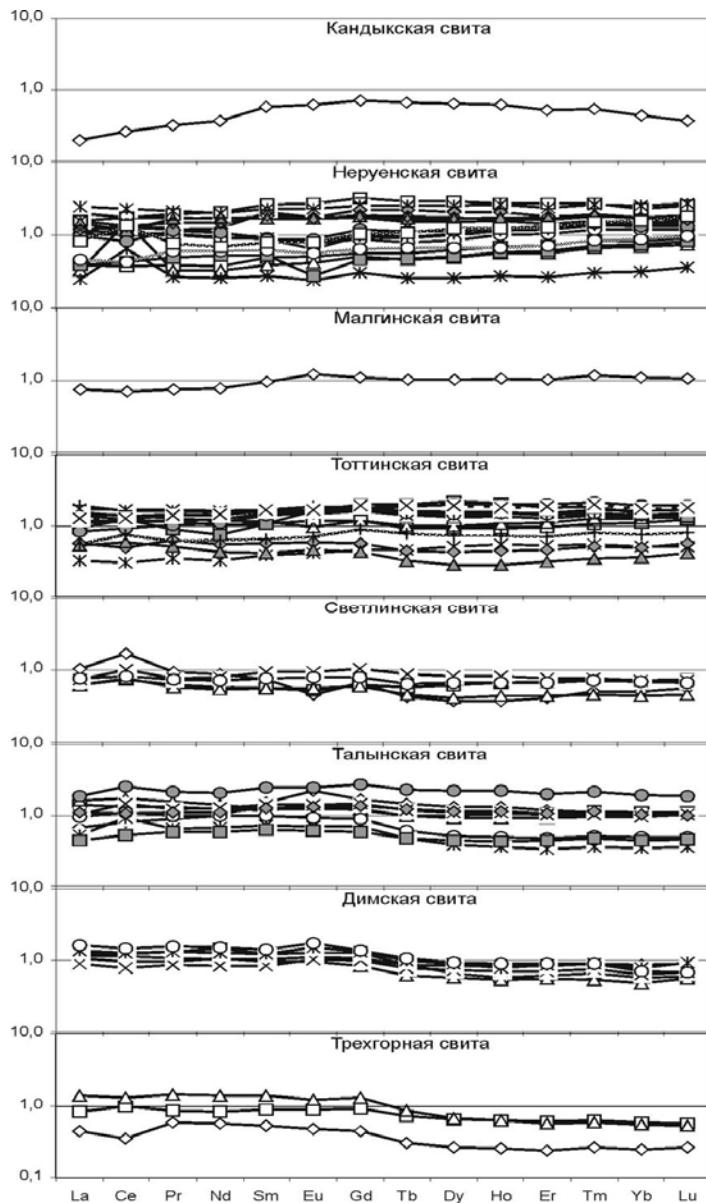


Рис. 1. Нормированные на PAAS составы глинистых сланцев рифея Учуро-Майского региона

Проблемы литологии и петрологии

сланцы, в которых распределение REE примерно соответствует тому, что мы видим в PAAS. В тонкозернистых терригенных породах и димского, и талынского уровней присутствует положительная (относительно PAAS) европиевая аномалия, отмеченная ранее в работе [6]. Впервые на талынском уровне в глинистых сланцах фиксируется положительная (относительно PAAS) аномалия Ce, наблюдающаяся и выше – на светлинском уровне. Распределение REE в глинистых сланцах тогтинской и неруенской свит сопоставимо с тем, что типично для PAAS. Глинистые сланцы, присутствующие среди карбонатных пород на малгинском уровне, характеризуются принципиально иным типом распределения REE – здесь наблюдается дефицит легких редких земель. Еще более интересно выглядит спектр REE в глинистых сланцах кандыкской свиты; по сравнению с PAAS в них наблюдается отчетливый дефицит как легких, так и тяжелых редких земель.

Отношение LREE/HREE в глинистых сланцах трехгорной, димской, талынской и светлинской свит варьирует от 13,4 до 10,5 (рис. 2), что типично для составов, сформированных за счет размыва зрелых, преимущественно гранитно-гранодиоритовых субстратов. В породах более высоких уровней гипостратотипа рифея величина LREE/HREE начинает постепенно снижаться и в глинистых сланцах кандыкской свиты составляет уже всего 5, что характерно для составов, образованных за счет размыва преимущественно (?) базитовых субстратов.

Аналогичным образом изменяется снизу вверх по разрезу рифея Учуро-Майского региона и величина La_N/Yb_N . Отношение Gd_N/Yb_N , характеризующее величину деплелирования тяжелых REE, в глинистых сланцах нижнего рифея составляет несколько более 2,0; это косвенно указывает на вовлечение в размывы на палеоводосборах весьма примитивных (архейских?) геохимическом отношении субстратов [16]. В среднерифейских глинистых сланцах данный параметр снижается до 1,8–1,3 (в PAAS это отношение составляет 1,36). Неруенские сланцы вписываются в эти же рамки, однако в тонкозернистых терригенных породах кандыкского уровня величина отношения Gd_N/Yb_N вновь превышает пороговое значение 2,0, что может указывать на присутствие рифейских мантийных субстратов, вероятно, в виде основных вулканитов, синхронных осадконакоплению [6].

Нормированные на хондрит спектры REE почти во всех проанализированных нами глинистых сланцах характеризуются достаточно хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией, величина которой варьирует от 0,57 (неруенский уровень) до 0,77 (малгинский уровень) (рис. 3). Глинистые сланцы трехгорной и димской свит имеют весьма однообразные спектры, отличающиеся от PAAS несколько большей

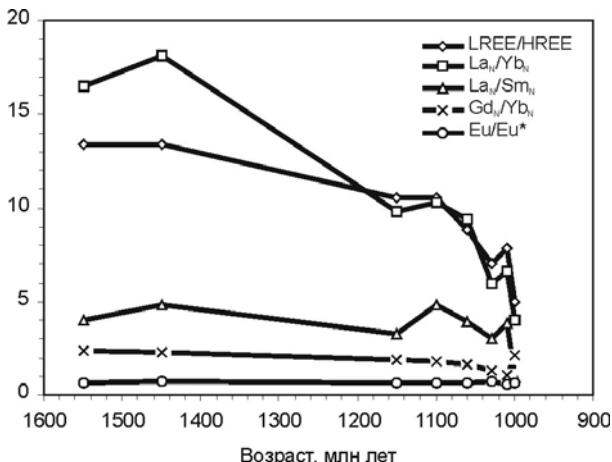


Рис. 2. Характер изменения LREE/HREE, $\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$, $\text{La}_{\text{N}}/\text{Sm}_{\text{N}}$, $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ и Eu/Eu^* в глинистых сланцах рифея Учуро-Майского региона снизу вверх по разрезу

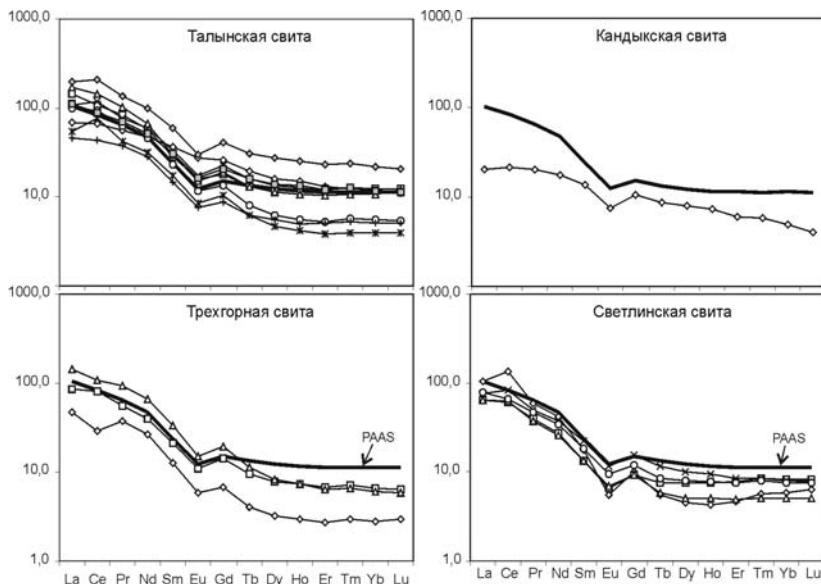


Рис. 3. Нормированные на хондрит спектры REE в глинистых сланцах ряда литостратиграфических подразделений гипостратотипа рифея

Проблемы литологии и петрологии

степенью деплелирования HREE. В одной из проб сланцев трехгорной свиты наблюдается отрицательная цериевая аномалия. Спектры глинистых сланцев талынской свиты можно разделить на две группы, одна из которых хорошо сопоставима с PAAS, а вторая отличается повышенной степенью деплелирования тяжелых редких земель. На светлинском уровне присутствуют тонкозернистые терригенные породы, характеризующиеся корытообразной формой правой части спектра, т.е. некоторым дефицитом таких тяжелых редкоземельных элементов, как Dy, Ho, Er и Tm. Глинистые сланцы вышележащих tottinского и неруенского уровней так же, как и породы талынской свиты, представлены несколькими группами. Ряд спектров REE и здесь характеризуется корытообразной формой правой ветви. На неруенском уровне в ряде проб очень хорошо выражена не только отрицательная европиевая, но и положительная цериевая аномалии, что в единичных пробах можно было видеть также на талынском, светлинском и totтинском уровнях. Наконец, глинистые сланцы кандыкской свиты имеют весьма пологий спектр REE с хорошо выраженным деплелированием его тяжелых компонентов, весьма пологой левой ветвью и отчетливой отрицательной европиевой аномалией.

Суммируя все сказанное выше, можно на существенно большем, чем ранее, фактическом материале сделать вывод, что формирование осадочных образований рифея Учуро-Майского региона происходило, по всей видимости, в два этапа. На первом (1600? – 1080–1050 млн. лет) из них источником терригенной алюмосиликокластики выступала достаточно зрелая верхняя кора Сибирского кратона. Второй этап (1080–1050 – 950 млн. лет) ознаменовался крупномасштабной деструкцией континентальной коры и появлением на палеоводосборах существенных объемов базитового и ультрабазитового (?) материала. В отличие от этого события фиксируемые по геологическим данным эпизоды рифтогенеза 1,50, 1,38 и 1,32 млрд. лет назад не оказали заметного влияния на состав рифейской тонкой алюмосиликокластики и, следовательно, имели заметно меньшие масштабы и значимость для формирования осадочного выполнения ранне-среднерифейских осадочных бассейнов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО и СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» и Программ № 7 ОНЗ РАН и № 25 Президиума РАН.

Список литературы

1. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагении / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 28–52.

Проблемы литологии и петрологии

2. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др.* РЗЭ, Cr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004. № 1. С. 70–112.
3. *Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др.* Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 3–25.
4. *Подковыров В.Н.* Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГГД РАН. СПб., 2001. 37 с.
5. *Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Модели палеотектоники бассейнов сибирского типа рифея (Учуро-Майский регион): геохимические и Nd изотопные свидетельства по глинистым породам // Суперконтиненты в геологическом развитии докембра / ИЗК СО РАН. Иркутск, 2001. С. 189–192.
6. *Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
7. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
8. *Семихатов М.А., Полевая Н.И., Волобуев М.А., Казаков Г.А.* Поздний докембрый Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрый. Л.: Недра, 1973. С. 268–280.
9. *Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горюхов И.М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 2. С. 216–221.
10. *Худолей А.К.* Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ГИН РАН. М., 2003. 35 с.
11. *Шен菲尔д В.Ю.* Поздний докембрый Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
12. *Bartley J.K., Semikhhatov M.A., Kaufman A.J. et al.* Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Prec. Res. 2001. Vol. 111. P. 165–202.
13. *Cullers R.L., Podkovyrov V.N.* Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda Shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling // I bid. 2000. Vol. 104. P. 77–93.
14. *Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian Basin of southeastern Siberia // I bid. 2001. Vol. 111. P. 129–163.
15. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 164. P. 409–420.
16. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // Rev. Geoph. 1995. Vol. 33. P. 241–265.

А.Ю. Корнилова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

Сылвицкая серия венда представлена мощным комплексом терригенных осадков, имеющих широкое распространение на западном крыле Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал). Отложения сылвицкой серии с размывом залегают на породах серебрянской серии и несогласно перекрываются отложениями среднего девона или силура [1]. По литологическим признакам и особенностям строения серия подразделяется на четыре свиты: старопеччинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую. Суммарная мощность отложений сылвицкой серии составляет 2650–2850 м.

Отложения сылвицкой серии изучались начиная с конца 1960 – начала 1970-х гг. Б.Д. Аблизиным, Ф.А. Курбацкой, М.Л. Клюжиной и рядом других авторов [1–4, 6, 7] при проведении крупномасштабных геолого-съемочных и тематических работ. В указанных публикациях приведены подробные минералого-петрографические описания пород всех литостратиграфических подразделений сылвицкой серии, их структурно-текстурных особенностей, реконструированы обстановки осадконакопления, выполнен формационный анализ отложений. На основе лито- и геохимических данных определены формы фиксации и транспортировки как петрогенных, так и малых элементов. В последние годы интерес исследователей к изучению седиментологических и литохимических особенностей отложений сылвицкой серии вновь возрос (см. [9–11]).

В статье приведены новые результаты комплексного литохимического изучения тонкозернистых терригенных пород (глинистых сланцев и аргиллитов) сылвицкой серии, позволяющие пролить свет на особенности распределения в них редкоземельных элементов (REE).

Для реконструкции состава источников сноса и тектонических условий формирования осадочных последовательностей в последние годы широко используются лито- и геохимические данные о составе тонкозернистых алюмосиликокластических пород [12–15]. Например, о составе и эволюции областей размыва можно судить по соотношению в глинистых сланцах и аргиллитах легких (LREE) и тяжелых (HREE) редкоземельных элементов, величине отношения La_N/Yb_N , нормированным на хондрит или ряд других эталонов, спектрам распределения REE. Редкоземельные элементы весьма слабо растворимы в воде и, следовательно, почти без потерь перемещаются из областей размыва в области осадко-

Проблемы литологии и петрологии

накопления. При этом спектры распределения REE, характерные для пород источников сноса, как правило, сохраняются в осадочных породах [12–15].

Изучение литогеохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород чернокаменской свиты, вскрытых в нижнем течении р. Сылвица, на выборке всего в 9 образцов позволило ранее установить [11], что основная масса REE и ряд малых элементов (например, Sc), присутствующих в глинистых сланцах и аргиллитах, связаны с глинистой фракцией. В настоящей работе мы использовали более представительный банк данных – 34 химических и ICP-MS анализов глинистых сланцев и аргиллитов сывицкой серии и попытались оценить вклад различных компонентов (глинистые и акцессорные минералы, фосфатные фазы и др.) в перенос REE из областей питания в конечные водоемы стока.

Пробы для литогеохимического изучения отобраны А.В. Масловым и М.Т. Крупениным при проведении полевых работ в бассейнах рек Сылвица (2002 г.), Усьва (2003 г.) и Межевая Утка (2004 г.). Проанализированы пробы глинистых сланцев перевалокской (9 шт.) и чернокаменской (20 шт.) свит и 5 проб аргиллитов усть-сылвицкой свиты. Определение содержаний петрогенных окислов выполнено рентгенфлуоресцентным методом (CRM-18) в лаборатории физико-химических методов анализа ИГГ УрО РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупокоева и В.П. Власов). Определение содержаний малых элементов проведено методом ICP-MS (аналитики О.П. Лепихина и О.Ю. Попова).

На основании полученных данных рассчитаны коэффициенты корреляции между петрогенными окислами и редкоземельными элементами, входящими в состав исследуемых сланцев. Для всех трех названных литостратиграфических подразделений сывицкой серии проанализированы значения коэффициента корреляции между REE и Zr (таблица).

Анализ указанных данных позволяет сделать следующие выводы.

Перевалокская свита. В глинистых сланцах данного уровня сывицкой серии наблюдается хорошо выраженная положительная корреляция между REE и Al_2O_3 , с одной стороны (0,55), и REE и K_2O – с другой (0,53). Можно предположить, что содержание и распределение REE в тонкозернистых терригенных породах перевалокской свиты контролируются преимущественно глинистыми минералами.

В глинистых сланцах перевалокской свиты наблюдается положительная корреляция REE с P_2O_5 , что предполагает контроль в распределении REE со стороны фосфатной фазы. Это хорошо соотносится с установленным фактом [5, 8] широкого распространения в отложениях старапечинской и перевалокской свит, а также всей подстилающей серебрянской серии фосфатных минералов. По данным Ф.А. Курбацкой [5],

Проблемы литологии и петрологии

Коэффициенты корреляции между петрогенными окислами и REE в глинистых сланцах и аргиллитах сильвицкой серии венда

	HREE	LREE	REE
Перевалокская свита			
P ₂ O ₅	0,80	0,49	0,56
K ₂ O	0,18	0,59	0,53
Al ₂ O ₃	0,32	0,59	0,55
TiO ₂	-0,27	-0,21	-0,23
Zr	0,31	0,29	0,30
Чернокаменская свита			
P ₂ O ₅	-0,06	-0,11	-0,10
K ₂ O	0,39	0,46	0,46
Al ₂ O ₃	0,33	0,40	0,40
TiO ₂	0,39	0,45	0,44
Zr	0,08	0,07	0,07
Усть-сильвицкая свита			
P ₂ O ₅	0,59	0,61	0,61
K ₂ O	-0,40	-0,28	-0,30
Al ₂ O ₃	-0,30	-0,23	-0,24
TiO ₂	0,62	0,73	0,72
Zr	0,18	0,05	0,07

фосфатоносность пород возрастает вверх по разрезу, а максимумы приходятся на отложения керноской свиты серебрянской серии и перевалокской свиты сильвицкой серии. Минералами-носителями редкоземельных элементов в глинистых сланцах перевалокской свиты могут являться, например, апатит, ксенотит, монацит. Для более точного заключения требуется углубленное минералогическое исследование.

Наличие в глинистых сланцах перевалокской свиты слабой положительной корреляции REE с Zr может говорить о присутствии в них циркона (?).

Для глинистых сланцев чернокаменской свиты так же, как и для пород перевалокской свиты, характерна достаточно хорошо выраженная взаимосвязь содержаний REE, LREE и HREE с содержаниями Al₂O₃ и K₂O. Однако на данном уровне, как видно из таблицы, в отличие от перевалокского уровня, не наблюдается корреляция REE с P₂O₅ и Zr, что свидетельствует об отсутствии контроля REE со стороны фосфатных фаз или акцессорного циркона. Подтверждение данного вывода можно видеть в работе [5], где отмечено, что для отложений чернокаменской свиты присутствие фосфоритов нехарактерно.

На основании положительной корреляции REE с TiO₂ (0,44) нам представляется вероятным, что часть редкоземельных элементов в глини-

Проблемы литологии и петрологии

стых сланцах чернокаменской свиты входит в состав таких минералов как титанит, рутил, ильменит в качестве изоморфных примесей. Как и для отложений перевалокской свиты, для подтверждения этого предположения у нас нет достаточных собственно минералогических данных.

Усть-сыльвицкая свита. Из приведенных в таблице данных видно, что, в отличие от пород двух вышеописанных свит, распределение REE в глинистых сланцах усть-сыльвицкой свиты не связано непосредственно с глинистой фракцией. Хорошо выраженная положительная корреляция REE с TiO_2 и P_2O_5 в аргиллитах данного уровня позволяет предположить, что основная масса редкоземельных элементов связана здесь с фосфатными (апатит, ксенотим или монацит), а также Ti -содержащими минералами (титанит, рутил, ильменит), типичными в большинстве случаев для так называемого «естественного шлиха». Ассоциация в разрезе усть-сыльвицкой серии аргиллитов и полевошпато-кварцевых (субаркозовых) песчаников делает это предположение, на наш взгляд, весьма вероятным. Возможно также, что одной из разновидностей фосфатной фазы являются на данном уровне обломочные зерна фосфоритов, присутствующие в каркасе алевролитов и песчаников [1, 5, 7] и поступавшие в осадок за счет перемыва подстилающих образований.

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

Список литературы

1. Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Клюжина М.Л. Вендская система Урала / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск, 1991. 60 с.
3. Клюжина М.Л. Литология и условия образования ашинской серии Среднего Урала: Дис. канд. геол.-мин. наук / ИГГ УФАН СССР. Свердловск, 1969. 220 с.
4. Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полезные ископаемые. 1970. №3. С. 74.
5. Курбацкая Ф.А. Докембрейские фосфоритоносные отложения Кваркушско-Каменногорского мегантиклиниория Урала // Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 93–105.
6. Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрая западного склона Среднего Урала и условия их образования: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / Перм. ун-т, 1968. 25 с.
7. Курбацкая Ф.А. Поздневенденская флишоидно-молассоидная формация Западного склона Урала // Вестник Перм. ун-та. 2004. Вып. 3. Геология. С. 9–12.
8. Курбацкая Ф.А., Кучина О.В. О вендахских фосфатоносных породах Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 61–65.
9. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменской свиты венда в бассейне р. Сылвица // Ежегодник-2002 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 70–82.

Проблемы литологии и петрологии

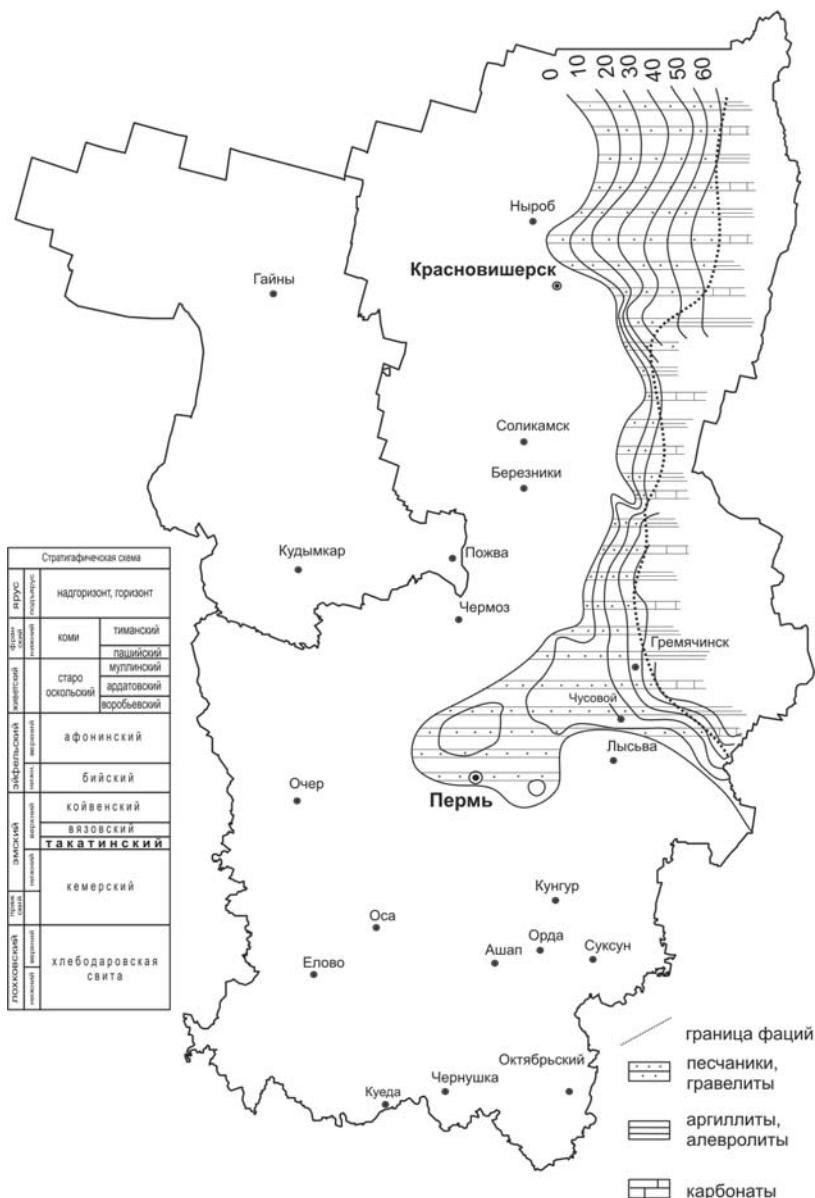
10. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Чернокаменская свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале // Ежегодник-2003 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 65–86.
11. *Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Некоторые геохимические особенности глинистых сланцев чернокаменской свиты венда в бассейне р. Сылвица // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 123–127.
12. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
13. *Cullers R.L., Podkovyrov V.N.* Geochemistry of the Mezoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling // Prec. Res. 2000. Vol. 104. P. 77–93.
14. *McLennan S.M., Taylor S.R., Kroner A.* Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups // I bid. 1983. Vol. 22. P. 93–124.
15. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // Reviews Geophysics. 1995. Vol. 33. P. 241–265.

Э.К. Сташкова, А.Н. Багаев
КамНИИКИГС, г. Пермь

ТАКАТИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

В отделе биостратиграфических исследований КамНИИКИГС по заказу ООО «Лукойл-Пермь» проведены научно-исследовательские работы, связанные с обобщением имеющихся геологических материалов по девонскому терригенному комплексу отложений. В основу работ легли исследования Н.Г. Чочия (1955), В.В. Цырлиной (1958), А.В. Кутукова А.И. Денисова и др. (1970), П.Н. Конева, Б.Я. Чалова (1969), М.М. Балашовой (1962–1968 ф), Р.М. Араслановой (1971, 1973), Л.В. Шаронова (1971), В.Е. Макшаковой, Н.М. Наборщиковой, Ю.И. Кузнецова и др. (1971, 1974, 1982 ф), О.А. Щербакова, В.И. Дурникона и др. (1994, 2002).

Одним из объектов, изучаемых в рамках исследований, явились отложения такатинского горизонта. Уточнены площадь их распространения, литологическая характеристика и история формирования. Проведена ревизия фонда скважин, выделены разрезы, вскрывшие такатинские образования, уточнены стратиграфические границы, вычислена мощность горизонта в каждом разрезе, построена карта изопахит (рисунок).



Литолого-фациальная карта такатинских отложений

Проблемы литологии и петрологии

Отложения такатинского горизонта (эмский ярус нижнего девона) выделяются в основании девонской терригенной толщи. Они трансгрессивно, с большим стратиграфическим несогласием (отсутствуют образования большей части нижнего девона) перекрывают разновозрастные образования верхнего протерозоя. Такатинские отложения неширокой полосой прослеживаются на восточной окраине Русской платформы, «языком» вдаваясь с Урала в западном направлении по намечающейся Краснокамско-Чусовской палеовпадине. Мощность отложений изменяется от 0 до 33 м (по данным бурения), возрастает на восток до 60 м и более в Колво-Вишерском районе (по обнажениям западного склона Урала). К северу от широты г. Перми намечается отчетливая закономерность увеличения мощности в северо-восточном направлении.

Наиболее полно такатинские образования представлены в осевой зоне Краснокамско-Чусовской палеовпадины, где они изучены в разрезах скважин Северокамской-12; Платоновских-80, 81; Сенькинских-202, 203; Пионерских-90, 92; Луховской-121; Ольховской-26; Истокской-41; Тиховской-29, Чусовской-94; В-Мутнинской-87; Каменноложской-325; Талицкой-12 и на востоке территории в разрезах скв. Вс.-Вильвинской-35 и Столбовского пр.-542. Такатинский горизонт отвечает нижней подзоне (*Retusotritetes divulgatus* var. *plicatus*) палинозоны *Retusotritetes clandestinus* – *R. absurdus*. Комплексы спор такатинской подзоны определены Р.М. Араслановой из пород разреза «Гремячинск» и Истокской скв. 41.

Литологически отложения представлены в нижней части песчаниками с прослойями мелкообломочных гравелитов, в верхней части песчаниками и алевролитами с подчиненными прослойями каолинитовых глин.

Песчаники кварцевые, светло-серые, участками ожелезненные и пестроокрашенные, несортированные, разнозернистые с мелким гравием кварца, косослоистые, с прослойями мелкообломочных гравелитов. Вверх по разрезу уменьшается размер зерен, улучшается их сортировка, и разнозернистые гравийные песчаники сменяются средне-мелкозернистыми, переслаивающимися с алевролитами.

Алевролиты от светло- до темно-серых, прослойми пестроокрашенные и ожелезненные, в разной степени глинистые, нередко переходящие в аргиллиты темные с зеленоватым оттенком, с вишневыми, сиреневыми, буроватыми пятнами ожелезнения, неравномерно алевритистые и песчанистые, прослойми слабослюдистые, с обугленными и пиритизированными растительными остатками, обломками панцирей рыб и лингул.

Глины в основном каолинитовые, светло-голубовато-серые нередко с зеленоватым оттенком, жирные на ощупь, участками алевритистые.

Полнота разреза, его характеристика и мощность обусловлены особенностями тектонического развития территории и палеогеографической обстановкой осадконакопления.

Проблемы литологии и петрологии

Литолого-фациальный анализ отложений позволил выявить и проследить по площади 2 типа фаций – приморской аллювиальной равнины (крупногалечные конгломераты, гравелиты, крупно- и разнозернистые песчаники, наличие косой слоистости, плохая сортировка и окатанность обломочного материала) и прибрежно- и мелководно-морские нерасчлененные (кварцевые песчаники преобладают, алевролиты и аргиллиты).

Распространение фаций, минералогический и гранулометрический состав отложений свидетельствуют о том, что снос обломочного материала происходил с запада, северо- и юго-запада, т.е. с обнажившихся в то время Камского и Осинско-Башкирского сводов.

Известно, что на территории исследования девонскому осадконакоплению, включая почти всю раннедевонскую эпоху, предшествовал длительный этап континентального режима с формированием преимущественно латеритной коры выветривания. К концу эмского века относительный тектонический покой сменяется дифференцированными колебательными движениями. В такатинское время в связи с погружением области Уральской геосинклинали в ее западной части (район Гремячинска) шло накопление песчано-гравийных и глинистых континентальных осадков, представляющих собой переотложенные продукты коры выветривания, о чем свидетельствует их минеральный состав, в который входят исключительно кварц и каолинит, наблюдаются полное отсутствие полевых шпатов, слюды, карбонатных и сульфатных примесей и обогащенность гидроокислами железа.

Как показал фациальный анализ отложений, образование осадков на большей части территории происходило в условиях приморской аллювиальной равнины. Широкое развитие имели фации речных долин, временных потоков, дельт. Отложения речных русел представлены базальными конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с неоднократно повторяющимися линзами гравелитов, типична косая слоистость, характерны признаки речного аллювия. Среди осадков пойм карманообразно залегают осадки русового аллювия, представленные мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с линзовидными прослоями аргиллитов. Мощность отложений достигает 100 м.

На большей части западного склона Урала, распространяясь далеко на восток, отложения представляют собой осадки прибрежно-морских фаций. Их западная граница, отвечающая, очевидно, первоначальному положению береговой линии моря, проходило почти паралельно современному восточной границе Предуральского прогиба на расстоянии 10-15 км к востоку от неё (Кутуков, 1970). Литологически прибрежно-морские фации представлены кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых во всех разрезах существенно преобладают песчаники. Последние характеризуются плохой окатанностью и различной отсортированностью обломочного материала. На отдельных участках эти

Проблемы литологии и петрологии

осадки неоднократно переотлагались. Временами в осадке существовали восстановительные условия, на что указывает аутигенный пирит. Далее на восток преобладают мелко- и среднезернистые хорошо отсортированные кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. В песчаниках и алевролитах широко развиты тонкая и толстая горизонтальная слоистость и, в меньшей мере, волнистая, косоволнистая, косая слоистости, указывающие на прибрежно-морские условия накопления осадков. Об этом же свидетельствуют волновые знаки ряби и течений на плоскостях напластования, наличие остатков рыб и морских брахиопод. Цемент в песчаниках и алевролитах – регенерационный кварцевый, вследствие чего песчаники плохо поддаются выветриванию (Конев, 1970). Мощность отложений от 100 до 300 м и, возможно, более.

Э.С. Щербаков¹, С.В. Лыюров²

¹ Коми педагогический институт, г. Сыктывкар

² Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ОСНОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА

Отложения среднего отдела юрской системы в Печорском седиментационном бассейне (ПСБ) представлены сысольской и чуркинской свитами [5].

Сысольская свита¹

В литологическом отношении в различных районах ПСБ сысольская свита выполнена несколькими отличающимися комплексами осадочных образований. Stratиграфическое расчленение свиты сделано, главным образом, на основании изучения палинокомплексов. Значение других ископаемых органических остатков для характеристики объема свиты в целом относительно невелико.

В Ижма-Печорской впадине сысольская свита представлена светло-серыми косо- и горизонтально-слоистыми песками, песчаниками, участками глинистыми, с гравием, с подчиненными линзами и прослоями алевритистых и песчанистых глин. В основании свиты часто наблюдается слой конгломератов, перекрывающийся песчано-глинистыми отложениями с обугленными растительными остатками. Органические остатки верхних горизонтов свиты представлены аммонитами *Arcticoceras*

© Э.С. Щербаков, С.В. Лыюров, 2006

¹ Отложения субконтинентального генезиса в кровельной части свиты.

Проблемы литологии и петрологии

ishmae, *Cadoceras* sp., *Kosmoceras* sp.; фораминиферовым комплексом с *Riyadhella sibirica*. Общая мощность отложений до 100 м [5].

В центральной части ПСБ (районы, прилегающие к Печоро-Кожвинскому и Колвинскому мегавалам) в нижней части свиты развиты светло-серые пески, песчаники с гравием и галькой, с прослойми и пачками глин и глинистых алевритов. Встречаются растительные остатки и прослои лигнитов. Из органических остатков определена флора: *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Coniopterus* sp., *Cladophlebis cf. nebbensis* (Brongn.) Font., *Czekanowskia aff. microphylla* (Phill.) Sow.; палинокомплекс с *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia rotundiformis*. Мощность нижней пачки до 130 м.

Верхняя часть представлена светло-серыми песками, песчаниками с включением гравия, с прослойми глин и алевритов. Из органических остатков отмечаются два комплекса фораминифер с *Ammodiscus pseudoinfimus* – *Lenticulina* sp. (в нижней части) и с *Riyadhella sibirica* (в верхней). Установлены два палинокомплекса (снизу вверх): с *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia rotundiformis* и с *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*. Мощность верхней пачки до 130 м [5].

На севере Хорейверской впадины и в примыкающей с запада к поднятиям Чернышева и Чернова Варандей-Адзъвинской структурной зоне сысольская свита характеризуется наибольшим стратиграфическим диапазоном – от ааленского до келловейского яруса включительно. Это связано с резким опесчаниванием разрезов, которое затрудняет или делает невозможным посвятное расчленение песчаной толщи только на основании каротажа и немногочисленного кернового материала. Невозможность выделения чуркинской свиты на этой территории вызвано именно этими обстоятельствами.

В литологическом отношении нижняя часть сысольской свиты выражена светло-серыми, светло-желтыми песчаниками, песками с гравием, галькой. В них наблюдаются прослои и пачки глин и глинистых алевритов с растительными остатками *Equisetites lateralis* (Phill.), Phill., *Coniopteris cf. simplex* (Lindl. et Hutt.) Harris, *Phoenicopsis aff. asiatica* Samyl. В нижней части распространен палинокомплекс с *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia rotundiformis*. Стратиграфическая принадлежность нижней части оценивается как аален (?) – нижний бат (?). Мощность до 120 м [5].

В верхней части развиты пески, алевриты, глины с гравием, галькой, со слюдой, пиритом и обугленной древесиной. Из органических остатков присутствуют аммониты *Arcticoceras ishmae* (J_2bt_{2-3}), *Cadoceras elatmae* ($J_2cl_1^I$), *Rondiceras milaschevici* ($J_2cl_2^I$), *Quenstedtoceras* spp., *Longaeviceras keyserlingi* ($J_2cl_3^I$), *Peltoceras* sp. и комплекс фораминифер с

Проблемы литологии и петрологии

Lenticulina tatariensis – *Guttulina tatariensis* (J_2cl_1). Мощность отложений до 40 м [5].

Чуркинская свита²

Выделена В.С. Кравец и др. [3]. Стратотип расположен в окрестностях д. Чуркино (ныне несуществующей) на р. Печорская Пижма.

В Ижма-Печорской впадине чуркинская свита – это нормально-морские отложения, представленные глинами песчанистыми и алевритистыми с включениями гравия, прослойми глинистых алевритов, конкрециями известковистых песчаников и сидеритов. Многочисленна фауна. Из аммонитов установлены *Cadoceras elatmae*, *C. aff. tschefkini*, *Rondiceras milashevici*, *Kosmoceras cf. jason*, *Quenstedtoceras sp.*, *Longaeviceras nikitini*, *L. cf. keyserlingi*. Здесь же установлены два комплекса фораминифер (снизу вверх): с *Riyadhella sibirica* и с *Haplophragmoides infracalloviensis* – *Lenticulina tatariensis*. Мощность отложений достигает 30 м [5].

В центральной части Печорского СБ чуркинская свита представлена глинами алевритистыми, тонкоотмученными с галькой и гравием в подошвенной части. В глинах присутствуют пачки и прослои песчаников и алевролитов, иногда известковистых. Из аммонитов определены *Cadoceras sp.*, *Quenstedtoceras sp.*, *Longaeviceras cf. nikitini*, *L. sp.*. Установлены фораминиферовые комплексы (снизу вверх) *Ammodiscus pseudoinfimus* – *Lenticulina sp.*, (J_2bt_1) *Riyadhella sibirica* (J_2bt_{2-3}), *Haplophragmoides infracalloviensis* – *Lenticulina tatariensis* (J_2cl_1), *Kutsevella instabile* – *Astacolus batrakiensis* (J_2cl_2), *Pseudolamarckina rjasanensis* (J_2cl_3). Общая мощность чуркинской свиты в центральной части ПСБ достигает 100 м [5].

В восточной части ПСБ чуркинская свита выделяется с большими трудностями, что связано с общим опесчаниванием разреза келловейских отложений, не позволяющим при отсутствии керна по каротажным диаграммам отделять чуркинскую свиту от сысольской.

Представления об условиях накопления осадков юрской терригенной толщи ПСБ отражены в работах В.Г. Никитина [4], В.А. Дедеева [1], И.З. Калантар и Г.А. Шабановой [2]. В первых двух публикациях приведены общие сведения о составе минералов тяжелой фракции и их распространении по площади ПСБ. Более подробно распространение тяжелых минералов (ТМ) с построением карт средних содержаний для каждого из них выполнено С.В.Лыровым (2001 г.) на основании обобщения и интерпретации данных более 600 минералогических анализов, выполненных геологическими организациями, проводившими бурение скважин на площади ПСБ.

В предлагаемой работе рассматривается распределение ТМ в осадках нижней части фаз трансгрессии раннего келловея. Это связано с тем, что в целом келловейский век соответствовал fazam регressive-

² Морские отложения.

Проблемы литологии и петрологии

трансгрессивным инвазиям Мирового океана того периода времени на территорию ПСБ. Поэтому источники сноса терригенного материала оказались в более или менее равноценных условиях, которые влияли на аккумуляцию осадочного материала. Отсюда в конце раннекелловейской трансгрессии условия седиментации выровнялись на большей части рассматриваемой территории.

В тяжелой фракции пород келловейского яруса присутствуют до двадцати минералов, из которых заведомо обломочными являются эпидот (32.8%), ильменит (24), гранат (8.8), лейкоксен (8.2), хромшпинелиды (3.62), циркон (3.24), турмалин (2.65). Иногда присутствует рутил. За исключением турмалина, хромшпинелидов и рутила, все вышеупомянутые минералы в разных количествах присутствуют во всех пробах (их среднее содержание указано в скобках). Они же и образуют минералогические ассоциации, например:

турмалин-циркон-лейкоксен-ильменитовая;

циркон-гранат-ильменит-эпидотовая.

В редких случаях отмечены ассоциации:

циркон-гранат-ильменит-гранатовая;

лейкоксен-гранат-хромшпинелид-циркон-ильменитовая.

В западной части ПСБ эпидот практически отсутствует и вдоль Тимана протягивается полоса, занятая ильменитовой ассоциацией. Восточнее, ближе к центру, эта ассоциация сменяется эпидот-ильменитовой, а еще восточнее эпидот явно преобладает над ильменитом и возникает ильменит-эпидотовая ассоциация. На восточной окраине ПСБ эпидот составляет до 80% и более и возникает эпидотовая ассоциация.

К малым по количеству, но очень важным по информации относятся такие минералы, как пикотит, монацит, дистен, ставролит, амфиболы (включая роговую обманку) и пироксены.

В верхней части большинства разрезов скважин отмечается значительное увеличение содержаний эпидота, поэтому для каждой из указанных выше групп минералогических ассоциаций построены карты их распространения в основании толщи келловея (рис. 1), и вблизи её кровли.

На карте распространения минералов, образующих ассоциации в нижней части келловейских отложений, можно наблюдать, что ильменитовая ассоциация формировалась за счет древних (додевонских) и,

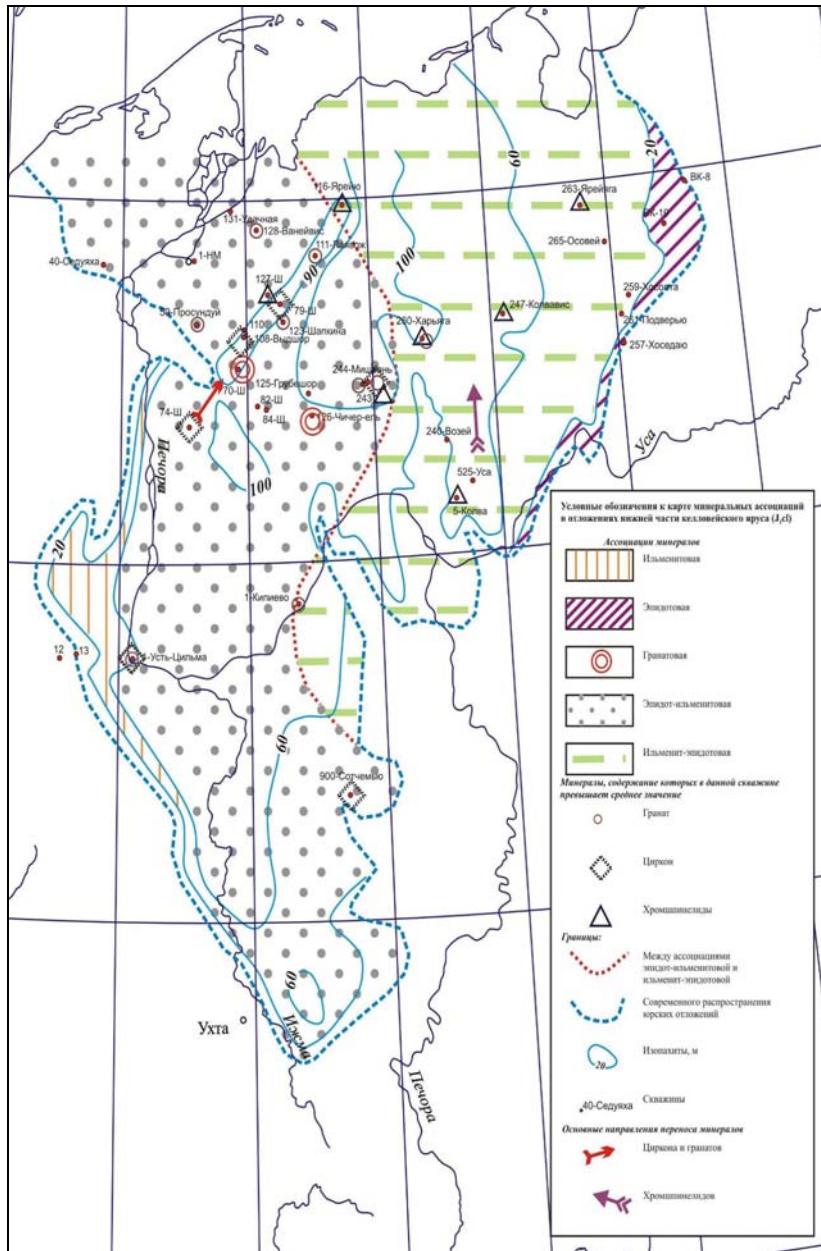


Рис. 1. Карта минеральных ассоциаций в отложениях нижней части келловейского яруса (J_{2cl})

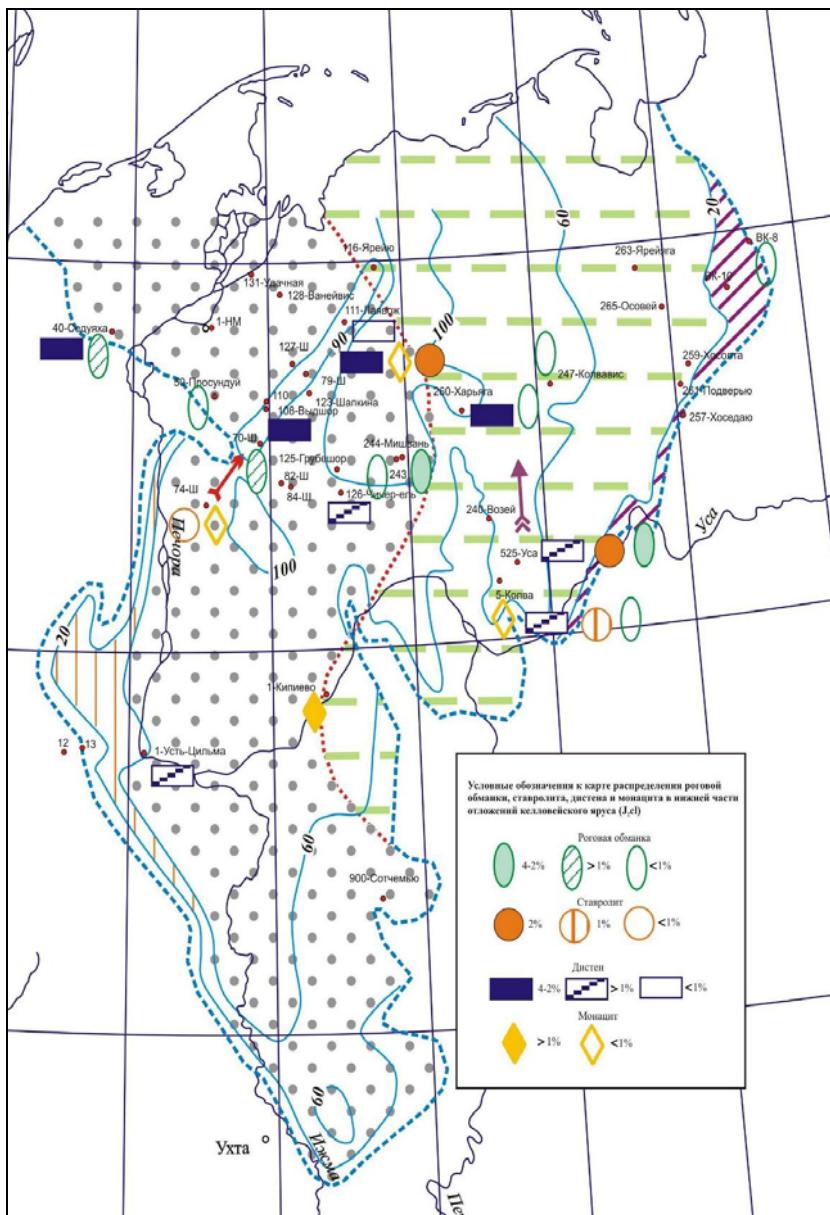


Рис. 2. Карта распределения роговой обманки, ставролита, дистена и монацита в отложениях нижней части келловейского яруса (J_{2cl})

Проблемы литологии и петрологии

главным образом, девонских пород Палеотимана. На карте четко обособляется ареал распространения гранатовой ассоциации и вытянутая в направлении ЮЗ-СВ полоса осадков, обогащенная цирконом.

Повышенные содержания граната (до 50%) и циркона (до 9%) приурочены к депрессиям в палеорельфе дна морского бассейна, развитого в это время на территории ПСБ. Они свидетельствуют о ведущей роли процессов сортировки минералов по гидравлической крупности во время транспортировки и осаждения на поверхность дна седиментационного бассейна. Минералы метаморфического генезиса (дистен, ставролит, монацит и пикотит) распространены в пределах ильменитовой ассоциации, но отмечены и среди минералов эпидотовой ассоциации на юге Колвинского мегавала. Здесь их накопление связано с размывом девонских пород на территориях, прилегающих к Колвинскому мегавалу.

Эпидотовая ассоциация формировалась в восточной части ПСБ, а источником сноса ее минералов служили осадки триаса и палеозойские отложения западного склона Палеоурала. Роль последних хорошо видна на примере распространения хромшпинелидов. Зона перехода от эпидотовой ассоциации к ильменитовой располагалась в средней части ПСБ. При этом потоки, выносящие данный материал, ориентированы диаметрально противоположно: от СВ в его западной части до СЗ в восточной.

В конце келловейского века граница между минеральными ассоциациями продвинулась на юго-запад и расположилась вдоль разлома по линии Седуха, Шапкина 74, Кипиево, Сотчемю, что было вызвано большей скоростью погружения северной части территории ПСБ и, как следствие, увеличением выноса эпидота из метаморфических толщ северной части Палеотимана.

Карта минералогических ассоциаций для минимальных значений концентраций тяжелых минералов на раннекелловейском этапе седimentации в целом повторяет картину, присущую для терригенных минералов, содержание которых многое больше (рис. 2).

Список литературы

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. Юрская песчаная толща европейского севера России / Ин-т геологии КНЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1987. 80 с.
2. Калантар И.З., Шабанова Г.А. Палеогеография и история развития Северного Приуралья в юре и мелу // Отечественная геология. 2001. №2 С.20–26.
3. Кравец В.С., Месежников М.С., Слонимский Г.А. Строение юрско-нижнемеловой толщи бассейне р.Печоры // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Тр. ВНИГРИ. Вып. 388. Л., 1976. С. 27–41.
4. Никитин В.Г., Поляков А.А., Михайловская Л.Н. Вещественный состав и условия формирования средненюрских отложений Тиманского кряжа // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1983. №4. С. 117–127.
5. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / ВНИГРИ. СПб., 1993.

С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева

ЦНИИГеолнеруд, г. Казань

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ
МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЛИТОСТРАТОНОВ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО
ПОВОЛЖЬЯ С НОВОЙ ШКАЛОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ - 2004

В настоящее время происходят значительные изменения отдельных интервалов Общей стратиграфической шкалы (ОСШ), связанные с увязкой нижних границ ярусов со шкалой физического времени. Важнейшим отличием новой Шкалы геологического времени [12] от предшествующих вариантов ОСШ является изменение статуса нижних границ ярусов. Впервые вводится событийный подход к проведению ярусных границ в осадочных бассейнах, что должно обеспечить их максимальную изохронность. Установление руководящего корреляционного события для идентификации границы в частных разрезах является наиболее важным элементом новой шкалы для ее применения в геологической практике [8]. В связи с изменениями ОСШ мы попытались представить хроностратиграфическую схему карбонатных и кремнистых стратонов верхнего мела-палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья, где эти породы представляют наибольший минерагенический интерес. Для проведения изохронной корреляции со стратотипическими разрезами ярусов наилучшим образом подходят результаты изучения палеомагнетизма слоев, но по рассматриваемому региону обобщенные магнитостратиграфические данные верхнемеловых-палеоценовых отложений отсутствуют. Установлено, что среди имеющихся биозональных шкал по данному стратиграфическому интервалу наиболее высоким потенциалом изохронной корреляции обладают шкалы по известковому нанопланктону, разработанные Perch-Nielsen [14] для верхнего мела, Martini [13] и Burky [11] – для палеогена.

Расчленение разрезов верхнего мела Среднего–Нижнего Поволжья, проведенное на основе нанопланктонной шкалы Perch-Nielsen [14], показывает, что маастрихтский ярус здесь представлен в основном нередуцированной последовательностью нанопланктонных зон (рисунок). Так, в пограничном верхнемеловом-палеоценовом разрезе у с. Белогордня (Саратовская область) В.А. Мусатовым и Н.А. Христенко [4] терминальные слои маастрихта соотнесены с нанозонами CC25-CC26 упомянутой шкалы Perch-Nielsen. Авторы статьи делают вывод о присутствии самых верхних маастрихтских зон во всех изученных ими двенадцати пограничных разрезах. М.Н. Овечкина [9], выполнившая расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому

Проблемы литологии и петрологии

нанопланктону, также выделяет в маастрихтских слоях терминальные зоны: в разрезе Ключи 1 – СС26, в разрезе Ключи 2 – СС25а, б, СС26.

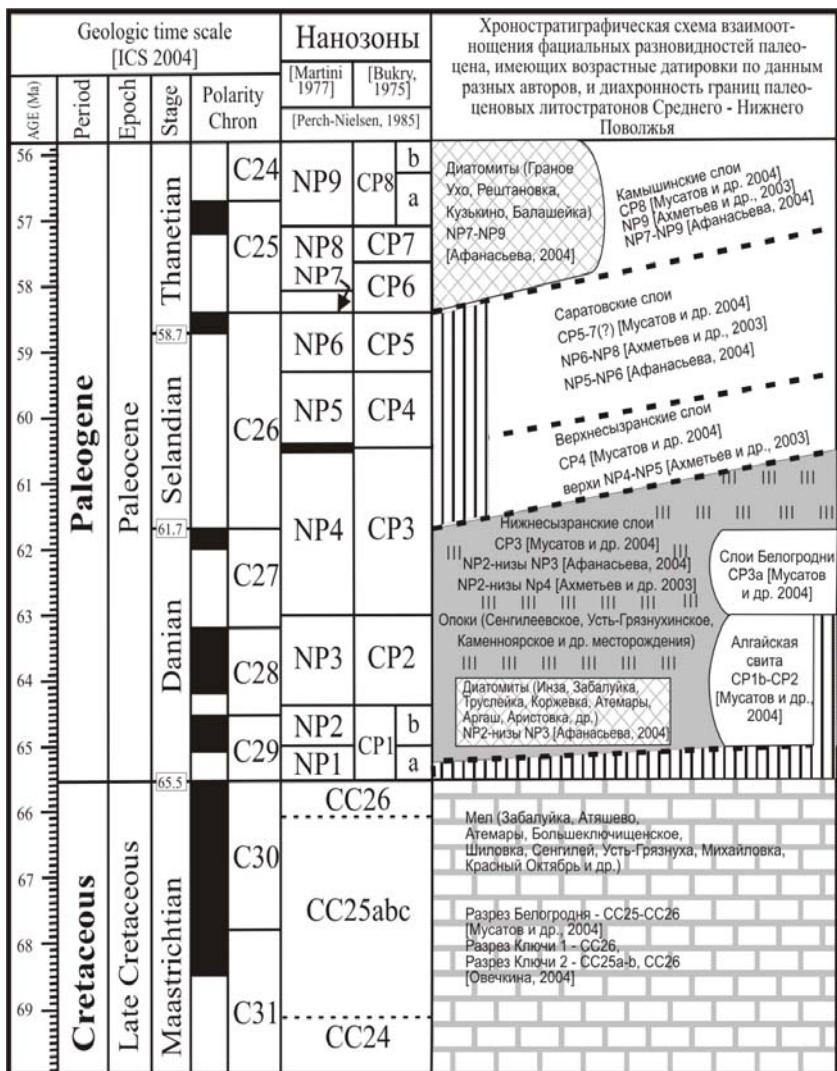
Терминальные слои маастрихта отчетливо трассируются и фаунистическим горизонтом, залегающим в приграничном с палеоценом (1–5 м ниже кровли маастрихта) слое и состоящем из скоплений позднемаастрихтских морских ежей, бакулитов, пелеципод, белемнитов, мшанок, другой макрофaуны. Данный биогоризонт прослежен нами в карьерах Атяшевского, Атемарского (Мордовская Республика), Забалуйского, Большеключищенского, Шиловского, Сенгилеевского (Ульяновская область), Краснооктябрьского (Саратовская область) месторождений мела.

Рубеж мела и палеогена зафиксирован Международной комиссией по стратиграфии (МКС) в 65,5 млн. лет назад [12], когда произошла смена режимов осадконакопления с карбонатного на преимущественно кремнистый. Мощные толщи кремнистых пород накапливались в Среднем и Нижнем Поволжье с датского по танетский век в течение без малого 10 млн. лет.

Проблема зонального расчленения фациальных разновидностей палеоценена, отнесения их к тем или иным интервалам ОСШ актуальна на протяжении многих лет. Вопрос о наличии датских осадков на рассматриваемой территории активно дискутируется и однозначно не был решен до сих пор. Выделение в палеоценовых слоях нанозон, увязанных с ОСШ, позволяет провести возрастную датировку разных фаций, а после распределения фаций по соответствующим интервалам обновленной ОСШ [12] картина их хроностратиграфического взаимоотношения значительно проясняется (рисунок).

Согласно Шкале геологического времени [12], к данию отнесены нанопланктонные зоны NP1 – нижняя часть зоны NP4 шкалы Martini [13], к зеландию – верхняя часть зоны NP4 – NP5, к танету – зоны NP6 – NP9. Однако в МКС дискутируется вопрос о смещении даний-зеландской границы в основание зоны NP5, т.е. предполагается омоложение границы примерно на 1 млн. лет. Независимо от того, на каком уровне будет окончательно утверждена граница дания-зеландия, можно с уверенностью констатировать, что диатомиты нижнесызранской свиты в Поволжье имеют датский возраст, опоки – даний-раннезеландский возраст.

В последние годы опубликован целый ряд сводных стратиграфических работ по верхнему мелу-палеогену, включающих параллельные биостратиграфические зональные шкалы, увязанные с новым вариантом общей шкалы. Наиболее представительными из них, на наш взгляд, являются следующие: общая шкала верхнего отдела меловой системы [10], сводная схема биозонального расчленения палеогена Бахчисарайского стратотипического района [7] и стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России [2], составленные на основе пересмотра



Хроностратиграфическая схема маастрихта-танета Нижнего и Среднего Поволжья в сопоставлении со Шкалой геологического времени 2004 [12]

Проблемы литологии и петрологии

и критического анализа значительного объема фактического материала и литературных данных по этим регионам. Несмотря на то, что последняя из упомянутых разработок была подготовлена для рассмотрения на РМСК по Центру и Югу Русской платформы, она не лишена неточностей и должна быть скорректирована в соответствии со Шкалой геологического времени [12] в части общей шкалы, где ярусные границы не должны иметь скользящий возраст. Тем не менее приведенные в публикации М.А. Ахметьева и В.Н. Беньяновского [2] ценные обобщения по нанозональному расчленению палеоценовых горизонтов и подгоризонтов Поволжско-Прикаспийского региона были учтены в наших построениях.

Еще одной сводной работой, содержащей сведения по зональному нанопланктонному расчленению палеогеновых свит и подсвит Поволжья и Северного Прикаспия, является публикация В.А. Мусатова и Н.А. Христенко [4], в которой рассматривается возрастная датировка литостратонов на основе нанозонального расчленения по шкале Burky [11].

Проведенными в последние годы исследованиями показано, что руководящие зоны нанопланктона коррелируют с зонами по диатомеям, практически нацело слагающим такое высоколиквидное и инвестиционно привлекательное сырье, как диатомиты. Результаты зонального расчленения палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам были опубликованы несколько ранее [1].

Нанозональное расчленение палеоценена, приведенное в указанных сводных стратиграфических работах, легко в основу представленной хроностратиграфической схемы взаимоотношения фациальных разновидностей палеоценена (рисунок), увязанной с новой Шкалой геологического времени [12].

Сызранские слои, сложенные преимущественно опоками и распространенные на всей территории Поволжско-Прикаспийского региона, переведены, согласно [2], в ранг горизонта. Отнесение сызранского горизонта к датскому ярусу М.А. Ахметьев и В.Н. Беньяновский обосновывают результатами зонального биостратиграфического расчленения по известковому нанопланктону, планктонным и бентосным фораминиферам, радиоляриям, диатомеям и силикофлагеллятам, диноцистам, спорам и пыльце. Нанозональное расчленение фиксирует перерыв в основании дания, длительность которого равна фазе NP1 (65,5–65,0 млн. лет назад). Непрерывный разрез дания установлен по планктонным фораминиферам, диноцистам, спорам и пыльце. В Бахчисарайском стратотипическом разрезе в основании палеоценена во всех зональных шкалах установлен перерыв длительностью примерно 300 тыс. лет, совпадающий с ранней частью фазы NP1 – от 65,5 до 65,2 млн. лет назад [7]. Учитывая вышеизложенное, представляется, что перерыв в основании дания в рассматриваемом регионе все-таки присутствует. Его окончание определяется, по-видимому, временным интервалом в 65,2–65,0 млн. лет назад.

Нижнесызранский подгоризонт, основную минерагеническую ценность которого представляют диатомиты Забалуйского, Инзенского, Аргашского, Аристовского (Ульяновская область), Ахматовского (Пензенская область), Атемарского (Республика Мордовия) месторождений и опоки Сенгилеевского (Ульяновская область), Усть-Грязнухинского, Каменноярского (Волгоградская область) месторождений, М.А. Ахметьевым и В.Н. Беньяковским [2] коррелируется с датским ярусом ОСШ.

Упомянутые выше диатомиты, как было ранее показано [1], соотносятся с зонами NP2-NP3 шкалы Martini [13]. Опоки, подстилающие диатомиты, редко содержат органические остатки, поэтому их стратиграфическая приуроченность зачастую определяется по соотношению с диатомитами и слоями, содержащими карбонатный нанопланктон. Очевидно, что нижнесызранские опоки залегают не выше зоны NP2, т.е. относятся к нижнедатским отложениям.

Алгайская свита, выделенная В.А. Мусатовым с соавторами [5] на севере внутренней прибрежной зоны Прикаспийской синеклизы, где расположены, как они считают, наименее редуцированные разрезы палеоценса, залегает на размытой поверхности маастрихта и по своему стратиграфическому объему соответствует нанозонам CP1b-CP2 шкалы Burky [11]. Возраст свиты датируется, таким образом, ранним данием.

В проблематичных слоях Белогородни, описанных еще А.Д. Архангельским в Саратовском Поволжье в 1952 г., В.А. Мусатовым и др. [5] выделена нижняя субзона нанопланктонной зоны CP3, что позволяет отнести эти слои к верхам датского яруса.

Таким образом, все три приведенные выше флоро- и фаунистически охарактеризованные фациальные разновидности палеоценса принадлежат к нижнесызранскому подгоризонту [2] и имеют датский возраст.

Нижнесызранская свита, по данным В.А. Мусатова и соавторов [5], по своему стратиграфическому объему соответствует подзоне CP3b нанопланктонной шкалы Burky [11], что соответствует интервалу 61,7–60,4 млн. лет назад Шкалы геологического времени [12]. Здесь следует отметить, что авторами работ [2] и [5] в понятие «нижнесызранские отложения» вкладывается разный смысл: у М.А. Ахметьева и В.Н. Беньяковского это подгоризонт, объединяющий всю совокупность разнофациальных отложений датского возраста, у В.А. Мусатова и соавторов – это только нижнесызранские опоки, залегающие выше слоев Белогородни, которые вполне обоснованно датируются ранним зеландием. Из вышеизложенного следует, что граница нижне-верхнесызранских отложений не является изохронной, а испытывает возрастное скольжение во временном интервале 61,7–60,4 млн. лет назад.

Стратиграфический объем верхнесызранских отложений, по данным [5], соответствует зоне CP4 шкалы Burky, по данным [2] – верхам зоны NP4 – зоне NP5. Начало формирования перекрывающих их саратов-

Проблемы литологии и петрологии

ских слоев (по [2] – саратовского горизонта) разными авторами датируются следующим образом: по В.А. Мусатову и др. – началом фазы CP5, по М.А. Ахметьеву и В.Н. Беньяковскому – началом фазы NP6 (=CP5), по Н.И. Афанасьевой – началом фазы NP5 [1]. Логично предположить, что граница верхнесызранских и саратовских отложений является асинхронной. Более того, по рисунку реконструируется возможное возрастное совпадение нижней и верхней границ верхнесызранских слоев.

В разрезах камышинских диатомитов Сенгилеевского (гора Граное ухо) (Ульяновская область), Балашихского (Самарская область) месторождений выделены диатомовые зоны, коррелирующиеся с нанопланктонными зонами NP6-NP8 и NP9 [1], что свидетельствует о более молодом (почти на 6 млн. лет) – танетском возрасте данных диатомитовых образований по сравнению с нижнесызранскими диатомитами (рисунок).

Стратиграфический объем камышинского горизонта (=камышинских слоев) определяется, по данным [2], зоной NP9 (=CP8 – по [5]), по данным [1] – зонами NP7-NP9. Нижняя граница камышинских отложений, таким образом, также диахронна, возраст ее датируется временным промежутком в 58,3–57,1 млн. лет назад (рисунок).

Нельзя не упомянуть, что в Бахчисарайском страторегионе [7] в первой половине зеландия зафиксирован гиатус (=верхам зоны NP4 – нижней части зоны NP5), который не мог не проявиться на рассматриваемой территории. В стратиграфических обобщениях [5] и [2] данные о существовании подобного гиатуса отсутствуют. Но подтверждение его обнаруживается в разрезе горы Граное Ухо, в котором между нижнесызранскими опоками и камышинскими диатомитами залегают сильно сконденсированные маломощные пески (реликты верхнесызранских и саратовских слоев?). Длительность гиатуса в данном разрезе может достигать 3 млн. лет (=времени накопления зеладского яруса с 61,7 по 58,7 млн. лет.

* * *

1. Подведение хроностратиграфического базиса под минерагенический анализ верхнемеловых карбонатных и палеоценовых кремнистых пород Среднего и Нижнего Поволжья, в отличие от традиционного свитного (=литологического) подхода, позволяет сделать вывод о скользящем возрасте нижних границ палеоценовых литостратонов, традиционно выделяющихся на данной территории. Характер залегания фаций (свит) палеоценена оказывается сложнее, чем применяемая большинством исследователей традиционная стратиграфическая последовательность слоев.

2. Привязка верхнемеловых-палеоценовых карбонатных и кремнистых минерагенических стратонов к обновленной Шкале геологического времени [12], проведенная на основе нанопланктонного расчленения, позволяет не только выделить разновозрастные группы диатомитов в Среднем Поволжье, но и мотивированно определить длительность фор-

Проблемы литологии и петрологии

мирования литостратонов (горизонтов, свит, слоев) и стратиграфических перерывов.

Список литературы

1. Афанасьев Н.И. Стратиграфия палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: сб. науч. трудов. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2004. С. 222–226.
2. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. 2003. Т.78, вып. 5. С. 40–51.
3. Глазер З.И. Комплексы диатомей и силикофлагеллят – показатели синхронности диатомитов Среднего Поволжья, Дании и океанических донных осадков нижнего палеогена // Современный ископаемый микропланктон Мирового океана / Институт океанологии РАН. М., 1995. С. 57–63.
4. Мусатов В.А., Христенко Н.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2004. Т. 79, вып. 4. С. 48–56.
5. Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Саратов, 2004. С. 226–258.
6. Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 49–65.
7. Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконь Т.С. Значение Крымского стратотипа палеогена для межрегиональной корреляции осадков // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: сб. науч. трудов. Саратов, 2004. С. 209–222.
8. Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы / ЦНИИгеолнеруд. Казань, 2005. 158 с.
9. Овечкина М.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому нанопланктону // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2004. Т. 79, вып. 5. С. 69–81.
10. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 66–80.
11. Burky D. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1975. Vol. 32. P. 677–701.
12. Gradstein F.M., Ogg J.G. et al. A Geologic Time Scale. 2004. Cambridge University Press. 589 p.
13. Martini E. Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken // Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken. Beitr. Newslett. Stratigr. 1977. Bd. 6(2). S. 97–105.
14. Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Plankton stratigraphy. Cambridge, 1985. P.423–554.

А.Ю. Болонкина

КамНИИКИГС, г. Пермь

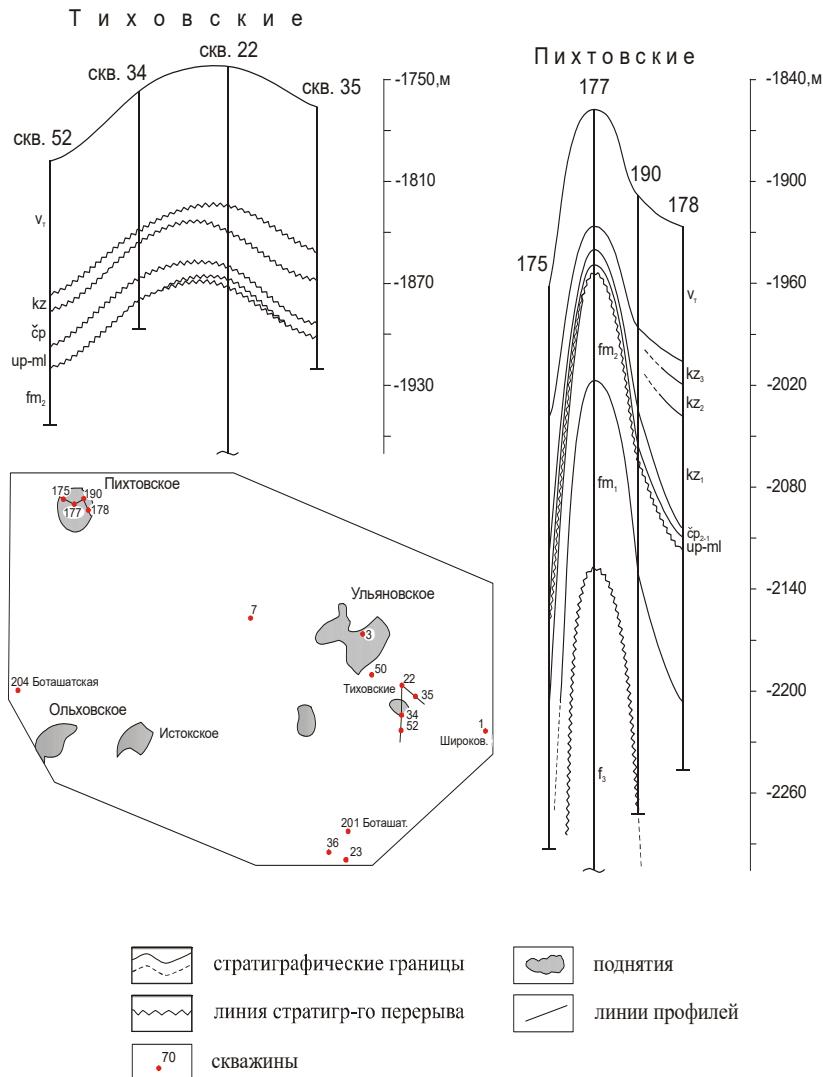
ВЛИЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПЕРЕРЫВОВ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Анализ результатов лабораторных измерений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород, а именно двух основных параметров, определяющих их как коллекторы, – пористости и проницаемости, позволил подтвердить вывод о том, что одним из факторов, улучшающих эти качественные характеристики отложений в разрезе, является наличие разного диапазона стратиграфических перерывов.

Примером этой зависимости являются разрезы скважин Тиховской и Боташатской разведочных площадей, которые были детально изучены в рамках научно-исследовательских работ по заказу ООО «Лукойл-Пермь» в отделе биостратиграфии КамНИИКИГС под руководством зав. отделом Э.К. Сташковой [1].

Район исследований находится в зоне сочленения Соликамской депрессии, Передовых складок Урала и Косьвинско-Чусовской седловины (КЧС). Рассматривалась франко-турнейская толща пород. Общий анализ результатов ФЕС по керну скважин в указанном районе показал достаточно низкие пределы этих показателей в разрезах (пористость $< 5\%$; проницаемость $< 0,1 \text{ фм}^2$, реже $0,1\text{--}10 \text{ фм}^2$), как правило, соответствующих породам не коллекторам, реже – низкоемким коллекторам.

Значения пористости и особенно проницаемости повышаются в интервалах разрезов, связанных со стратиграфическими перерывами разного диапазона, что чаще проявляется в пограничных фаменско-турнейских и турнейских отложениях. Так, в разрезе Тиховской скв. 34 (рисунок) в отложениях нижнечерепетского подгоризонта пористость пород 5–7,7 % соответствует низкоемкому низкопроницаемому коллектору, проницаемость составляет $17,5 \text{ фм}^2$. Это приходится на уровень стратиграфического перерыва, соответствующего границе нижнего и верхнего турне (упинского и черепетского горизонтов). Выше, в разрезе этой скважины в отложениях верхней части черепетского горизонта, пористость пород достигает 9,1–12,2 %, что характеризует их как среднедемкий коллектор, проницаемость в образцах с максимальными значениями пористости достигает $1,62\text{--}28,3 \text{ фм}^2$, что соответствует стратиграфическому перерыву на биозональном уровне, т.е. в разрезе отсутствуют отложения, соответствующие одной из фораминиферовых зон.



Геологические профильные разрезы

Проблемы литологии и петрологии

ФЕС пород в образцах керна из Тиховской скв. 50 показали увеличение пористости прослойми в кизеловских образованиях до 7,0–11,1 %, характеризуя их как низкосреднеемкие коллекторы, причем, проницаемость пород в подошве горизонта резко возрастает до 19,5–26,6 фм², что свидетельствует о наличии перерыва на этом уровне. Некоторое повышение пористости известняков до 6,5 % зафиксировано и в разрезе скв. 7 на той же площади в подошве малевско-упинских отложений, которые с перерывом залегают на фаменских образованиях. Такая же картина наблюдается и в разрезе скв. 3, где в кровле утинских отложений подтверждены низкоемкие коллекторы с К_п – 6,6 %. Нередко при низкой пористости пород фиксируется повышение проницаемости до 2,2 фм² (скв. 36) или 1,9 фм² (скв. 23) в черепетских отложениях, что, скорее всего, соответствует уровням стратиграфических перерывов.

Наличие низкоемких (К_п до 5,7–7,3 %) коллекторов подтверждается лабораторными исследованиями в разрезе Боташатской скв. 201, где в известняках черепетского горизонта зафиксирована повышенная проницаемость (1,99 фм²). В бортовой зоне КЧС, в разрезе Боташатской скв. 204, на размытой границе утинского и черепетского горизонтов пористость составляет 15,3 %, проницаемость – 50,9 фм², а в черепетских отложениях пористость достигает 5,3–10,6 %, проницаемость повышается до 3,89 фм².

Улучшение коллекторских свойств на стратиграфических границах любого ранга, сопровождаемых перерывом в отложениях, ярко выражено в разрезе склонового типа Пихтовской скв. 175 (рисунок), где мы располагаем показателями ФЕС пород верхнефаменских отложений, которые выделяются в объеме нескольких биозон. Отложения биозон сохранились не полностью. На зональных контактах пористость пород возрастает до 5,6–15,4 %, проницаемость резко повышается до 104,2 фм², хотя общий фон этих значений по разрезу низкий, соответствующий породам не коллекторам.

Увеличение значений ФЕС пород на стратиграфических границах отмечено в разрезе Пихтовской скв. 178, вскрывшей восточный склон рифогенной постройки. На размытой границе среднего фамена и нижнего турне пористость увеличивается до 13,7 %, проницаемость – до 15,6 фм². Улучшение коллекторских свойств на эрозионной границе фамена и турне зафиксировано в разрезе Широковской скв. 1, где пористость пород возрастает до 10,4 %, а проницаемость имеет значение 1,92 фм².

Можно сделать вывод, что улучшению коллекторских свойств пород на стратиграфических границах, где фиксируется перерыв в осадконакоплении, как сопровождаемый, так и не сопровождаемый размытым отложением, способствует увеличение вторичной пористости за счет выщелачивания. Этот процесс затрагивал все проницаемые карбонатные породы. Особенно активно выщелачивание недонасыщенными поверх-

Проблемы литологии и петрологии

ностными водами происходило в поверхностных и приповерхностных условиях при относительных понижениях уровня моря и выходе приподнятых участков на поверхность, т.е. когда существовали оптимальные условия для образования пустотного пространства.

Список литературы

1. Стасикова Э.К. и др. Модель строения франко-турнейской карбонатной и визейской терригенной толщи в районе КЧС с целью оценки клиноформных зон и визейских врезов / КамНИИКИГС. Пермь, 2005. 142 с.

Ю.А. Пономарева

Пермский университет

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ ИЗ НЕКОТОРЫХ ПЕЩЕР СРЕДНЕГО УРАЛА

Пещеры возникают разным путем [6]. Полости, образующиеся одновременно с возникновением самой породы, называются первичными. К вторичным относят пещеры, которые возникают в уже сформировавшейся породе. Это пещеры выветривания, эоловые, абразионные (на морских побережьях), гидротермальные.

Из вторичных полостей наиболее распространены карстовые пещеры в известняках, гипсах, мраморах, солях, в их развитии основную роль играют подземные воды.

Однако В.А. Смирнов выдвигает гипотезу магматического образования пещер [9], согласно которой любая магма, имеющая температуру выше тысячи градусов, контактируя с известняками в близповерхностных условиях, вызывает термическую диссоциацию кальцита и формирует в известняках камеры, заполненные туффизитами. После прекращения выделения углекислоты твердые частицы оседают; в верхних частях камер образуются полости, которые принято называть карстовыми пещерами. Экзогенные процессы превращают туффизиты в глину.

Под руководством Ф.А. Курбацкой автором предпринята попытка проверки предложенной гипотезы с помощью петрографического анализа отложений. Кроме того, проанализированы опубликованные данные по особенностям строения пещер, геология района и условиям формирования карста [4, 7, 8].

Фактический материал представлен В.А. Смирновым из пещер Российской (гrot Гулливер), Усьвинская-1 (гrotы Песчаный и Лагерный),

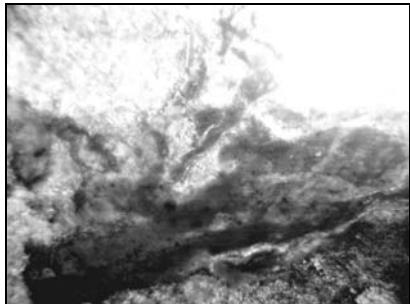


Рис. 1. Корродированные обломки карбонатных пород в глинисто-железистом цементе: пещера Усьвинская-1, ув. 10, ник. //

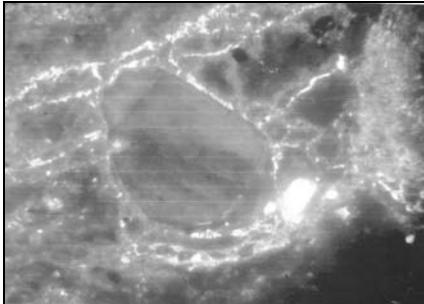


Рис. 2. Выделения лейкоксена в глинистом цементе: пещера Российская, ув. 4, ник. //

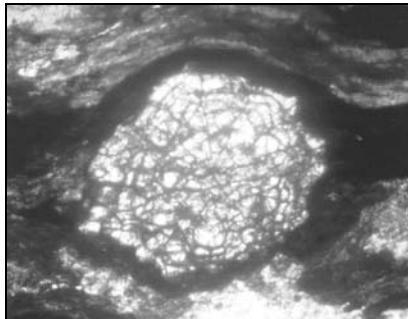


Рис. 3. Зональный сферолит халцедона: пещера Усьвинская-1, ув. 4, ник. //

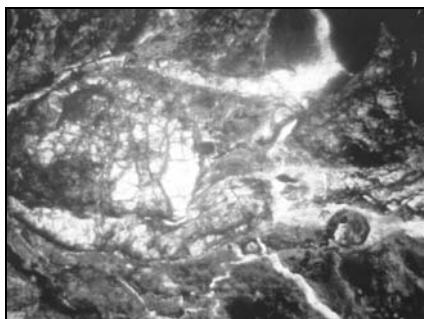


Рис. 4. Прожилки новообразованного кальцита: пещера Виашерская, ув. 12, ник. //

Геологов-2, Виашерская. Автором описаны 24 шлифа. Они не дают полного обоснования для предложенной В.А. Смирновым идеи магматогенной природы ряда пещерных образований. Неоспоримых доказательств присутствия магматитов в них не установлено. Ясно, что обломки карбонатных пород были скементированы глинисто-железистым материалом, имеющим кислую среду, за счет чего происходила их коррозия (рис. 1). Состав карбонатных пород в пределах одного шлифа часто неоднороден, что исключает их тектоническую природу. Вероятнее всего, это брекчии обрушения.

Природа глинисто-железистой массы остается не выясненной до конца. Во всех изученных шлифах она имеет одинаковый состав (каолиновый?), за исключением большего или меньшего содержания железа

Проблемы литологии и петрологии

окисной либо закисной формы, что обуславливает их окраску от краснобурых до голубовато-зеленых разностей. В качестве примесей присутствуют титанистый землистый материал, отдельных чешуйки иллитизированной слюды и агрегаты хлорита (рис. 2).

Характерной особенностью изученных пород (кроме пещеры Российской) является частое образование зональных сфероидов (рис. 3) халцедона, свидетельствующих о пульсационном характере поступающих растворов, обогащенных кремнеземом. Все сфероиды приурочены к глинистым участкам и сформировались, очевидно, в стадию диагенеза [10].

Необычно высокое содержание железа и кремнезема в растворах может быть связано как с флюидогенным процессом, так и специфичным соседством карбонатных пещер с угленосными толщами. Проходя через угольные пласты, подземные воды насыщаются серно-кислыми соединениями (за счет окисления пирита) и становятся кислыми. Они разъедают карбонатные породы, привносят гидрооксиды железа в глинистую массу и образуют сфероиды халцедона. Позднее среда становится щелочной, на что указывают новообразования кальцита вдоль микротрещин (рис. 4).

Далее следует обратить пристальное внимание на видовой состав карбонатных пород, провести точную диагностику глин, проверить наличие серпентина и псевдоморфоз по оливину, которые якобы были установлены ранее, и найти отличия в карстовых полостях, не связанных с угленосными толщами. Таким образом, идея флюидного воздействия на процессы карста требует более достоверных фактов и заслуживает дальнейшего изучения, тем более что пространственно они нередко взаимосвязаны, как, например, на Полюдовом Кряже и в Сибири.

Список литературы

1. Атлас карбонатных пород. Ч.1 Породообразующие организмы / В.П. Маслов. НКТП СССР М.; Л., 1937. 53 с.
2. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала / Ф.А. Курбацкая и др. Пермь, 2001. 124 с.
3. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.2. Карбонатные породы / А.В. Хабаков. М.: Недра, 1968. 400 с.
4. Валуйский С.В. Пещеры Пермской области. Екатеринбург, 2002.
5. Главнейшие породообразующие минералы / В.Н. Лодочников. М.; Л.: Госгеолиздат 1947. 411 с.
6. Горбунова К.А., Максимович Н.Г. В мире карста и пещер. Пермь, 1991. 120 с.
7. Забаринский П.П. Карсты на глубине 958–971 м в Кизеловском каменноугольном районе. Кизел, 1934.
8. Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989.

Проблемы литологии и петрологии

9. Смирнов В.А., Разумова Н.П. К вопросу о происхождении кимберлитов и туффизитов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2002. С. 256.
10. Стадиальный анализ литогенеза / А.А. Махнач. Минск, 2000. 256 с.

Ф.А. Курбацкая
Пермский университет

К ПЕТРОГРАФИИ НЕКОТОРЫХ ЖЕЛЕЗОЗУРДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УРАЛА

Изучив петрографический состав железных руд из ряда месторождений западного склона Среднего и Северного Урала (рис. 1), удалось выявить новые данные, позволившие не только уточнить их генезис, но и выяснить закономерности размещения.

Опробование железных руд производилось в районе Седы (Острогорское месторождение из группы Мазуевских), Пермяковского рудника в районе Кына и участка «Матка – 137». Помимо проб железных руд одновременно отбирались образцы пород, ассоциирующие с рудами.

В районе Седы из отвалов старой шахты, расположенной в зоне разлома, ограничивающего с Востока Предуральский прогиб, (рис. 1), было отобрано 25 образцов, из которых 52% представлено лимонитовой рудой, 20% – псевдоморфозами лимонита по базальтам и трахибазальтам, 16% – полимиктовыми песчаниками пермского возраста, 4% – теми же песчаниками, инъецированными базальтами, 4% – кварцевыми песчаниками угленосной свиты нижнего карбона и 4% – ожелезненными брекчиями кварцево-кремневых пород.

В результате петрографического анализа установлено, что лимонитовые руды образовались как гипергенные коры выветривания типа «железных шляп» по базальтам и трахибазальтам, внедрившимся в пермские песчаники, иногда содержащие обломки этих песчаников, что указывает, по крайней мере, на послераннепермский возраст внедрений, не исключая, возможно, триасовый. В отдельных образцах железных руд сохранились реликтовые структуры базальтов и трахибазальтов (рис. 2, 3), в других же они отсутствуют, но содержат примазки коалинита и охры. Встречаются разности без реликтов с микроолитовым строением (рис. 4). В некоторых шлифах видно, как инъекции дробят кластический материал песчаников (рис. 5). Единичные обломки относятся к кварцевым песчаникам с характерным регенерационно-крустикционным цементом угленосной свиты нижнего карбона (рис. 6) и кварцево-

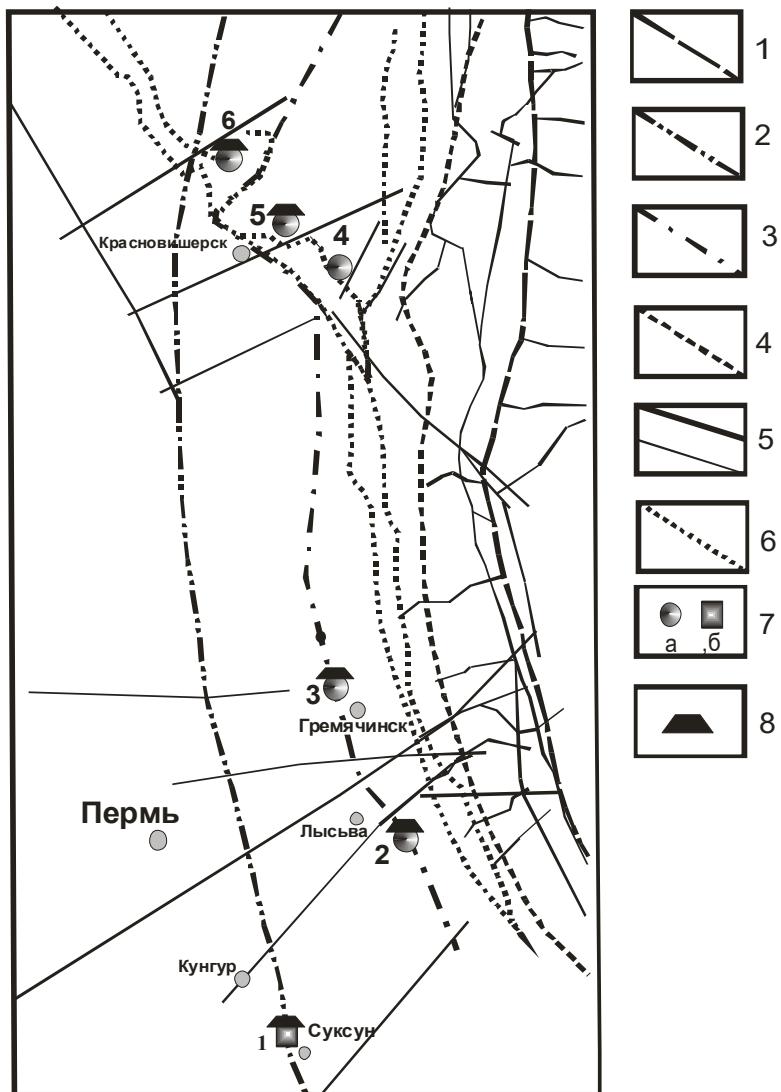


Рис. 1. Схема расположения изученных кор выветривания: 1 – район Седы, 2 – район Кына, 3 – Матка-137, 4 – Ишковский карьер, 5 – бас. р.Сторожевой, 6 – Средний Ухтым. Цифрами обозначены: 1 – Центральноуральский разлом; 2 – Предуральский разлом; 3 – зона надвигов ЗУЗ; 4 – граница фундамента ВЕП, прослеживаемая в магнитных полях; 5 – установленные разломы; 6 – алмазоносные районы; 7 – коры выветривания: а – по ультраосновным породам, б – по базальтам и трахибазальтам; 8 – «железные шляпы»

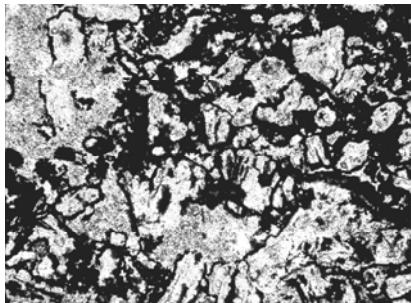


Рис. 2. Псевдоморфоза по базальту: реликты призматических зерен плагиоклазов, сцепментированных лимонитом. Шл. 1СД-6, ник +, ув 100

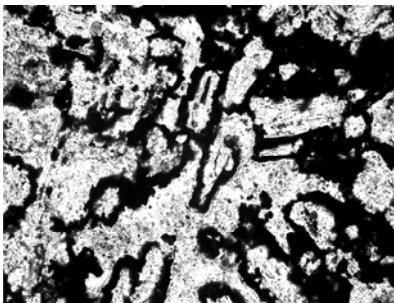


Рис. 3. Псевдоморфоза лимонита по базальту. Чёрное – лимонит, светлые участки – пустые (выщелочены). Шл. 1СД-5, ник +, ув 50

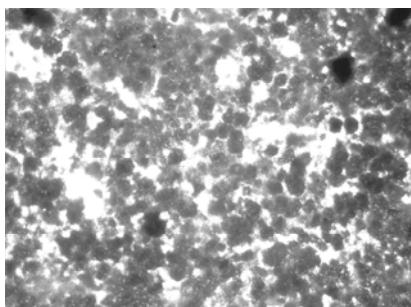


Рис. 4. Лимонитовая руда с микросульфидовой структурой и пористой текстурой. Шл. 1СД-9, ник +, ув 100

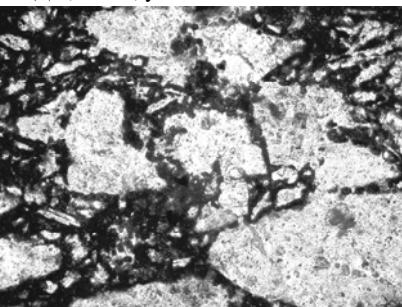


Рис. 5. Обломки кварца, сцепментированные трахигабазальтом. Шл. 1СД-8, ник +, ув 100

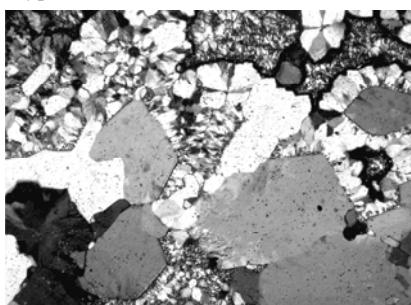


Рис. 6. Кварцевый песчаник с регенерационно-крустификационным халцедоновым цементом. Западноуральская (угленосная) свита, нижний карбон. Шл. 1СД-20, ник +, ув 25

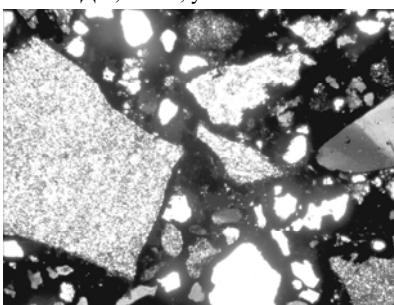


Рис. 7. Бреция кварцево-каремневых пород, сцепментированных лимонитом. Шл. 1СД-10, ник +, ув 25

Проблемы литологии и петрологии

кремневыми брекчиями с железистым цементом (рис. 7), обычным членом многих железорудных месторождений Западного Урала.

Район Пермяковского рудника детально описан в монографии И.И. Чайковского, Л.П. Нельзина, С.В. Савченко (2003). Территориально рудник приурочен к зоне разломов и надвигов ЗУЗС (рис. 1). Авторами он отнесен к диатреме с выделением фаций кратерного озера, самого кратера, жильного и околотрубочного пространства, заполненных породами, по многим признакам идентичными туффизитам Красновишеского Урала. Л.П. Нельзиным, Е.М. Чернышовой среди железных руд обнаружены ксенолиты ультраосновных пород с реликтами олевина, присутствием в породах кристаллов пиропов, зерен хромшпинелидов с уникальным составом, типичным для сростков с алмазами, хромита, характерного для высокоалмазоносных дунитов и включений в алмазах, ильменита с высоким содержанием магния и др. признаками, позволившими прийти к заключению о связи кор выветривания с ультраосновным магматизмом, перспективным на поиски коренных источников алмазов. Нами отобраны разрозненные пробы из керна нескольких скважин и закопушек с выходами железных руд. В шлифах из скважин 2, 4 определены туффизиты и вторичные доломиты, аналогичные описанным нами ранее в Полюдовско-Ксенофонтовском комплексе. В скв. 36 встречены кварцевые кремневые ожелезненные брекчии (рис. 8), как в районе Седы. Характерным признаком пород в Пермской диатрене является присутствие в них шамозит–иллит–лимонитовых конкреций с зональным строением (рис. 9, 10).

В целом из-за разрозненности и небольшого количества образцов наши данные не позволяют сделать окончательные выводы, но вышеуказанные сведения предыдущих исследователей представляются весьма убедительными. Вмещающими породами являются терригенно-карбонатные породы нижнего карбона.

Следующий объект «Матка–137» так же, как и Пермяковский, расположен в зоне разломов и надвигов ЗУЗС. Л.П. Нельзиним и др. (1996–2001) было установлено, что железные руды в данном месторождении представлены «железной шляпой», развитой по ультраосновным магматитам. Среди нонtronит-монтмориллонитовых глин Е.М. Чернышовой встречены и описаны брекчированные ксенолиты ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород с реликтами оливинов, по параметрам кристаллической решетки близких к оливинам из трубы Мир. Состав тяжелых минералов и малых элементов в ожелезненных корах выветривания подтверждает вывод об их генезисе.

Наши исследования вполне согласуются с изложенными выше. Большая часть отобранных образцов представлена лимонитовой рудой с пористой текстурой (рис. 11), но во многих ксенолитах из железных руд наблюдаются коры выветривания по ультрабазитам с реликтами

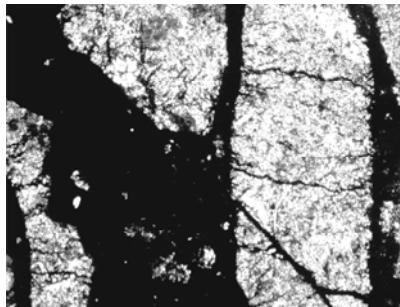


Рис. 8. Кремневая брекчия, сцементированная лимонитом.
Шл. ПР-36-24, ник +, ув. 25

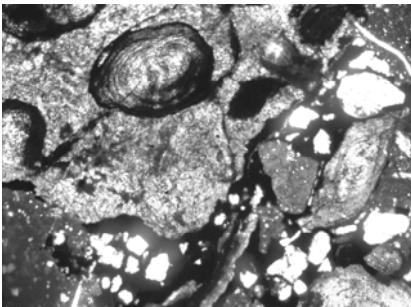


Рис. 9. Стяжения шамозит - иллит - железистого состава в иллитовой слюдистой массе.
Шл. ПР-36-36, ник +, ув 50

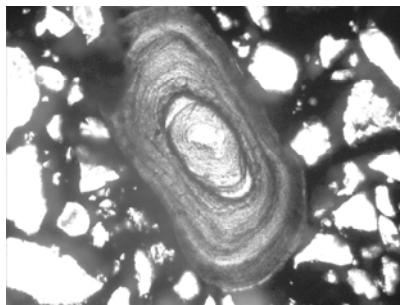


Рис. 10. Шамозит-иллит-железистая конкремция с обломком кварца в кварцевом алевролите с лимонитовым цементом. Шл. ПР-36-36, ник +, ув 100

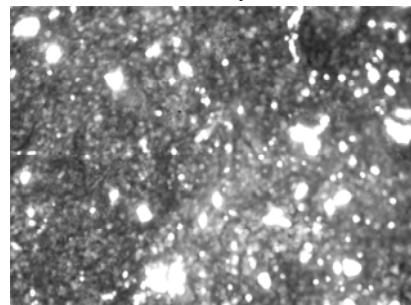


Рис. 11. Лимонитовая руда с пористой текстурой. Шл. 9-ВТ-11, ник +, ув 50

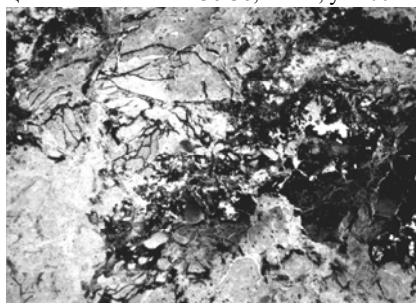


Рис. 12. Кора выветривания по ультраосновной породе. Более крупные зерна разобщены мелкозернистым агрегатом с примесью гидроксидов железа. Шл. 9-ВТ-5, ник +, ув 25

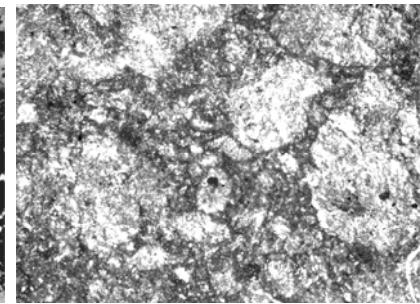


Рис. 13. Кора выветривания по ультраосновной породе. Светлые пятна – псевдоморфозы глины по зернам оливина. Шл. М-137-Ш1, ник +, ув 50

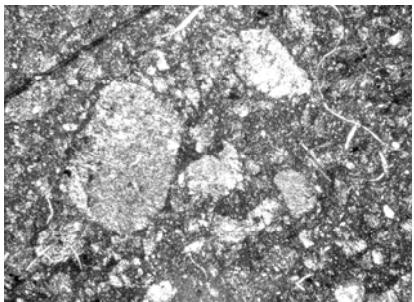


Рис. 14. Псевдоморфозы глинистой массы по оливину (?).
Шл. М-137, ник +, ув 25

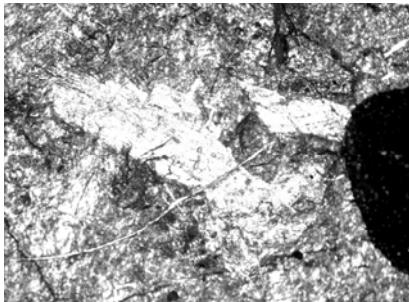


Рис. 15. Пластинка измененного биотита в коре выветривания по ультраосновной породе.
Шл. М-137-Ш1, ник +, ув 50.

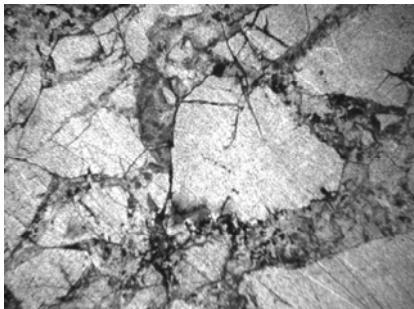


Рис. 16. Кора выветривания, представленная псевдоморфозами галлуазита по оливину (?), сцементированными сплюдисто-карбонатным материалом с примесью рудных минералов.
Шл. 4к-1, ник +, ув 8

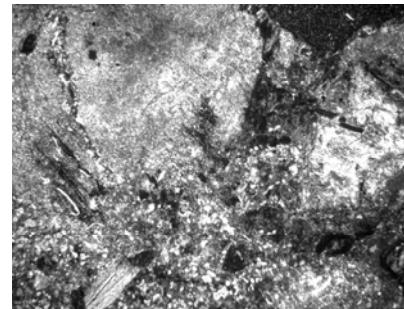


Рис. 17. Кора выветривания по ультраосновной породе, аналогичная изображенной на рис. 16.
с60-1, ник +, ув 8

оливиновых зерен, иногда с опацитовой окантовкой и фрагментами панидиоморфной структуры (рис. 12, 13), а в отдельных разностях с пластинами гидротированного биотита (рис. 14), что может указывать на повышенную щелочность пород.

Аналогичные фрагменты из кор выветривания по ультрабазитам встречены нами и в других местах: в частности, в районе Ишковского карьера на Полюдово-Колчинском поднятии, а также в бассейне р. Сторожевой (рис. 15, 16, 17), и в пределах Верне-Ухтымской антиклиналь на Северном Урале. При этом следует заметить, что везде эти породы, за исключением Ишковского карьера, приурочены к единой зоне среди отложений нижнего карбона и тесно ассоциируют с железными рудами, туффизитами и алмазопроявлениями. В то же время, если коры

Проблемы литологии и петрологии

выветривания в ЗУЗС развиваются по ультрабазитам, то в зоне Предуральского разлома – по базальтам и трахибазальтам и расположены в окружении пород пермского и, возможно, триасового возраста.

Таким образом, так называемые «железные шляпы» на западном склоне Среднего и Северного Урала, находясь в разных структурных обстановках, различаются как по составу исходных магматитов, так и по металлогенезу. Обнаружение кор выветривания по ультрабазитам в диатремовых фациях вплотную подводит уральских геологов к традиционным коренным источникам алмазов.

В.Г. Оловянишников

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

СВЯЗЬ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ТИТАНА С ЭТАПАМИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РИФЕЙСКИХ ПОРОД ТИМАНА

Позднедокембрийский Тиманский метаморфический пояс является частью байкальской складчатой системы, входящей в состав фундамента Печорской плиты. На составленной автором карте распространения метаморфических фаций в верхнедокембрийском комплексе северо-востока Европейской платформы выделены следующие зоны изменения осадочных пород: глубинного катагенеза, начального метагенеза, серицит-хлоритовой и мусковит-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев, нерасчлененной фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма [1, 2].

Основным объектом исследования являлись темно-серые, до черных, тонкообломочные терригенные породы первично глинистого и алевритового состава. Анализ распространения минеральных новообразований титана в последовательном ряду возрастания степени изменения верхнепротерозойских пород региона выявил следующую последовательность их появления:

1) на стадии глубинного катагенеза распространены анатаз-гидрослюдисто-кварцевые агрегаты, а также анатаз таблитчатой и дипирамидальной формы; редко тонкотаблитчатый и октаэдрический брукит;

2) на стадии начального метагенеза в черных обогащенных титаном и органическим углеродом аспидных сланцах широко распространены стяжения вытянутой, таблитчатой и неправильной формы, состав которых изменяется от анатаз-гидрослюдисто-кварцевого, анатаз-рутил-серицит-хлорит-кварцевого до рутил-серицит-хлоритового. В карбонатно-терригенных разностях пород появляются агрегаты, состоящие из

Проблемы литологии и петрологии

мелких бласт сфена, гидрослюды и кварца. Присутствуют новообразованные мелкие кристаллы рутила анатаза, брукита, сфена;

3) на стадии позднего метагенеза или мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев новообразования титансодержащих минералов близки к новообразованиям титана в породах, измененным на стадии начального метагенеза, но содержание анатаза в стяжениях значительно уменьшается за счет увеличения рутиловой составляющей. Присутствуют рутил, анатаз, сфен. Распространены сфенсодержащие агрегаты и отдельные бласти сфена в сланцах мусковит-кальцит-кварцевого состава;

4) лишь при метаморфизме тонкозернистых осадочных пород на стадии биотит-хлоритовой субфации фации регионального метаморфизма появляются новообразованный пластинчатый ильменит и порфиробласти лейкоксена ильменит-рутилового состава. Присутствуют также сфен и рутил;

5) при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации и ставролит-дистен-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации исчезают агрегатные зерна, принимаемые обычно за лейкоксен. Широко распространены сфен и рутил, появляется титаномагнетит.

В приразломных зонах более позднего динамометаморфизма и контактowego метаморфизма на Северном Тимане, а также щелочного метасоматоза на Среднем Тимане получают широкое развитие ильменорутил, колумбит, титаномагнетит, сфен, рутил, дипирамидальный анатаз.

В венде позднедокембрийский комплекс осадочно-метаморфических пород Тимана подвергся тиманской (байкальской) орогении и был выведен на поверхность. В результате процессов выветривания по верхнедокембрийским породам была сформирована кора выветривания полного профиля. При гипергенезе происходило частичное или полное превращение новообразованных и обломочных титансодержащих минералов: ильменита, сфена, рутила, анатаза в лейкоксен.

В раннем палеозое коры выветривания и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические сланцы активно размывались. На Северном (Волонгское) и Среднем (Пижемское) Тимане в прибрежно-морской и пляжевой обстановках были сформированы крупные, а на Южном Тимане – гигантское Яргское месторождения титансодержащих минералов. Минеральный состав титансодержащих минералов, образующих эти месторождения [3, 4], соответствует составу титансодержащих минеральных образований, содержащихся в размывавшихся породах, метаморфизованных в различной степени. Титансодержащие минералы Волонгской россыпи на Северном Тимане в основном представлены ильменитом, менее – лейкоксено-ильменит-рутилового состава с незначительной примесью рутила и титаномагнетита. Источником титансодержащих минералов являлись породы, метаморфизованные сильнее мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Пижемское место-

Проблемы литологии и петрологии

рождение (среднедевонская титановая россыпь) состоит в основном из лейкоксена, содержание ильменита колеблется от 0 до 40%, рутила – до 7%, анатаза – до 8%. Метаморфизм размывавшихся осадочно-метаморфических пород рифея не превышал мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, но одним из источников титансодержащих минералов были породы, подвергнутые динамометаморфизму и щелочному метасоматозу в зонах Центрально-Тиманского и Четгасско-Кипиевского разломов. Гигантское Яргское месторождение лейкоксена, по-видимому, имело длительную историю формирования с изменением роли источников сноса. Основным источником лейкоксена являлись слабометаморфизованные рифейские породы Тимана западнее и юго-западнее месторождения, побочным – метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма породы, распространенные восточнее и юго-восточнее Яргского месторождения.

Таким образом, состав россыпей титансодержащих месторождений Тимана является следствием зональности метаморфизма материнских пород.

Список литературы

1. Гецен (Оловянишников) В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
2. Гецен (Оловянишников) В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
3. Игнатьев В.Д., Бурцев И.Н. Лейкоксен Тимана: Минералогия и проблемы технологии. СПб.:Наука, 1977. 215 с.
4. Калюжный В.А. Геология новых россыпейобразующих метаморфических формаций. М.: Наука. 1982. 264 с.

**В.П. Молошаг, Е.И. Сорока,
Т.Я. Гуляева, А.С. Иванов**
Институт геологии и geoхимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ САФЬЯНОВСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

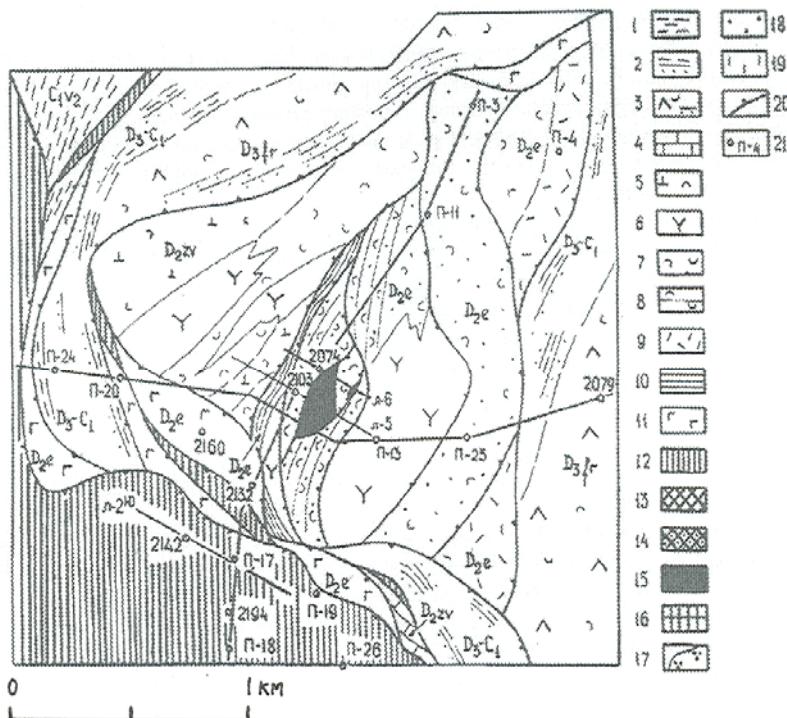
Недавно открытое Сафьяновское месторождение расположено в пределах Восточно-Уральского поднятия. В геолого-структурном отношении оно расположено в пределах Режевской структурно-формационной зоны, сложенной в основном среднепалеозойскими осадочными и вулканогенными породами, вмещающими ряд массивов ультраосновных пород (рисунок). Сафьяновское рудное поле расположено в южной части этой зоны, в северо-восточном контакте Режевского сер-

пентинитового массива. На рудном поле выделяются три пластины горных пород, надвинутых друг на друга с запада на восток и разделенных надвигами с западным падением сместителей под углом 25–45° [2, 6]. Верхняя плата сложена олиолитами, выходящими на поверхность в юго-западной части рудного поля. Средняя плата – вулканитами кислого и среднего состава с прослоями вулканогенно-осадочных и осадочных пород раннедевонского возраста. Нижняя плата сложена позднедевонскими туфами андезитобазальтов, визейскими известняками и углисто-глинистыми сланцами [2].

В карьере Сафьяновского рудника вскрыты вулканиты средней (Сафьяновской) пластины. Геологическим картированием в них установлен ряд разрывных нарушений, из которых наиболее крупными являются субмеридиональные Сафьяновский и Восточный разломы (рисунок).

Главная залежь массивных колчеданных руд, вскрытая в карьере, имеет длину 400 м при наибольшей ширине 140 м. Ее западный контакт совпадает с Сафьяновским разломом, а восточный близок к Восточному разлому и имеет западное и северо-западное падение под углом от 50 до 80°. Южный фланг залежи клиновидно выклинивается, а северный фланг представляет серию туповыклинивающихся апофиз, сложенных массивным медным колчеданом и прожилково-вкрапленными рудами. В западной части Главной залежи развит преимущественно медный колчедан, а в юго-восточной – медно-цинковый. Вблизи западного контакта выделяется субмеридиональная зона богатых медных руд шириной от 2 до 30 м. Она представлена рядовым медистым колчеданом, пересеченным прожилками халькопирита мощностью от 2 до 50 см. Залежь массивных руд оконтурена с запада прожилково-вкрапленными медными рудами. По данным бурения массивные руды на глубине 200–210 м выклиниваются, а зона прожилково-вкрапленных руд до глубины 250 м увеличивается в мощности до 120 м и лишь на глубинах 350–430 м выклинивается.

Массивные медно-колчеданные руды состоят в основном из пириита и халькопирита. В подчиненном количестве присутствуют блеклые руды (теннантит и тетраэдрит), дигенит, энаргит, фаматинит и сфалерит; редко встречаются марказит, пирротин, арсенопирит, золото. Медно-цинковые руды отличаются повышенным содержанием сфалерита и присутствием галенита. Прожилково-вкрапленные руды представлены штокверком и вкрапленностью пириита и халькопирита в серицит-кварцевых метасоматитах. В малых количествах встречаются сфалерит, теннантит, энаргит, а к редким минералам относятся галенит, фаматинит, гессит, эмпрессит, тетрадимит, теллуровисмутит, сульфотеллурид висмута [3].



Геологическая карта-схема Сафьяновского месторождения по [6]. Условные обозначения: 1 – кремнистые, углисто-кремнистые сланцы C_1v_2 ; 2 – граувакковые флишиоиды, слоистые туфы трахибазальтов D_3fm-C_1t ; 3 – туфы и слоистые тефроиды порфировых базальтов и андезитобазальтов D_3fr ; 4 – известняки; 5 – туфы андезитов и андезитодактилов D_2gv ; 6 – субвулканические мегафировые кварцевые риолиты D_2gv ; 7 – туфы, кластолавы мелкопорфировых кварцевых риолитов D_2e_1 ; 8 – слоистые кремнекислые тефроиды D_2e ; 9 – кластолавы, туфы дацитов (кератофиров) D_2e ; 10 – кремни, туффиты, туфопесчаники риолитов D_2e_1 ; 11 – спилиты, кератоспилиты, магнезиальные базалты D_2e_1 ; 12 – серпентинизированные гипербазиты и габбро Режевского массива; 13 – медно-цинковый сплошной колчедан; 14 – медный колчедан; 15 – богатая медная руда; 16 – серный колчедан; 17 – контур промышленных штокверковых руд; 18 – забалансовая сульфидная вкрапленность в метасоматитах; 19 – кора выветривания; 20 – главные тектонические нарушения; 21 – скважины; 22 – разведочные линии (13–19 представлены на разрезах)

Авторами было проведено опробование метасоматитов на контакте рудных тел Главной залежи на линиях 5, 6, 7 и горизонтах 140,0, 130,0 и 120,0 м. Предполагается, что серицит-кварцевые метасоматиты образовались по дайкам кварцевых порфиров, секущих рудные тела [5]. Все они расположены в тектонической зоне субмеридиональных разломов.

На горизонте 140,0 м между линиями 5–7 установлена наиболее мощная зона обеленных пород на контакте с рудным телом. Рудные зоны перемежаются с зонами обеленных пород. Образцы пород были отобраны в нескольких точках по мере удаления от контакта с рудными зонами.

Рентгенофазовый анализ образцов, выполненный в ИГГ УрО РАН, показал наличие каолинита практически в каждой зоне обеленных пород. Между линиями 6–7 в 4 м от контакта с рудной зоной, представленной богатыми медновкрашенными рудами, состав пород преимущественно кварц-хлоритовый с каолинитом и пиритом. В образце 15/05 установлены признаки хлоритоида.

Образец 16/05 был отобран в 2 м от контакта рудной зоны, представленной медным колчеданом. Состав пород каолинит-кварцевый с незначительным количеством хлорита.

Образец 18/05 отобран на контакте с рудной зоной, также представленной медным колчеданом, между линиями 5–6 в сильно рассланцованный обеленной породе. Состав породы преимущественно кварцевый с гидрослюдой, каолинитом и пиритом. В породе встречаются более светлые прожилки (обр. 19/05) с кварцем, каолинитом, алунитом и пиритом. Таким образом, по предварительным данным установлено, что наиболее глиноземистые породы находятся на контакте с рудными зонами.

Сафьяновское месторождение по составу главных рудных минералов, ассоциации с кислыми вулканогенными породами, широкому развитию серицит-кварцевых метасоматитов похоже на уральский тип колчеданных месторождений. В то же время оно имеет некоторые особенности: 1) расположено в восточной вулканогенной зоне Урала; 2) рудовмещающие вулканиты относятся к андезит-дацитовой формации; 3) широко распространены эксплозивные и гидротермальные брекции; 4) в рудах содержатся минералы пятивалентных мышьяка и сурьмы (энаргит Cu_3AsS_4 и фаматинит Cu_3SbS_4), которые образуются при повышенной летучести кислорода [4]; 5) в ореоле околоврудных изменений боковых пород присутствуют низкотемпературные глиноземистые минералы – каолинит, алунит, диккит, смешаннослойный минерал ряда иллит-монтмориллонит, отлагающиеся в условиях кислой среды [1]. Эти особенности характерны для колчеданных месторождений Среднегорско-Понтийско-Малокавказского медного пояса: Бор, Елшице, Челопеч, Маднеули, Мец-Дзор, Биттибулахское, Кедабекское, Кафанское, – отнесенных к малокавказскому типу [5]. Опираясь на сходство, Сафьяновское колчеданное месторождение можно отнести к тому же типу.

Проблемы литологии и петрологии

Список литературы

1. Грабежев А.И., Молошаг В.П., Сотников В.И. и др. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu месторождения, Средний Урал // Петрология. 2001. Т. 9, № 3. С. 294–312.
2. Коровко А.В., Грабежев А.И., Двоеглазов Д.А. Метасоматический ореол Сафьяновского цинково-медного месторождения (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 3. С. 692–695.
3. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В. и др. Геологическая позиция и состав Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале: путеводитель геологических экскурсий / ИГЕМ РАН, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997. 94 с.
4. Логинов В.П. Формации семейства колчеданных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. Т. 2. С. 111–148.
5. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Малюгин В.А. Геология Сафьяновского медно-колчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 276–281.
6. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского месторождения в среднеуральском ретрошарье // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33, № 4. С. 47–58.

М.Т. Крупенин, В.А. Котляров*, Т.Я. Гуляева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург,
* Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЖЕЛЕЗИСТО-МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА НА СЕМИБРАТСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Семибратское является одним из крупнейших месторождений кристаллического магнезита в Южно-Уральской провинции с запасами около 200 млн. т. По совокупности геологических и геохимических признаков оно отнесено к юрматинскому типу месторождений [2] с линзовидной формой рудных тел, постепенными переходами вмещающих доломитов в магнезиты через зону вкрапленности, мелко-среднезернистым сложением с максимальным размером округло-ромбовидных кристаллов магнезита 4 мм, повышенной примесью доломита, кварца в составе руд и наличием железистых разностей. При проведении геологоразведочных работ сделан вывод о наложенной метасоматической природе магнезитов, которые формируют субсогласные со слоистостью вмещающих пород залежи, имеющие концентрическую зональность. В центральной части залежей содержится наиболее чистый магнезит, контакты тел пред-

Проблемы литологии и петрологии

ставлены вкрапленностью магнезита в доломите, который образует зоны вокруг рудных тел во вмещающих доломитах. Среди магнезитов при проведении крупномасштабного опробования были выделены по данным химических анализов две совокупности: низкожелезистые магнезиты и брейнериты со средним содержанием FeO соответственно 1,8 и 5,0% [1]. Железистые магнезиты и брейнериты формируют прожилки и зоны в магнезитах и являются наложенными образованиями.

Нами исследованы несколько разновидностей магнезита и вмещающих доломитов Семибратьского месторождения, различающихся, прежде всего, степенью насыщенности железом, с целью установления последовательности минералообразования с применением рентгеноструктурного, химического методов анализа, а также количественного микроанализа в растровом электронном микроскопе (РЭММА-202М). Установлено, что в процессе развития метасоматического ожелезнения нарастает как площадь, так и степень насыщения железом первичной магнезитовой матрицы до почти полного замещения магнезита брейнеритом (образец Sem-12) с содержанием FeO в отдельных зернах до 13%. Наряду с ожелезнением основного минерала – магнезита – происходит последовательное насыщение железом и минералов примесей – доломита и талька. На рис. 1 показано распределение железа во всех перечисленных минералах по четырем изученным пробам. В наиболее насыщенных железом брейнеритах происходит исчезновение талька и железистого доломита.

Анализ распределения железа в минералах магнезитовых руд Семибратьского месторождения позволяет предполагать двухстадийное образование карбонатов. На первом этапе произошло формирование низкожелезистого магнезита, образующего крупные блоки на месторождении (проба Sem-33). Развитие ожелезнения происходило с формированием сначала каемок брейнерита по периферии зерен низкожелезистого магнезита (проба Sem-17, Sem-18), а затем и крупных масс брейнерита (проба Sem-12). Картина проявления магнезиально-железистого метасоматоза в магнезитах Семибратьского месторождения имеет сходство с последовательностью березит-лиственитовой среднетемпературной метасоматической колонки, которая детально изучена на метаморфизованных гипербазитовых массивах, а также на терригенно-карбонатных породах [7]. Общим для двух процессов является повышение содержания железа во внутренних частях колонки и то, что по мере нарастания железистости в магнезите и доломите происходит исчезновение талька. В таком случае, и температуры магнезиально-железистого метасоматоза, накладывающего-

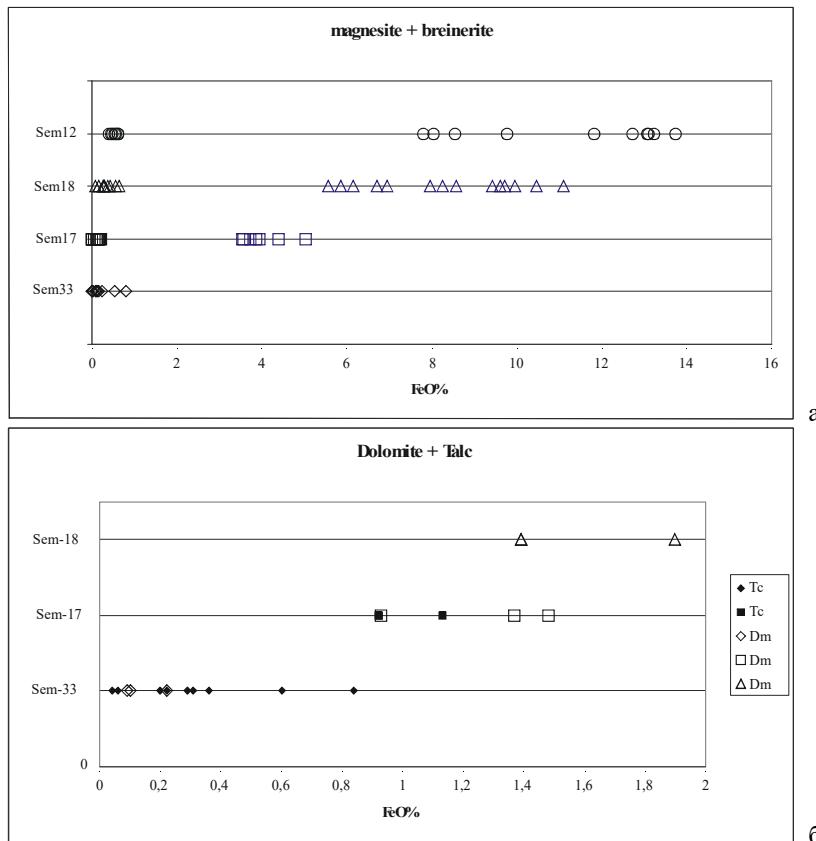


Рис. 1. Распределение минералов в различных литотипах магнезитов Семибратского месторождения (по данным дифрактометрии и РЕМ) в пробах Sem-33, Sem-17, Sem-18, Sem-12: а) – магнезита и брейнерита; б) – доломита (Dm) и талька (Tc)

ся на первоначальный магниевый метасоматоз, должны соответствовать параметрам среднетемпературного гидротермального процесса.

Применение анкерит-сидеритового термометра в интерпретации [9] позволяет определить примерную температуру при железистомагнезиальном метасоматозе в магнезитах Семибратского месторождения, если принять условие достижения равновесия при минералообразовании. Экспериментально установлено, что температуры фазовых преобразований карбонатов с кальцитовой и доломитовой структурой не зависят от давления. В исследовательской работе [9] проведена проверка

Проблемы литологии и петрологии

тщательно выделенных составов для бинарных растворов в системе CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ природных карбонатов, скомбинированных с экспериментальными данными для гидротермального интервала температур (250–700°C). Эти данные были использованы для моделирования тройных отношений активность/состав для карбонатов кальцитовой и доломитовой структуры. Была выделена эмпирическая модель для термометра *кальцит - Fe-доломит* на тройной диаграмме применением эмпирического уравнения к кальцитовому полю на тройном сольвуссе. Эта модель была расширена для более высоких значений содержания железа, позволяющих применять потенциальный термометр *Fe-доломит - сидерит*. В результате рассмотрения тройной модели была получена линейная зависимость температуры минералообразования от коэффициента K_D , который зависит от составов сосуществующих карбонатных минералов:

$$K_D = \frac{(X^{FeCO_3} / X^{MgCO_3})_{Ank}}{(X^{FeCO_3} / X^{MgCO_3})_{Sd}} = -0,691 + 0,00176T(T, K),$$

где X^{FeCO_3} и X^{MgCO_3} – молярные концентрации сидерита и магнезита, вычисленные из составов соответственно анкерита (*Ank*) и сидерита (*Sd*).

Авторами отмечается приближенный характер термометра из-за условности сведения сложной зависимости к линейной функции [9].

В нашем случае для применения данного термометра (железистый доломит-сидерит) использованы сосуществующие доломит и брейнерит. Доломит имеет содержание FeO в интервале от 0,93 (Sem-17) до 1,92% (Sem-18), брейнерит, который рассматривается в качестве структурного аналога сидерита, малонасыщенного железом, имеет концентрации FeO в интервале от 3,85 (Sem-17) до 6,72% (Sem-18). Используя минералы для расчета в термометре, важно иметь доказательства, что они находятся в парагенетической связи, т.е. образовались в одну стадию минералообразования. Кроме пространственной близости необходимы и геохимические критерии когенетичности минералов. Одним из таких инструментов является установление резкой одноступенчатой формы профиля границ однородных по составу зерен соседствующих минералов при непрерывном сканировании границы [8]. Используемый нами микроскоп не позволяет провести непрерывное сканирование. Однако доказательством когенетичности рассматриваемых пар минералов мы считаем повышенную степень железистости и однородность состава как доломита, так и брейнерита, по сравнению с низкожелезистым магнезитом. Действительно, если предположить, что зерна доломита в магнезите являются реликтовым образованием, сохранившимся при магнезиальном метасоматозе, то железистость доломита должна быть заметно ниже, чем в магнезите. Это правило соблюдается на всех месторождениях как Южно-Уральской провинции [5], так и в месторождениях кристаллического магнезита других провинций [10]. В пробе Sem-17 (рис. 2а) анкерит-сидеритовый термо-

Проблемы литологии и петрологии

метр использован для расчета температуры между зерном железистого доломита (точки микроанализа b, c) и прилегающей к нему зоной прожилкового брейнерита (точки микроанализа h, l). Получены температуры в интервале 429–566°C (таблица). Для пробы Sem-18 (рис. 2б) значения температуры кристаллизации пары анкерит-сидерит рассчитаны между крупным эвгедральным кристаллом железистого доломита (точки микроанализа m, l) и прилегающей к нему с разных сторон зоной брейнерита, также имеющей кристаллографические очертания (точки микроанализа j, n). Температуры получены в интервале 355–528°C. Наблюдается определенное сходство температур образования по двум парам карбонатных ассоциаций, различающихся уровнем насыщения железом. Рассчитанные температуры в интервале 350–550°C соответствуют среднетемпературным условиям формирования березит-лиственитовой гидротермально-метасоматической колонки и в целом отвечают уровню метаморфического преобразования вмещающих пород Семибратьевского месторождения в зеленосланцевой фации. В то же время вопрос о том, совпадало ли время метаморфического преобразованияrudовмещающей толщи с железистомагнезиальным метасоматозом, остается открытым.

Можно предположить, что рассчитанный с помощью анкерит-сидеритового термометра интервал температур соответствует второй стадии преобразования пород в результате прохождения магнезиально-железистого метасоматоза, следовавшей за первой стадией формирования маложелезистых магнезитов. Стадийность образования магнезитовой минерализации представляется следующим образом. Учитывая имеющиеся геологические данные, формирование низкожелезистых магнезитов произошло в геологический отрезок времени до накопления отложений зильмердакской свиты и после внедрения врудовмещающую толщу уренгинской свиты даек гранодиоритов, экранирующих магнезитовые залежи. Формирование среднетемпературных обогащенных железом растворов, с которыми связан магнезиально-железистый метасоматоз вмещающих карбонатных пород и магнезитов, обусловлено, вероятно, последующим импульсом тектонотермальной активизации в регионе, во время которой произошло внедрение диабазовых порфириров, сопровождаемое образованием пластовых залежей сульфидных и барит-сульфидных руд. Это событие проходило в условиях растяжения и сопровождалось перекрытием седиментационно-экскавационных и вулканогенных образований прослойми терригенными отложениями, представленными в разрезе основания зильмердакской свиты пачками кварц-мусковитовых сланцев и аркозовых кварцитов.

Источником магнийсодержащих растворов предполагаются эвапоритовые рассолы [4], обогащенные магнием в гиперсоленых осадочных

Расчетные температуры магнезиально-железистого метасоматоза в магнезитах Семибратского месторождения по данным анкерит-сидеритового термометра

Микроанализ	FeCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	Сумма, %	T°C
Sem18j	10,83	0,19	85,39	0,27	96,68	355,41
Sem18l	2,24	0,24	46,35	50,00	98,83	
Sem18j	10,83	0,19	85,39	0,27	96,68	465,19
Sem18m	3,06	0,36	43,53	50,98	97,93	
Sem18n	9,31	0,19	87,13	0,18	96,82	528,41
Sem18m	3,06	0,36	43,53	50,98	97,93	
Sem17h	8,12	0,13	88,67	0,09	97,01	453,62
Sem17c	2,38	0,05	44,49	51,75	98,67	
Sem17h	8,12	0,13	88,67	0,09	97,01	429,51
Sem17b	2,21	0,08	45,09	51,39	98,77	
Sem17l	6,20	0,10	90,49	0,21	97,00	565,96
Sem17c	2,38	0,05	44,49	51,75	98,67	
Sem17l	6,20	0,10	90,49	0,21	97,00	533,74
Sem17b	2,21	0,08	45,09	51,39	98,77	

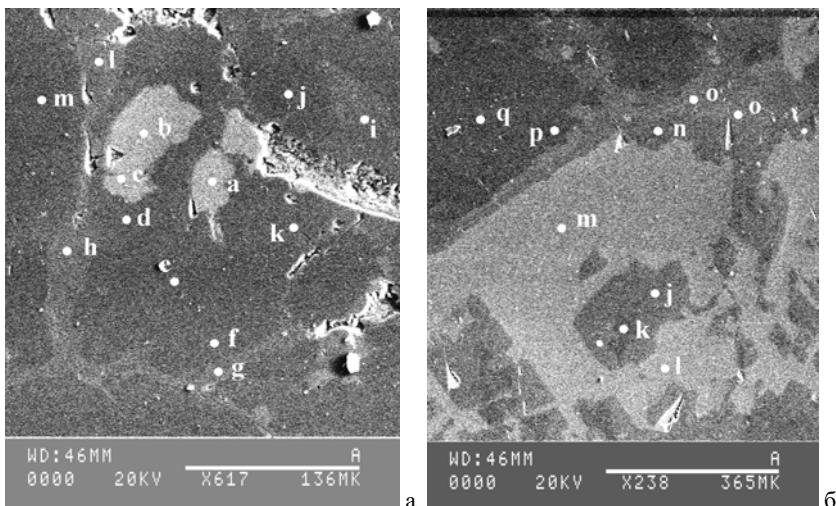


Рис. 2. а) – проба Sem-17, зерно магнезита разнозернистого маложелезистого (темно-серое) с каймой железистого магнезита (серое) и выделениями железистого доломита (светло-серое); б) – проба Sem-18, парагенез брейнерита и железистого доломита

Проблемы литологии и петрологии

бассейнах авзянского времени. Индикаторы существования эвапоритовых условий для завершающей эпохи осадконакопления среднего рифея, минералогические (присутствие гипса и пористых сахаровидных доломитов) и геохимические (низкие величины гидролизатного модуля, индекса CIA) были описаны ранее [6]. Вероятно, на первой стадии во время перерыва после завершения осадконакопления авзянской свиты, были сформированы низкожелезистые метасоматические магнезиты в результате латеральной и восходящей (?) миграции высокомагниевых рассолов на этапе тектонической активизации в палеогидрогеологическом бассейне. Как следствие еще слабого взаимодействия флюид–порода, растворы были слабо насыщены железом. На втором этапе, при следующем импульсе тектонотермальной и вулканической активизации, в районе произошло новое внедрение высокомагнезильных растворов, которые имели повышенную железистость. Насыщение растворов железом могло быть связано с интенсивным взаимодействием рассолов с вмещающими глинистыми породами и элизионными водами, возникшими при уплотнении и трансформации глинистых минералов в литогенезе. Вероятно, произошла контаминация с металлоносными гидротермами, сопровождавшими основные вулканиты. Косвенным доказательством связи с последними является усиление пиритизации в железистых магнезитах и брейнеритах и формирование сульфидных и барит–сульфидных залежей совместно с диабазовыми порфиритами и их туфами в основании зильмердакской свиты. Вероятно, именно с этапом внедрения основных вулканитов в районе следует связывать стадию магнезиально–железистого метасоматоза на Семибратьском месторождении. Повышенная температура флюидов второй стадии способствовала образованию талька в магнезитах, но на фоне нарастающей кислотности и степени окжелезнения через метасоматическое замещение магнезит–брейнерит, происходило соответствующее замещение доломит–железистый доломит и тальк–железистый тальк. При дальнейшем нарастании железистости и кислотности происходило удаление из системы талька, кварца и железистого доломита, которые могли отлагаться в периферийных частях метасоматической колонки.

Сложная многостадийная история формирования магнезитов Семибратьского месторождения отражается и в некоторых геохимических свойствах руд. Несмотря на то, что в исследованных пробах брейнеритов не отмечено относительное обогащение халькофильными или сидерофильными элементами по сравнению с маложелезистыми магнезитами и даже вмещающими доломитами, индикаторами являются лантаноиды. Отношение Y/Ho, которое обычно уменьшается при увеличении длительности миграции гидротермальных растворов от резервуара образования к месту разгрузки и минералообразования для магнезитов данного месторождения, варьирует в широких пределах (рис. 3) от

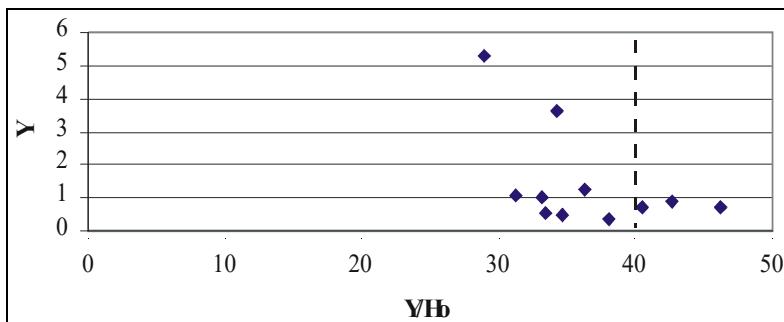


Рис. 3. Зависимость Y vs Y/Ho в магнезитах Семибратского месторождения

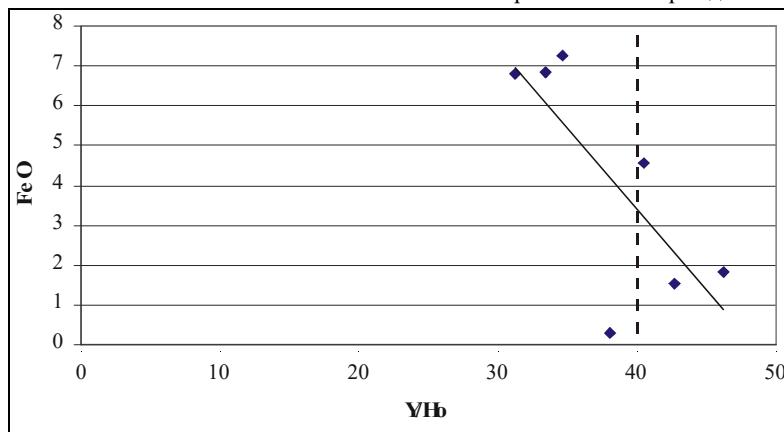


Рис. 4. Зависимость FeO vs Y/Ho в магнезитах Семибратского месторождения

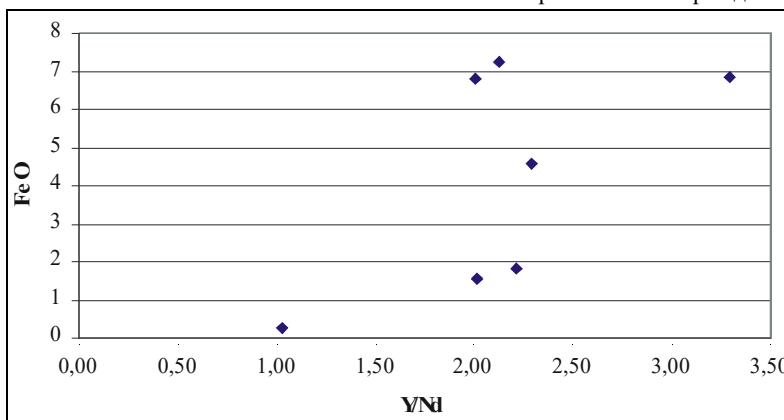


Рис. 5. Зависимость FeO vs Y/Nd в магнезитах Семибратского месторождения

Проблемы литологии и петрологии

высоких значений (39–46), типичных для магнезитов, связанных с осадочными бассейнами (нижнериифейские магнезиты саткинского типа), до пониженных значений (28–35) типично гидротермальных образований, сравнимы с заведомо гидротермально-метасоматическими сидеритами Бакальского рудного поля [2]. Устанавливается обратно пропорциональная зависимость между величиной $Y/\text{Но}$ отношения и содержанием FeO в пробах (рис. 4), подтверждающая вторичный гидротермально-метасоматический характер железистых карбонатов в месторождении.

Ранее нами был использован качественный термометр Y/Nd для установления температурных условий формирования магнезитов Южно-Уральской провинции [3]. Семибратьевское месторождение по данному параметру относится к среднетемпературным. Попытка его применения для установления зависимости температуры и степени ожелезнения магнезитов не дает определенного тренда (рис. 5), что, вероятно, определяется приближенным характером термометра (слишком близки величины отношения Y/Nd), хотя и отвечающим среднетемпературным по сравнению с месторождениями нижнего рифея (Саткинская группа) условиям образования.

Таким образом, комплексное физико-химическое изучение магнезитов Семибратьевского месторождения позволяет предположить его формирование в результате двухстадийной модели. На первом этапе произошло формирование магнезитовых тел в процессе магнезиального метасоматоза, затем в результате магнезиально-железистого среднетемпературного метасоматоза образовались зоны брейнерита.

Список литературы

1. Главнейшие магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
2. Крупенин М.Т. Геолого-geoхимические и генетические различия месторождений Южно-Уральской магнезитовой провинции // Ежегодник-2002 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 272–280.
3. Крупенин М.Т. Использование Y/Nd отношения для оценки температур магнезитового метасоматоза в месторождениях Южно-Уральской провинции // Геология западного склона Урала / Перм. ун-т. Пермь, 2005. С. 33–36.
4. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. РАН. 2005. Т 403, №5. С. 661–663.
5. Krupenin M.T., Ellmies R. Genetic features of sparry magnesite in Proterozoic carbonate rocks of the South Urals // Mineral deposits at the beginning of the 21-st century. Piestrzynski et al. Lisse: Balkema. Swets and Zeitlinger Publishers, 2001. P. 997.
6. Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 43–49.
7. Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала) / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984. 207 с.

8. Таланцев А. С. Геотермометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 135 с.
9. Annovitz L.M. & Essene E.J. Phase equilibria in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28, part 2, P. 389–414.
10. Radvanec M., Kodera P., Prochaska W. Mineralogy, fluid inclusion and C, O, Sr isotope study of the Koshice-Medvedia magnesite deposit, Western Carpathians, Slovakia // Acta Petrologica Sinica. 2004. Vol. 20. P. 855–876.

И.Н. Нигматов, Д.Ш. Ибрагимова, А.М. Сабиров
Казанский государственный университет

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОЙКАРО-СЫНЫНСКОГО МАССИВА

Объектом исследований являлись ультрамафиты северной части Пайерского массива (проявления хромита Бурхойлинское и Пайты).

На основании микроскопических исследований в отраженном и проходящем свете установлено, что массив сложен перемежающимися полосами существенно гарцбургитового и дунитового составов, образующими полосчатый комплекс. Образование хромита связано с процессами магнезиального метасоматоза, завершающегося возникновением дунитов и скоплений хромита промышленного типа. Поэтому чем интенсивнее метасоматоз, тем большие концентрации хромита могут образоваться. Скопления хромита подчиняются тем же закономерностям структур, что и остальные первичные минералы, т.е. его скопления располагаются согласно общей структуре вмещающих пород.

Следующим этапом метасоматических преобразований ультрамафитов являются серпентинизация и амфиболизация. Серпентинизация ультрамафитов представляет собой ряд последовательно формирующихся серпентинитовых минералов. Выделяются следующие процессы серпентинизации: лизардитизация, хризотилизация и антигоритизация. Их интенсивность увеличивается в тектонически ослабленных зонах. В результате образуются аподунитовые серпентиниты лизардитового и хризотил-лизардитового состава, серпентинизированные дуниты и оливин-антигоритовые породы.

Процесс амфиболизации проявлен в зернах пироксенов. Метасоматические преобразования последних завершаются формированием амфиболов tremolit-актинолитового ряда. В результате этого образуются амфибол-оливиновые и амфибол-антигорит-оливиновые агрегаты.

Проблемы литологии и петрологии

Таким образом, ультрамафиты Пайерского массива испытали последовательно накладывающиеся друг на друга метасоматические преобразования. Процесс метасоматоза имел региональный характер. Если же говорить о геохимии преобразований, то, по всей видимости, здесь имел место магниевый метасоматоз, благодаря которому и сформировались вторичные минералы по ультрамафитам Войкаро-Сынинского массива.

В пределах Бурхойлинского рудопроявления была установлена сульфидная минерализация, которая распространена в сплошных и густо вкрапленных хромитовых рудах. Сульфиды представлены пирротином и халькопиритом.

Последовательность выделения минералов: оливин + хромит → серпентин (лизардит → хризотил → антигорит) + магнетит + сульфиды → амфиболы.

В.П. Ожгебесов
Пермский университет

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ЭТЮДЫ О ПОНЯТИИ «СТРУКТУРА» В ГЕОЛОГИИ НЕФТИ, ЛИТОЛОГИИ, ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ЛОГИКЕ ВЫСКАЗЫВАНИЙ

Общеизвестно определение классиков отечественной петрографии: «Структура горной породы (в данном случае осадочной горной породы – В.О.) – это такие особенности, которые обусловлены формой, размерами и взаимоотношениями ее составных частей» [1, с.295; 6, 7]. Именно это или близкое определение структуры горной породы обычно приводят студентам-геологам в качестве основного определения. *Структура* песчаника, например, описывается петрографом так: *крупнозернистая* (с размерами зерен от 1,0 до 0,5 мм), *среднезернистая* (0,5–0,25 мм), *мелкозернистая* (0,25–0,10 мм). Литолог, описывая *структур*у, например, терригенных горных пород, всегда указывает в макроописании: «... песчаник *крупнозернистый* ..., песчаник *среднезернистый* ... и т. д.» [4, с.71]. Казалось бы, все понятно. Есть песчаник крупнозернистый. Есть песчаник мелкозернистый. Есть *структура* песчаника *крупнозернистая*, есть *средне- и мелкозернистая структура* терригеннои горной породы.

Однако в данном случае понятие «*структура*», его содержание и его объем должны соответствовать определению этого понятия. Используем методы, применяемые в модальной и семантической логике, для анализа определения понятия «*структура*». Выделив субъект и предикат, получим: «...*структура* ... – это ... *особенности* ...».

Проблемы литологии и петрологии

«Структура (горной породы) – это ...особенности (горной породы)».

При описании коллекторских свойств горных пород исключительно большое внимание уделяется петрографическому описанию структуры коллекторов, так как она имеет корреляционную связь с коэффициентами пористости и проницаемости горных пород. Это позволяет контролировать достоверность лабораторных анализов коллекторских свойств, выявлять их аномалии, обусловленные процессами преобразования горной породы, строить различные карты для решения задач прогнозирования месторождений нефти и газа, для их поисков и разведки.

Однажды мне довелось присутствовать при беседе заведующего лабораторией (физики пласта, коллекторов, природных резервуаров – в разное время нашу лабораторию называли по-разному) Камского отделения ВНИГНИ (сейчас – КамНИИКИГС) Виктора Петровича Потапова с петрографами лаборатории. Меня, тогда студента заочного отделения геологического факультета, изучающего курс петрографии, состоявшаяся беседа привела в недоумение, а ортодоксально мыслявших петрографов просто "парализовала" на несколько дней, пока они не позабыли ее содержание. Однако меня предмет обсуждения увлек, я его не забыл, тем более, что исследования в области геологии и методологии естествознания несколько раз возвращали меня к предмету давней дискуссии. Суть разговора сводилась к нескольким положениям, которые могут служить этюдами применения логики высказываний [2] для анализа некоторых проблем петрофизики, литологии, палеонтологии и методологии науки.

В.П. Потапов рассуждал так:

1. Структура горной породы – это такие особенности, которые обусловлены формой, размерами и соотношением слагающих ее частиц. Если мы пишем: «...песчаник крупнозернистый, отсортированный...», то мы указываем особенности песчаника (он крупнозернистый и отсортированный). Следовательно, признаки «крупнозернистый» и «отсортированный» – это признаки, которые характеризуют структуре горной породы. Это – структура.

2. Далее: измерим скорость прохождения ультразвука через горную породу. Измерим кажущееся удельное электрическое сопротивление этой горной породы.

3. Скорость прохождения ультразвука через горную породу и кажущееся удельное сопротивление горной породы – это ее особенности, которые обусловлены формой, размерами и соотношением слагающих ее частиц. Следовательно, скорость прохождения ультразвука через горную породу и кажущееся удельное сопротивление этой горной породы есть не что иное, как ее структура. По определению.

4. Таким образом, петрограф, описывая структуру горной породы, должен указывать скорость прохождения ультразвука через горную по-

Проблемы литологии и петрологии

роду и ее удельное сопротивление, так как, по определению, они также являются ни чем иным, как структурой горной породы.

Для петрографа такая постановка вопроса была непривычной. Интуитивно было ясно, что эти рассуждения – не софизм, но все же было непонятно, чему следовать в *практической* деятельности: определению структуры, которое предлагают классики петрографии или следовать нетрадиционным представлениям научного руководителя.

* * *

Рассмотрим сложившуюся ситуацию с позиций геологии, литологии, палеонтологии, методологии и логики высказываний.

Структура – это свойство системы. Система – это ограниченное множество взаимодействующих элементов. Структура – это закон связи элементов в системе. По отношению к системе понятие структура – вторичное. Структура – это атрибут системы. Структура – это свойство любой системы.

Не все множества являются системами. Не все объекты являются системами. Объекты могут быть элементами систем. Объекты могут быть составными частями множества объектов, которое не является системой. *Не все множества объектов являются системами*, потому что не все объекты являются ограниченным множеством взаимодействующих элементов.

Признак – это любое фиксированное свойство любой системы и любого объекта, не являющегося системой.

Структура – это свойство системы. Структура – это свойство любой системы.

Структура – это свойство геологической системы. Структура – это свойство биологической системы. Структура – это свойство, присущее всем биологическим системам. Ископаемые организмы – это биологические системы, являющиеся частью геологической системы. Структура – это свойство, присущее всем ископаемым организмам, которые есть часть и геологических и биологических систем. Если биологическая система есть часть геологической системы, то свойства биологической системы отражают часть свойств геологической системы, частью которой является биологическая система ископаемых организмов.

В свойствах фоссилий отражена часть свойств геологической системы.

Целостная геологическая система не существует без ископаемых (фоссилий). Фоссилии – атрибут целостной геологической системы.

Таким образом, с целью изучения геологической системы необходимо изучать свойства ископаемых, являющихся составной частью, элементами, атрибутами этой геологической системы.

Произвольное множество элементов, не обладающее структурой, не является системой, так как *система* – есть множество взаимодействую-

Проблемы литологии и петрологии

ющих элементов. Если не определены особенности взаимодействия элементов, то не определены особенности структуры системы.

Не все особенности взаимодействия организмов в биоценозе прошлых геологических эпох могут быть отражены в особенностях соотношения и связях ископаемых организмов в ориктоценозе. Отсюда следует, что в структуре ориктоценоза всегда отражена лишь часть структуры биоценоза.

Ориктоценоз или часть ориктоценоза не всегда есть система, но всегда есть множество объектов с определенными признаками. Существенные признаки объектов ориктоценоза могут отражать существенные признаки биоценоза. Существенные признаки ориктоценоза не всегда отражают существенные признаки биоценоза.

Существенные признаки ориктоценоза иногда не отражают существенные признаки биоценоза.

Особенность структуры проявляется через особенности свойств. Особенность свойства есть качественная и (или) количественная специфика структуры объекта. Особенность свойства есть фиксированное свойство. Фиксированное свойство есть признак. Фиксированное свойство системы проявляется через особенность структуры системы, т.е. через ее признак.

Особенность структуры системы есть признак системы. Особенность структуры любой системы есть признак этой системы. Особенности структуры, проявляющиеся через признаки, позволяют различать и классифицировать системы на основе фиксированных свойств, т.е. признаков, изучать особенности изменения этих признаков и закономерности изменений этих признаков.

Если структура любой системы проявляется через особенности этой системы, т.е. через признаки этой системы, а эти особенности не единичны, то структура этой же системы может обладать несколькими признаками. Одна система может обладать несколькими признаками. Если система может обладать несколькими признаками, а каждый признак может быть отражен в структуре, то одной системе может быть поставлено в соответствие несколько структур.

Одному понятию системы может быть поставлено в соответствие несколько структур. Отсюда следует, что собственно структура системы сама есть система или множество. Непустое множество. Обязательно непустое множество, т.к. без структуры система не может существовать.

Таким образом, одной системе могут быть поставлены в соответствие не менее, чем одна структура, несколько структур или несколько описаний структур.

Если характер взаимодействия элементов в системе не определен, то из этого не следует, что взаимодействие отсутствует. Если характер взаимодействия элементов в множестве не определен, то из этого не сле-

Проблемы литологии и петрологии

дует, что взаимодействие отсутствует. Если структура системы не определена, то из этого не следует, что структура отсутствует в данной системе. Если структура множества не определена, то из этого не следует, что структура в данном множестве отсутствует.

Если структура не определена, то из этого не следует, что она отсутствует.

Из проявления или приобретения некоторого эмерджентного свойства системы не обязательно следует проявление эмерджентности в изменении структуры данной системы. В то же время на фоне плавного изменения структуры системы могут наблюдаться качественные скачки в изменении некоторых свойств системы. Плавное изменение признаков структуры системы может привести к скачкообразным изменениям свойств и возникновению новых эмерджентных признаков. Например, постепенное увеличение количества нуклонов в ядре приводит к изменению химических свойств элементов.

Структура – это признак системы.

Структура – это закон связи элементов в системе.

Закон связи элементов в системе может быть признаком системы. Признак – это фиксированное свойство.

Структура – это свойство, отражающее закон связи элементов в системе.

Свойства, которые отражают закон связи элементов в системе, может быть несколько.

Признаков, которые отражают законы проявления связей элементов в системе и любом множестве, может быть несколько. Некоторые множества могут образовать системы, т.е. ограниченные множества взаимодействующих элементов. Система всегда обладает свойством эмерджентности.

Например, каждый из отдельно взятых металлов может не обладать магнитными свойствами. Сплав из этих же металлов обладает таким свойством, которым не обладал каждый из металлов, взятых отдельно. Сплав из этих металлов обладает магнитными свойствами.

Структура – это свойства, отражающие особенности связи элементов в системе.

Если «особенностей» связи элементов в системе несколько, то система может быть охарактеризована несколькими различными признаками, фиксирующими различные свойства системы. В то же время структура объекта тоже есть системный признак; структура объекта-системы всегда характеризуется неким уровнем в иерархическом множестве и соотношении многоуровневых структур объекта-системы.

Структура отражает законы связи элементов в системе. Структура – это признаки и свойства, отражающие законы связи элементов в системе.

Проблемы литологии и петрологии

Если таких признаков не менее одного, то одна система должна быть охарактеризована не менее, чем одним описанием структуры.

Таким образом, понятие «структур» не всегда однозначно. Структура множества или системы может быть также рассмотрена как «дескриптивная» структура или «конструктивная» структура [3, с. 77].

Структура скелета организма должна быть описана как дескриптивная структура, чтобы полученное описание было изоморфным природному объекту.

Конструктивная структура изоморфной модели есть дескриптивная структура.

Всякая структура может быть признаком, но не всякий признак может быть структурой.

Структура – это свойство природного объекта, отражающее существенный для данного объекта закон связи элементов, из которых этот объект-система состоит. Существенных законов связи может быть несколько.

Пространственные характеристики свойств объекта-системы – это существенные признаки. Они отражают геометрические закономерности строения материальных объектов в системе «пространство – время – материя». Они отражают закономерности связей этих элементов в пространстве. Следовательно, фиксированные геометрические характеристики пространства, а также закономерности строения элементов и геометрические закономерности связи этих элементов в системе могут рассматриваться как структура.

Такая структура есть признак, отражающий геометрический закон связи элементов в системе. Структура – это признак, отражающий геометрические свойства элементов и закон их пространственного соотношения в системе.

Структура – это обобщенные свойства и особенности пространственно-геометрических признаков элементов и закон их связи в системе. Такая структура – это разновидность множества «структур», которые могут быть присущи одной и той же системе.

Структура – это признак, непосредственно (через физические величины пространства) отражающий любые (все или часть) пространственно-геометрические свойства элементов и геометрический закон их пространственного соотношения в подсистеме.

Структура – это признак, отражающий пространственно-геометрические свойства элементов и геометрический закон их пространственного соотношения в подсистеме.

Структура – это признак, отражающий геометрические свойства элементов и геометрический закон их пространственного соотношения в подсистеме.

Проблемы литологии и петрологии

Любая подсистема есть система, если она есть ограниченное множество взаимодействующих элементов. Любая система есть подсистема, если эта система есть ограниченное множество взаимодействующих элементов, вошедших подмножеством в более многочисленное множество или в более сложную структуру.

Текстура – это признак, непосредственно (через физические величины пространства) отражающий пространственно-геометрические свойства элементов подсистемы и отражающий геометрический закон пространственного соотношения подсистем в системе взаимосвязанных подсистем.

Текстура – это признак, отражающий пространственно-геометрические свойства элементов подсистемы и геометрический закон пространственного соотношения подсистем элементов в системе элементов и подсистем.

Текстура – это признак, отражающий пространственно-геометрические свойства и геометрический закон пространственного соотношения подсистем и элементов в системе.

Текстура – это признак, отражающий геометрические свойства элементов и их подсистем и закон их пространственного соотношения в системе. Из этого определения и характеристики понятия структура следует, что понятие *текстура* – это разновидность понятия *структур* и применение этих терминов не абсолютно, а относительно и должно регламентироваться правилами и стандартными инструкциями с целью соблюдения принципа взаимно однозначного соответствия.

Одному и тому же объекту могут соответствовать несколько понятий текстуры и несколько понятий структуры этого объекта, так как они могут отражать различные стороны одного явления, каким является объект с множеством частей, его составляющих.

Ископаемые организмы и их множества могут иметь такие диагностические признаки, как структура и текстура, которые отражают иерархию связи и соотношения элементов и подсистем в ископаемом организме как биологической системе. Однако использование термина текстура вряд ли целесообразно в данном случае, так как уже сложилась практика использования представлений об уровнях организации, соответствующих структурам различных уровней, от самого низкого, охарактеризованного малыми размерами объектов измерения, – до самого высокого (крупного). От ультрамикроструктуры организма или его скелета – до мегаструктуры биосистем биосфера.

Поскольку геологические тела как множества и системы обладают иерархией, то и соответствующие им признаки могут обладать иерархией свойств.

Проблемы литологии и петрологии

Отсюда следует, что понятие структура может быть использовано (и используется) для описания свойств геологических и биологических объектов на различных иерархических уровнях их организации. Объемы и содержание понятий, обозначаемых одним и тем же термином «структурой», различны для объектов и систем различной природы и различного иерархического уровня слагающих их элементов.

Трактовка структуры даже для одного конкретного объекта может и должна быть неоднозначной, если нет однозначности в выборе свойств из многообразия характера взаимодействия элементов. Взаимодействие элементов всегда многообразно, следовательно, это взаимодействие сложно и неоднозначно или оно воспринимается как сложное и неоднозначное описание.

Отсюда следует, что описание структуры даже единичного объекта всегда многозначно. Если приводится однозначное описание структуры, то это описание неполное. Отсюда также следует, что различная трактовка понятия *структур* – закономерна, а не парадоксальна. Отсюда следует, что различные описания *структур* закономерность, а не парадокс. Для описания структуры как геометрической характеристики признаков может быть использовано, например, представление о «спатиумструктуре» [3, 5].

Список литературы

1. Геологический словарь. М.: Гостехиздат, 1955. Т.2. 446 с.
2. Гжегорчик А. Популярная логика: Общедоступный очерк логики предложений. М.: Наука, 1972. 111 с.
3. Дементьев Л.Ф. Системные исследования в нефтегазопромысловый геологии. М.: Недра, 1988. 206 с.
4. Методическое руководство по геол. съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра. 1974. 520 с.
5. Ожгибесов В.П. О моделировании и палеонтологическом описании спатиумструктуры капиллярной системы фенестеллид (Вгуюоза) / Перм. ун-т. Пермь, 2004. 20 с. Деп. ВИНТИ РАН, № 1782-В-2004 от 17.11.04.
6. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л., 1958. 572 с.
7. Теодорович Г.И. Петрография осадочных горных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1950. 200 с.



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАГЕНИИ

**Р.Г. Ибламинов, Б.В. Клименко, Г.В. Лебедев,
В.И. Набиуллин, Г.О. Пунтусова, А.С. Сунцев**
Пермский университет

МИНЕРАГЕОДИНАМИКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

Добыча россыпного золота на территории Пермского Урала ведется, начиная с XIX в. [2]. Источником материала для россыпей являются известные коренные золоторудные проявления, распространенные на описываемой территории. Среди них наиболее известна Чувальская жила.

Выяснение закономерностей пространственного и временного распределения коренных золоторудных проявлений позволяет прогнозировать и выявлять коренные и россыпные месторождения. Для решения задачи прогнозирования авторами была составлена металлогеническая карта территории масштаба 1:200000 [7, 8]. В основу ее построения положена минерагеодинамическая концепция, рассматривающая размещение полезных ископаемых с позиций тектоники литосферных плит [3, 5].

Минерагеодинамический анализ коренной золотоносности выполнен для территории Северного и Среднего Урала, которая, согласно И.Д. Соболеву [12], включает Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости, Центрально-Уральское поднятие и прилегающую к нему западную окраину Тагило-Магнитогорского прогиба.

Имеющийся фактический материал по геологии региона, полученный в результате геологосъемочных и поисковых работ, проведенных под руководством Б.Д. Аблизина, В.Я. Алексеева, Г.А. Виллера, Л.В. Григорьева, А.М. Зильбермана, Б.В. Клименко, А.М. Курбацкого, С.В. Младших, Г.Г. Морозова, Е.Ф. Пинегина, В.В. Попова, И.Б. Попова, А.Я. Рыбальченко, В.К. Серебренникова, Б.К. Ушкова и др., позволил создать достаточно непротиворечивую модель его палеотектонического развития [6, 10, 11].

Наиболее древние горные породы региона датируются рифеем и вендом. Формационный анализ вулканогенно-осадочных, плутонических

пород и связанных с ними полезных ископаемых свидетельствует о формировании их в режиме тектоно-магматической активизации в условиях платформенной группы обстановок. В процессе активизации происходила смена грабеновой тектонической обстановки среднего–позднего рифея более активной рифтовой обстановкой конца позднего рифея – позднего венда.

В условиях грабеновой обстановки формировался циклический ряд формаций, в котором перемежались фалаховые формации с карбостромово-переходносланцевыми [11]. Породы циклического ряда формаций рифея рудоносны в отношении незначительной золотой минерализации с притом золото-сульфидной стратиформной формации в терригенных породах, сланцах и аргиллитах. Золотопроявления установлены в породах муравьинской и велсовской свит Верхнепечорско-Кутимского антиклиниория (ВКА). Грабеновая обстановка сопровождалась формированием пород базальт-долеритовой формации, входящей, согласно принятой стратиграфической схеме, в состав велсовской свиты рифея. Однако как считает большинство авторов статьи, формационный и минерагеодинамический анализ территории свидетельствует о том, что велсовскую свиту следует сопоставлять с чувальской свитой ордовика.

Горные породы циклического ряда формаций являются также одновременно рудовмещающими для двух наложенных рудных формаций: медно-полиметаллической золотосодержащей в карбонатно-терригенных породах и кварц-золоторудной в альпийских жилах.

Проявления медно-полиметаллической золотосодержащей формации установлены в породах деминской свиты в Полюдово-Колчимском антиклиниории (ПКА) и в мойвинской свите в ВКА.

Альпийские кварцевые жилы широко распространены в породах ишеримской свиты, которая для них является одновременно рудовмещающей и рудоносной, т.е. средой и источником полезного ископаемого. Однако само образование жил очевидно связано с процессами метаморфизма, имевшими место при последующих геодинамических процессах.

Дальнейшее развитие внутриконтинентального спрединга привело к смене грабеновой обстановки рифтовой, существование которой фиксируется вулканогенно-осадочной спарагмитовой формацией [11], датируемой концом позднего рифея – началом позднего венда. В отдельных толщах спарагмитовой формации установлены пункты минерализации описанных выше рудных формаций: золотосульфидного стратиформного оруденения в терригенных породах и медно-полиметаллической золотосодержащей в карбонатно-терригенных породах. Пункты минерализации первой золоторудной формации известны в породах вильвенской свиты Кваркушко-Каменногорского мегантиклиниория (ККМА), а второй – в чурочной и ильяшевской свитах ПКА. Рифтовый магматизм щелочно-

Проблемы минерагении

ультрамафитовой и базальт-долеритовой ассоциаций не способствовал формированию золотого оруденения, но мог обусловить появление золотосодержащих альпийских кварцевых жил в терригенных породах ВКА.

Прекращение спрединга и закрытие вендского рифта, связанное с формированием фундамента Печорской плиты, обусловили переход к плитному эпабайкальскому режиму с его первоначально синеклизной, а затем эмерсивной обстановками позднего венда – кембрия. Накопление флишоидно-молассоидной формации и дальнейший перерыв в осадконакоплении были неблагоприятны для концентрации золота.

Тектоническое развитие территории в палеозое связано с формированием Уральского палеоокеана. В условиях океанического спредингового режима Верхнепечорско-Колпаковская зона развивалась в обстановке пассивной окраины океана, что привело к накоплению базальной терригенной субформации терригенно-вулканогенной формации. В базальных кварцево-кварцитовых конгломератах хапхарской свиты нижнего ордовика выявлено Тулымское проявление золота с содержанием до 0,1 г/т золотосульфидной стратиформной формации в терригенных породах. Золото в незначительных концентрациях обнаружено в аналогичных конгломератах на г. Кир-Камень и Шудья-Пендыш. Восточнее (в современных координатах), в Тагильской мегазоне, в собственно спрединговой обстановке образовались породы терригенно-вулканогенной базальной субформации. Магматические породы формации натриевых базальтов содержат незначительные проявления золота золотосульфидной формации в основных магматических породах и альбитофирах.

Продолжающееся раскрытие океана привело к смене на его западной окраине спредингового режима субдукционным тектоническим режимом. Субдукция происходила в западном направлении под юго-восточную окраину Печорской плиты, которая уже была аккретирована к Русской плите. В результате обстановка континентальной окраины переместилась западнее, в Полюдовскую зону, где началось образование базальной карбонатно-терригенной субформации карбонатно-терригенно-вулканогенной формации верхов среднего ордовика – ранненого силура. В ее базальной части (полюдовская свита) выявлены пункты минерализации золотосульфидной стратиформной формации в терригенных породах, а также медно-полиметаллической золотосодержащей в карбонатно-терригенных породах колчимской свиты.

Юго-восточнее, в западной части ККМА, карбонатно-терригенная субформация представлена породами безгодовской свиты нижнего силура. Восточнее, в условиях Улсовско-Висимского задугового бассейна, происходило накопление терригенно-карбонатных отложений ордовика – нижнего силура, а также вулканитов чувальского комплекса формации натриевых базальтов. Сформировавшиеся карбонатно-сланцевые породы

Улсовско-Висимского мегасинклиория (УВМС) являются рудовмещающими для наложенного более позднего жильного оруденения *сульфидно-кварцевой золоторудной формации в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений*. Золотопроявления зоны входят в состав Ельминско-Серебрянского металлогенического пояса [3], включающего прогнозируемое Долганихинское рудное поле с Усть-Долганихинским золотопроявлением и Расынское поле с рудопроявлениями Чувальская жила, Плита, Резиденция и др.

Ещё восточнее, в пределах Верхнепечорско-Кутимской и Колпаковской зон (Верхнепечорско-Колпаковский металлогенический пояс), которые в условиях спрединга представляли собой островную магматическую дугу, наибольшим распространением пользуются горные породы вулканогенно-осадочных ниолсовской и чувальской свит, а также породы сланцево-кварцитовой колпаковской свиты среднего-верхнего ордовика. Вулканогенно-осадочные породы рудоносны в отношении серно- и медно-колчеданного золотосодержащего оруденения, а также являются рудовмещающими для наложенного жильного. *Серно-колчеданная золотосодержащая формация* представлена Берзинским непромышленным месторождением и рядом проявлений в чувальском метабазальтовом комплексе формации натриевых базальтов. Жильное оруденение зон входит в состав Верхнепечорско-Колпаковского пояса и находящихся в нем Молебнинского рудного поля, а также Ниолсовско-Вагранского и Колпаковского рудных районов. В Молебнинском рудном поле главный интерес представляет проявление Вейнберг золото-вольфрамит-шеелитовой гранитоидной формации [1]. Оно тяготеет к мойвинскому лейкогранит-гранодиорит-гранитовому комплексу. Расположенный южнее Ниолсовско-Вагранский рудный район включает в себя Чарынтумско-Поповское и Суринское поля золотопроявлений, в которых распространены проявления жильной сульфидно-кварцевой золоторудной формации в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений (Ниолсовское, Чарынтумское, Поповская сопка и др.).

Субдукционный режим обстановки островной дуги сопровождался гранитоидным магматизмом лейкогранитовой формации. Она датируется нами ранним силуrom по наличию гранитоидов среди пород ордовикской рамы. Не исключено, что этот магматизм продолжался и в условиях последующего режима каледонской коллизии, имевшего место в позднем силуре – раннем девоне. Именно эта лейкогранитовая формация, очевидно, играла, по терминологии А.И. Кривцова [9], роль рудогенерирующей (источник вещества, энергии, флюидов) и рудообразующей (источник энергии) для гидротермальных жильных проявлений золота.

Восточнее, в западной части Тагильской мегазоны, существовала преддуговая обстановка субдукционного режима. В мегазоне в позднем

Проблемы минерагении

ордовике – раннем силуре происходило накопление осадков вулканогенной субформации карбонатно-терригенно-вулканогенной формации, а затем в позднем силуре – раннем девоне карбонатно-вулканогенной субформации вулканогенно-органогенно-карбонатной формации. В силурийское время в связи с субдукцией формировались интрузивные массивы пород габбро-диорит-плагиогранитовой формации. С тылайским комплексом кварцевых сиенит-порфиров этой формации связаны проявления золота Спириинское, Тылайское золото-редкометалльной альбититовой формации, расположенные в Пальничинско-Выйском металлогеническом поясе.

В конце каледонского цикла имела место коллизия в системе Верхнепечорско-Колпаковская дуга – континент. Коллизионный каледонский режим позднего силура – раннего девона фиксируется органогенно-карбонатной молассоидной формацией.

После каледонской коллизии в регионе наступил плитный эпикаледонский режим и территория развивалась в обстановке пассивной окраины континента. В период существования этого режима происходила последовательная смена эмерсивной обстановки конца раннего девона – начала среднего девона трансгрессивной обстановкой конца среднего девона – раннего карбона, а затем инундационной обстановкой среднего карбона – ранней перми (до сакмарского века включительно). Эмерсивная обстановка фиксируется девонской терригенной и кор выветривания формацией. В нижней части формации (вязовский горизонт) в западной части ККМА выявлены пункты минерализации *медно-полиметаллической золотосодержащей формации*.

В артинский век ранней перми плитный режим сменился коллизионным герцинским режимом, произошло закрытие Уральского палеоокеана. В условиях надвигания Западно-Сибирской плиты на Восточно-Европейскую платформу в Предуральской мегазоне существовала обстановка краевого прогиба, а в Предуральской – надвигового пояса. В названных зонах образовались породы молассовой формации.

После герцинской коллизии, начиная с казанского века, в течение мезо-кайнозоя вся территория находилась в условиях плитного эпигерцинского режима, прерывавшегося периодами тектонической активизации. С начала кайнозоя Урал начал развиваться как внутренний континентальный ороген. Размыв орогена привел к концентрации золота в аллювии и образованию промышленных россыпей. Большая часть россыпей сосредоточена в приосевой части Урала в поясах распространения коренных проявлений золота, основная масса которых возникла в процессе каледонской субдукции и последующей коллизии.

Список литературы

1. Алексеев В.Я. К минералогической характеристике проявления «Вейнберг» // Минералогия месторождений Урала. Свердловск, 1990. Т. 2. С. 45–47.
2. Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии // Избранные сочинения. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 615 с.
3. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь, 2001. 220 с.
4. Ибламинов Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза: сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 34–44.
5. Ибламинов Р.Г. Системные уровни минерагеодинамики – основа минерагенических построений // Вестник Перм. ун-та. Геология. 2004. Вып. 3. С. 28–35.
6. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Там же. 1999. Вып. 3. С. 11–20.
7. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Клименко Б.В. и др. К минерагению цветных и благородных металлов западного склона Северного и Среднего Урала. // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2003. С. 70–76.
8. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Сунцев А.С. К вопросу о рудных формациях цветных и благородных металлов западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза: сб. науч. статей / Перм. ун-т, Пермь, 2003. С. 154–166.
9. Кривцов А.И. Металлогенения и прогноз рудоносности. М., 1985. 103 с.
10. Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1985. 38 с.
11. Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Перм. ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С.27–30.
12. Соболев И.Д. Тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. С. 7.

А.Ф. Хазов, В.И. Силаев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

**ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ
ЗОЛОТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БОЛЬШЕШАЛДИНСКОЙ
ЗОЛОТОПЛАТИНОВОЙ РОССЫПИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

В результате исследований, проведенных нами на Среднем Урале в сотрудничестве с И.И. Чайковским и М.В. Мальцевой, был выявлен неизвестный ранее тип аллювиальных золотоносных россыпей, в которых наряду с обломочной существенную роль играет и аутигенная фация благороднометалльной минерализации. Обнаруженный феномен образования самородного золота *in situ* в среде погребенных, обводненных и

Проблемы минерагении

вероятно насыщенных микробиотой аллювиальных осадков дал нам основание выделять такие россыпи в особый генетический тип. Замечательным примером природных объектов такого рода является россыпь на р. Большой Шалдинке [1, 2].

Наши исследования проводились на участке верхнего течения реки, разрабатываемом в настоящее время старательской артелью. Изучаемая россыпь вскрыта здесь на левой боровой террасе (рис. 1). Ложем (плотиком) для нее выступают кварцитопесчаники с прослойми серицит-хлорит-кварцевых сланцев и базальтовых метапорфиритов вильвенской свиты вендского возраста. Полный профиль золотоносных элювиально-аллювиальных отложений широко колеблется по мощности, составляя в среднем 5–6 м. Как показали исследования [3], этот профиль довольно четко подразделяется на нижнюю элювиальную и верхнюю аллювиальную составные части (рис. 2).

В основании колонки элювиальных образований фиксируются сильно выщелоченные и фрагментарно дезинтегрированные сланцы. Выше по профилю эти сапролиты резко сменяются структурными дресвяно-гравийными песками и супесями буровато-желтого и бурого цветов. В песках встречаются редкие и маломощные горизонты буровато-коричневых, полуразложившихся материнских пород. Еще выше располагаются бурые и буровато-желтые дресвяно-гравийные пески с плохо сохранившейся структурой. Элювиальные образования явно наследуют залегание материнских пород, которое характеризуется северо-западным простирианием и падением в юго-западных румбах под углом 50–60°. Переход от элювия к аллювиальным осадкам происходит резко, отмечаясь не только угловым и азимутальным несогласиями, но и скачкообразным изменением литологического состава.

Непосредственно на элювиальных песках и суглинках залегает «речник» – буроцветный русловый аллювий, считающийся на исследуемой россыпи наиболее продуктивным на золото горизонтом. Этот горизонт довольно устойчиво прослеживается вкрест и по простирианию боровой террасы, варьируя по мощности от 0.5 до 1.5 м. По литологическому составу «речник» является валунно-галечно-псаммитовым микститом, в котором доля весьма незрелого, полимиктово-литокластического псевофитового компонента может достигать 50% и более.

Над «речником» залегает характерный черноцветный горизонт, похожий на горизонт пластичных глин, но содержащий много литокластической гальки. Эти глиноподобные микститы насыщены растительными остатками и отличаются специфичным битуминозным запахом. По совокупности упомянутых свойств черноцветные надречниковые образования можно отнести к горным пойменно-озерно-болотным отложениям.



Рис. 1. Общий вид обнаженной аллювиальной части профиля золотоносных элювиально-аллювиальных отложений на левой боровой террасе р. Большой Шалдинки. Фото М.В. Мальцевой

Еще выше располагаются пестроцветные, преимущественно черновато-серовато-зеленые, иногда с буроватым оттенком галечно-алевропсаммитовые микститы. Размер гальки здесь значительно уменьшается, хотя по составу галька остается полимиктово-литокластической.

Завершается элювиально-аллювиальный профиль серовато-буроватыми покровными суглинками с примесью литокластического гравия и относительно плохо окатанной гальки разнообразных пород.

Гранулометрический анализ основных литокомпонентов рассматриваемого профиля, проведенный после исключения из них валунно-галечных фракций методом последовательного расситования, показал следующее [4]. В разрезе элювия гранулометрический состав пород довольно последовательно изменяется в направлении снизу вверх (рис. 3, а). В рыхлых сапролитах, залегающих в основании соответствующей колонки, обнаруживается отчетливая тенденция к гранулометрической поляризации, когда преобладание получают гравийная и алевропелитовая фракции, а псаммитовые фракции им заметно уступают. В выше залегающих элювиальных породах в направлении снизу вверх содержание гравийной фракции неуклонно сокращается, уступая сначала псаммитовым фракциям, а затем алевропелитовой.



Рис. 2. Фотоколлаж полного профиля золотоносных элювиально-аллювиальных золотоносных пород, слагающих левую боровую террасу на р. Большой Шалдинке: а – основание элювиальной части профиля; 1 – сапролиты по сланцам вильвенской свиты; 2 – дресвяно-гравийные супеси и пески; 3 – реликтовые горизонты сильно сапролитизированных сланцев; 4 – дресвяно-гравийные пески, неструктурные.

б – аллювиальная часть профиля: 5 – буро-цветные золотоносные микститы, галечно-валунные, полимиктово-лито-кластические, с глинисто-дресвяно-псаммитовым цементом («речник»); 6 – черные пластичные глины с редкой литокластической галькой (пойменно-озерно-болотные отложения); 7 – зелено-вато-пестроцветные микститы, галечные, полимиктово-литокластические; 8 – буроватые покровные суглинки и супеси с литокластической галькой. Фото И. И. Чайковского

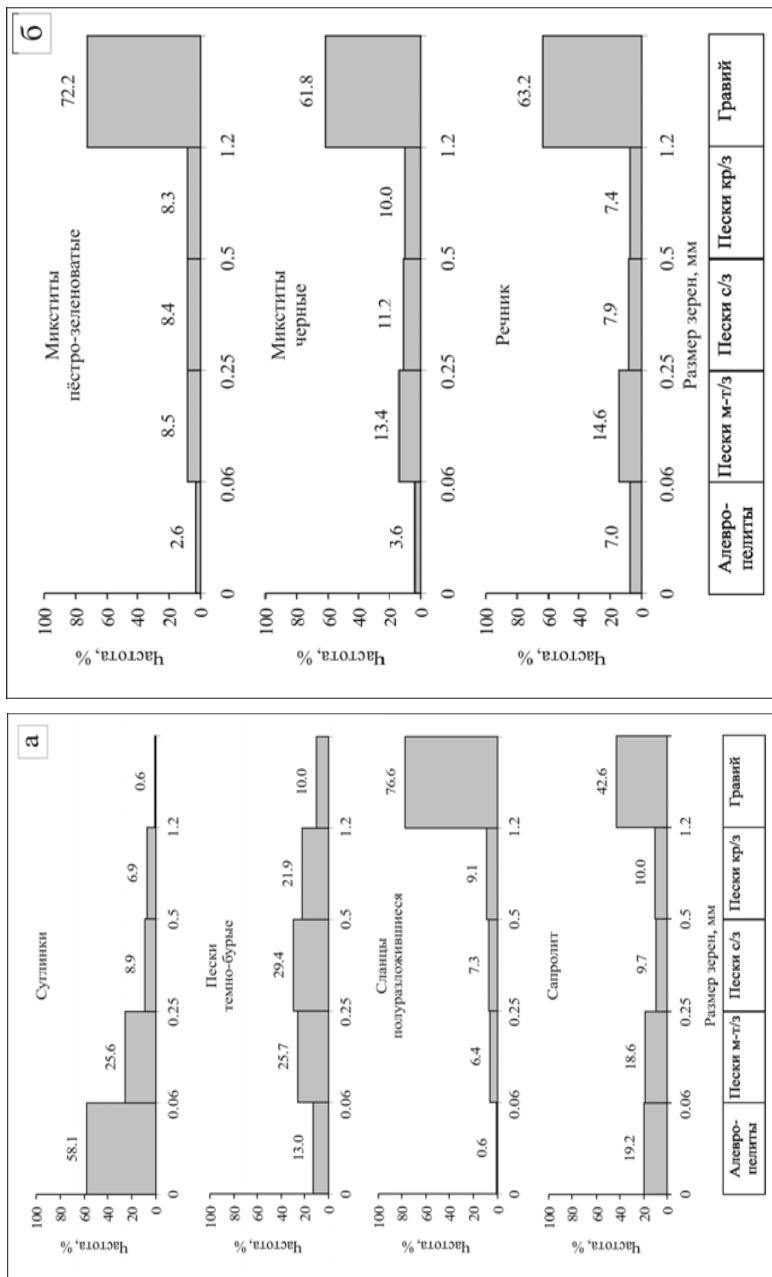


Рис. 3. Гранулометрический состав элювиальных (а) и аллювиальных (б) пород, слагающих Большешалдинскую золотошпатиновую россыпь

Проблемы минерагени

С переходом к аллювиальным отложениям картина гранулометрической неоднородности кардинально меняется. В этой части золотоносного профиля резко возрастает роль гравийной фракции, причем никаких существенных гранулометрических различий между речником и надречниковыми микститами не обнаруживается (рис. 3, б).

Особый интерес представляют данные о гранулометрии золотосодержащих концентратов, полученных промышленным (отмывка с помощью гидромонитора) и ручным (отмывка в ковшах) способами (рис. 4). Для промышленных концентратов характерно асимметричное распределение, отражающее последовательное сокращение содержаний в направлении от гравийной фракции к тонкопсаммитовой. В концентратах, полученных в процессе ручной промывки, имеет место более равномерное распределение с явной модой в области фракции среднезернистых песков. Наиболее золотоносными в Большешалдинской россыпи, согласно нашим данным, являются гравийная и крупнопсаммитовая фракции.

Химический состав золотоносных пород (после исключения гальки) определялся химическим и рентгенофлуоресцентным методами. Полученные данные приводят к следующим выводам (табл. 1).

По химическому составу элювиальные образования варьируют от сиаллитов до гипогидролизатов нормо-супержелезистых. Для них характерен широкий размах колебаний величины гидролизатного модуля (ΓM) и сильная прямая ее корреляция с величиной железного модуля (JM). Аллювиальные осадки представлены только сиаллитами, супержелезистыми в горизонте речника и норможелезистыми в надречниковом интервале профиля. Эти породы отличаются от элювиальных образований в среднем более низкими значениями ΓM и JM и отсутствием между этими модулями корреляции (рис. 5).

Пересчеты данных химического анализа свидетельствуют о том, что элювиальные и аллювиальные разновидности золотоносных пород близки по нормативно-минеральному составу, являясь за редким исключением на 85–90% плагиоклаз-мусковит-кварцевыми. Однако имеются и различия: элювиальные образования характеризуются большим содержанием хлоритов (до 30%) и в основном олигоклазовым, а не альбитовым, как в аллювиальных осадках, составом нормативного плагиоклаза.

Анализ состава исследуемых пород с помощью литохимических диаграмм приводит к следующим выводам (рис. 6). На диаграмме АМК по В. К. Головеноку точки элювиальных пород большей частью попадают в поле состава монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых глин, а точки речника – в поле состава гидрослюдистых глин. Очевидно, что полученная картина корреспондирует с выше отмеченными различиями сопоставляемых пород по нормативно-минеральному составу. На диаграмме А.Б. Ронова — З.В. Хлебниковой точки всех исследуемых

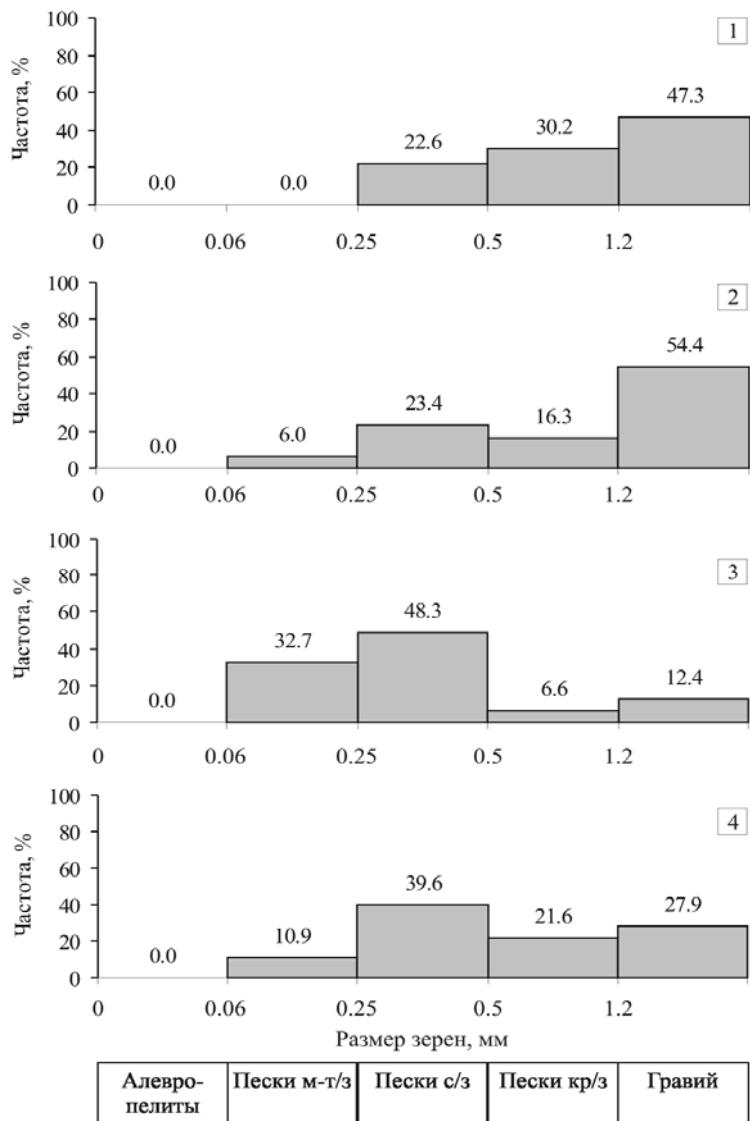


Рис. 4. Гранулометрический состав золотоносных концентратов, полученных промышленным (1, 2) и ручным (3, 4) способами

Проблемы минерагенации

Таблица 1

Химический (вес. %) и нормативно-минеральный (мол. %) состав пород, слагающих профиль золотоносных отложений

Компоненты состава, мольные нормативные минералы	Породы													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	66.42	61.62	42.14	52.26	66.8	62.2	62.38	69.35	65.35	61.55	64.04	62.96	66.05	67.69
TiO ₂	0.62	0.95	1.05	0.96	0.65	0.78	0.78	0.65	0.8	0.84	0.77	0.79	0.62	0.74
Al ₂ O ₃	16.72	14.43	12.16	15.58	15.73	12.44	15.16	12.94	12.28	13.76	15.01	14.22	13.06	13.71
Fe ₂ O ₃	3.79	7.45	19.13	11.36	5.17	7.76	8.39	5.46	9.1	3.49	4.33	3.85	6.52	6.16
FeO	0.67	0.65	0.41	1.07	0.12	1.2	0.97	Не обн.	1.26	2.2	1.84	2.12	0.87	0.63
MnO	0.09	0.65	0.35	0.25	0.17	0.14	0.08	0.72	0.25	0.11	0.04	0.07	0.12	0.56
MgO	1.88	2.24	8.75	4.48	1.73	1.49	1.58	1.7	1.12	1.76	2.45	1.9	2.31	1.36
CaO	0.78	2.07	2.1	1.34	1.2	0.64	0.46	1	0.77	0.73	0.69	0.73	0.63	0.37
Na ₂ O	1.21	2.11	2.21	1.97	3.82	1.88	1.83	3.01	1.51	1.35	1.64	1.49	1.13	2.25
K ₂ O	4.89	3.93	0.75	1.72	0.68	2.84	4.06	1.07	2.83	2.31	3.47	2.7	2.78	2.94
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.25	0.07	0.18	0.64	0.32	0.29	1.06	0.11	0.14	0.2	0.46	0.55
Пи	3.43	4.38	12.7	8.94	3.75	3.99	3.97	3.8	3.67	11.79	5.56	8.97	5.45	3.06
CO ₂	0.11	0.34	0.14	0.16	0.26	0.2	0.08	0.14	0.26	0.3	0.2	0.38	0.12	0.12
H ₂ O	0.65	1.26	5.78	3.68	1.28	1.16	0.92	1.31	1.04	2.82	1.36	2.1	1.94	0.71
ГМ	0.33	0.39	0.79	0.56	0.33	0.36	0.41	0.28	0.36	0.33	0.34	0.33	0.32	0.32
ЖМ	0.26	0.57	1.51	0.77	0.33	0.69	0.59	0.45	0.81	0.39	0.4	0.55	0.5	
Кварц	42.8	40.9	19.7	36.1	46.5	50.1	41.1	52.8	52.4	55.1	44.9	55.1	55.4	48.4
Мусковит	35.2	24.9	6.2	14.2	5.1	21.1	30.8	7.9	21.1	18.9	25.9	16.4	21	21.2
Хлориты	5.7	6	30.7	15.6	5.6	4.7	5	5.3	3.5	6.1	7.7	6.7	7.4	4.2
Плагиоклазы*	13	22.5	31	25.5	38.4	16.9	16.7	29.4	13.7	14.5	16.2	15	10.4	20.1
Апатит	0.2	0.2	0.6	0.2	0.4	1.4	0.7	0.6	2.3	0.3	0.5	1	1.2	
Кальцит	0.3	0.9	0.6	0.6	0.8	0.6	0.3	0.4	0.8	1	0.6	1.3	0.4	0.4
Оксиды Fe, Ti	2.8	4.6	11.2	7.8	3.2	5.2	5.4	3.6	6.2	4.1	4.4	5	4.4	4.5

Примечание. Элювиальные (1-5) и аллювиальные (6-14) горные породы: 1 – сланцы вильвенской свиты; 2 – сапропелиты по сланцам; 3 – сланцы полуразложившиеся, ожелезненные; 4 – суглинки яично-желтые; 5 – суглинки бурые; 6-9 – речники; 10 – микститы черношетные; 11-14 – микститы зеленовато-песчаные. Молулы: ГМ – гидролизатный, ЖМ – железный. * Номера нормативных пластиказов: 1 – 18; 2 – 18; 3 – 28; 4 – 23; 5 – 8, 6, 7, 9, 12-14 – 0; 8 – 8; 10 – 7; 11 – 8.

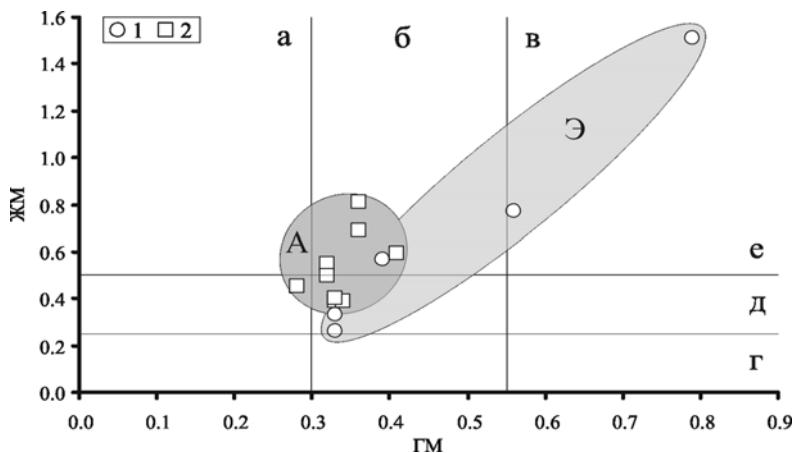


Рис. 5. Диаграмма химического состава элювиальных (1) и аллювиальных (2) пород в координатах гидролизатного (ГМ) и железного (ЖМ) модулей. Литохимические типы: а – силиты; б – сиаллиты; в – гидролизаты; г – гипожелезистые; д – норможелезистые; е – супержелезистые. Поля состава исследуемых пород: Э – элювиальных, А – аллювиальных

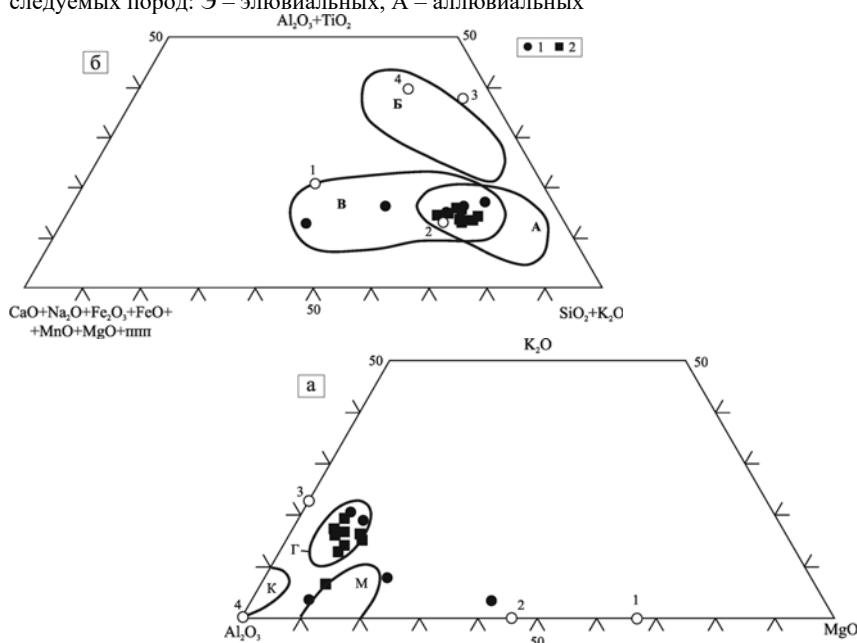


Рис. 6. Составы исследуемых пород на литохимических диаграммах: АМК по В. К. Головеноку (а) и климатических типов алевропелитов по А. Б. Ронову—З. В. Хлебниковой (б). Исследуемые породы: 1 – элювиальные, 2 – аллювиальные

Проблемы минерализации

Таблица 2
Физико-химические параметры речной и дренированной вод на участке Большешатодинской золотоплатиновой рассыпь (28.08.2005)

рН	TDS, г/л				mS, мкСм/см	\bar{X}	T, °C	Примечание
	1	2	3	\bar{X}				
7.18	7.3	7.38	7.29	0.02	0.02	0.04	0.04	12.3
6.81	6.95	7.31	7.02	0.12	0	0.03	0.24	0
6.7	6.65	6.65	6.67	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05
7.32	7.36	7.39	7.36	0.05	0.01	0	0.02	0.01
7.2	7.45	7.57	7.41	0.05	0.02	0.04	0.1	0.04
7.16	7.05	7.41	7.21	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05
6.78	6.98	7.17	6.98	0.05	0.04	0.03	0.11	0.1
7.63	7.72	7.77	7.71	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04
7.22	7.26	7.42	7.3	0.03	0.03	0.03	0.07	0.07
7.3	7.41	7.57	7.43	0.03	0.02	0.03	0.03	0.07
6.95	6.98	6.7	6.88	0.05	0	0.06	0.04	0.1
6.25	9.0	6.25	6.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05
6.83	6.8	6.9	6.84	0.03	0.03	0.01	0.02	0.07
7.19	7.12	7.1	7.14	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
7.23	7.37	7.42	7.34	0.05	0.04	0.05	0.1	0.08
7.2	7.07	6.85	7.04	0.03	0.03	0.03	0.07	0.06
7.43	7.48	7.6	7.5	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05
7.11	7.4	7.49	7.33	0.02	0	0.02	0.01	0.04
7.34	6.93	6.69	6.99	0	0	0	0	0
6.81	6.64	6.54	6.66	0	0	0	0.01	0.01
6.74	6.63	6.59	6.65	0.02	0	0.01	0.01	0.03
7.28	7.15	7.31	7.25	0	0	0	0	0

Примечание. * перед работавшим промснарядом; ** напротив работающего промснаряда. Параметры: pH – кислотность-щелочность; TDS – общая минерализация; mS – удельная электрическая проводимость; Т – температура.

пород легли в поле глин холодного и умеренно-холодного климатического типа, что выглядит естественным для аллювиальных осадков, но плохо согласуется с представлениями об олигоценовом возрасте выветривания пород вильвенской свиты.

В ходе исследований Большешалдинской россыпи нами впервые для подобных объектов осуществлены замеры некоторых физико-химических параметров речных, отстойных и грунтовых вод. Для этой цели использовался ручной мультизимеритель HI-98129, 98130. Проанализированные типы вод характеризуются близкими свойствами (табл. 2). Можно лишь отметить несколько большую кислотность воды правых притоков р. Б. Шалдинки (сказывается более сильное влияние лесной дерновины), и чуть более высокую удельную электрическую проводимость элювиальных пород, что объясняется большей их окисленностью.

Список литературы

1. Наумов В.А., Силаев В.И., Чайковский И.И. и др. Золотоносная россыпь на реке Большой Шалдинке на Среднем Урале. Пермь, 2005. 92 с.
2. Силаев В.И., Мальцева М.В., Филиппов В.Н., Чайковский И.И. Большешалдинская россыпь на Среднем Урале: феномен аутигенеза самородного золота и свинцово-серебряных гидроксил-бромидов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2005. Вып. 7. С. 53–71.
3. Силаев В.И., Хазов А.Ф., Чайковский И.И., Филиппов В.Н. «Живая» россыпь на реке Большой Шалдинке // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 9. С. 4–9.
4. Хазов А. Ф. Геология и гранулометрия Большешалдинской золотоплатиновой россыпи на Среднем Урале // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. №14. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–149.

М.В. Мальцева
Пермский университет

**О СОСТАВЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ
ИЗ ЗОЛОТО- И ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ
ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА**

Основными структурами, контролирующими золоторудные проявления западного склона Северного и Среднего Урала, являются Поповско-Промысловский разлом (проявления Вейнберг, Уле-Чарын-Тумп, Поповская Сопка) на востоке и Курыксарский надвиг (Приисковско-Курыксарская зона) на западе Центрально-Уральского поднятия (ЦУП). Разломы прицентральной части ЦУПа контролируют главным образом

Проблемы минерагении

проявления хрустала и флюорита (Ольховочное, Малиновское, Посьмакское).

Было показано [6], что образование проявлений хрусталеносной и золоторудной минерализации происходило в результате герцинской коллизии в три этапа. В начальный этап (370-320 млн. лет), отвечающий столкновению пассивной окраины с Тагильской островной дугой, имело место зеленосланцевое преобразование осадочных и вулканогенно-осадочных пород и формирование палингенных гранитоидов Велсовского и Саклаимсорского комплексов. Предполагается, что условия сжатия и высокие температуры предопределили переход многих химических компонентов в подвижное состояние с образованием рудных растворов. Во второй этап (320-240 млн. лет), совпадающий по времени со столкновением Восточно-Европейской и Кокчетавской плит (жесткая коллизия), вероятно, происходило образование единой гидродинамической рудообразующей системы. В третий постколлизионный этап (240-220 млн. лет) после снятия нагрузки из метаморфогенных флюидов формируются золото-кварцевые и хрусталеносные проявления и месторождения.

Для изучения состава флюидов, обусловивших формирование хрусталеносной и золоторудной минерализаций ЦУПа (рис. 1) и их эволюцию во времени, были отобраны пробы раннего жильного кварца и более позднего горного хрустала. В институте геологии Коми НЦ УрО РАН на газовом хроматографе «Цвет-800» с пиролитической приставкой при температуре пиролиза 400°C (аналитик С.Н. Шанина) был выполнен пирохроматографический анализ газовой фазы (табл. 1).

Газонасыщенность гидротермальных изменяется в широких пределах: от 2 до 541 мг/кг при содержании во флюиде газовой фазы от 0,9 до 38,6%. Основным компонентом является CO₂ (табл.2). В меньших количествах определены N₂, CO, CH₄ и тяжелые углеводороды по бутан включительно. Сопоставление содержаний газово-жидких включений (ГЖВ) из кварца хрусталеносных и золото-кварцевых объектов в целом показало их сходство (рис. 2). Рудоносный кварц является более флюидонасыщенным и содержит больше восстановленных флюидов и тяжелых углеводородов. Это различие может отражать замкнутость гидротермальной системы, взаимодействие углекислоты с вмещающим комплексом и термокатализ тяжелых углеводородов в условиях относительно невысоких температур и длительного остывания системы [1, 2, 3, 10], что, вероятно, обусловлено экранирующей ролью надвиговых структур. В поздних генерациях в 4–10 раз уменьшается общая флюидонасыщенность, состав газовой фазы определяется главным образом углекислотой, повышается содержание азота, что говорит о возрастании степени открытости гидротермальной системы и увеличении доли метеорной воды [1].

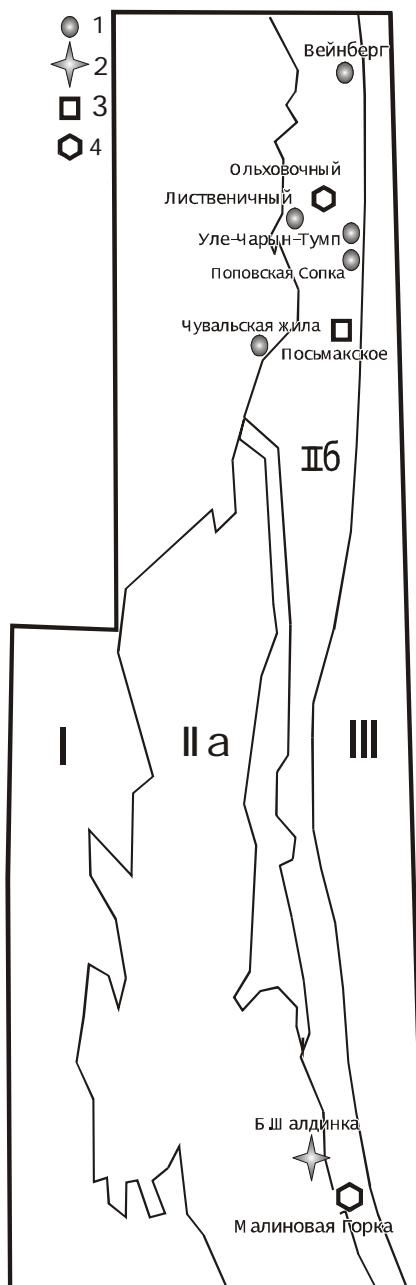


Рис. 1. Схема расположения изученных гидротермальных проявлений и россыпей западного склона Северного и Среднего Урала:

I – Западно–Уральская зона складчатости,
II – Центрально–Уральское поднятие (IIa – Ляпинско–Кутимский мегантиклиниорий, IIb – Кваркушко–Каменногорский мегантиклиниорий),
III – Тагило–Магнитогорский прогиб;
1 – коренные золоторудные проявления; 2 – россыпные золоторудные; 3 – кварц – флюоритовые; 4 – проявления хрустала

Таблица 1
Результаты пирохроматографического анализа кварца из проявлений западного склона Северного и Среднего Урала

Проявление	Разности	Масса, Γ	H_2O	CO^2	CO	CH_4	N_2	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_8	$i-C_4H_{10}$	C_4H_8	$n-C_4H_{10}$
Вейнберг	Рудноносн. Кварц(1)	0,1118	3502	208,2	11,5	0,53	0,4	0,41	0,16	0,54	0,09	0,14	0,01
	Хрусталь (2)	0,0755	770	38,4	0	0,09	0	0,17	0,02	0,13	0,01	0,1	0
Поповская	Рудноносн. Кварц(3)	0,17	736	40,2	0,29	0,12	1,9	0,19	0,05	0,23	0,02	0,01	0
сопка	Хрусталь (4)	0,1442	491	25,2	1,58	0,38	5	0,57	0,15	0,62	0,07	0,05	0,01
Уле-Чарин-Тумп	Рудноносн. Кварц(5)	0,2275	606	45,1	0,48	0,06	3,5	0,1	0,01	0,09	0,01	0,02	0
Лиственичный	Кварц из метасом.(6)	0,0413	2074	33,7	0	0,19	0	0,2	0,02	0,1	0	0	0
Чувальская	Рудноносн. Кварц (7)	0,1517	839	140,1	0,41	0,62	1,1	0,31	0,06	0	0	0	0
жила	Хрусталь (8)	0,1289	462	12,5	0,21	0,08	0,6	0,2	0,02	0,12	0,02	0,02	0
Безрудн. Кварц (9)	0,2136	836	18,3	0,07	0,17	0,3	0,26	0,04	0,21	0,01	0,02	0	0
Б.Шапдлинка	Золото (11)		817	78,91	10,88	0,45	0,9	0	0,06	0,77	0,18	0,7	0,36
	Кварц из сланцев(12)	0,1342	665	6,9	0	0,13	3,4	0,23	0,04	0,28	0,03	0,07	0
Ольховочное	Кварц из метабазитов (13)	0,0706	1589	15,1	0,03	0,28	2,6	0,33	0,08	0,42	0,03	0,07	0
	Жильный кварц (14)	0,1222	2044	53,9	2,21	0,25	3,6	0,14	0,04	0,18	0,03	0,02	0,01
	Цитрин (15)	0,0401	2215	54,2	0	0,14	0	0,24	0,02	0,23	0,01	0,04	0
	Хрусталь (16)	0,203	225	1,5	0,18	0,04	0,2	0,09	0,01	0,07	0,01	0,01	0
Посмакское	Кварц с флюоритом(17)	0,0652	764	154,7	1,1	0,42	1,5	0,67	0,11	0,62	0,03	0,06	0,01
Малиновая	Жильный кварц (18)	0,1246	721	30,8	0,17	0,20	5,5	0,13	0,05	0,19	0,01	0,04	0
горка	Хрусталь (19)	0,0973	862	528,6	3,38	0,18	8,8	0,11	0,02	0,21	0,01	0,07	0

Таблица 2

Ряды убывания концентраций

		Золото-кварцевые проявления		Проявления кварца	
		Рудносырьевый кварц	Горный хрусталь	Жилыный кварц	Горный хрусталь
JKMMA росток	Вейбер $H_2O > CO_2 > CO > \Sigma TVB > N_2$	Вейбер $H_2O > CO_2 > \Sigma TVB > CH_4$			
JKMMA росток	Поповская Сопка $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CO > CH_4$	Поповская Сопка $H_2O > CO_2 > N_2 > CO > \Sigma TVB > CH_4$			
JKMMA росток	Уле-Чарын-Туми $H_2O > CO_2 > N_2 > CO > \Sigma TVB > CH_4$	Уле-Чарын-Туми $H_2O > CO_2 > N_2 > CO > \Sigma TVB > CH_4$			
JKMMA росток	Ольховочный $H_2O > CO_2 > N_2 > CO > \Sigma TVB > CH_4$	Ольховочный $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4 -$ Ольховочный – цитрин $H_2O > CO_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Ольховочный $H_2O > CO_2 > N_2 > CO > \Sigma TVB > CH_4 -$ Ольховочный – цитрин $H_2O > CO_2 > \Sigma TVB > CH_4$		
JKMMA растка	Посьмакское $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CC > CH_4$	Посьмакское $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CC > CH_4$	Посьмакское $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CC > CH_4$		
JKMMA росток	Лиственничный $H_2O > CO_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Чувалльский жила $H_2O > CO_2 > N_2 > CH_4 > CO > \Sigma TVB$	Чувалльский жила $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4 > CO$	Чувалльский жила $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4 > CO$	Чувалльский жила $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4 > CO$
JKMMA росток	Б.Шадлиника (в сланцах) $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Б.Шадлиника (в сланцах) $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Б.Шадлиника (в сланцах) $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Б.Шадлиника (в сланцах) $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4$	Б.Шадлиника (в сланцах) $H_2O > CO_2 > N_2 > \Sigma TVB > CH_4$

Проблемы минерагени

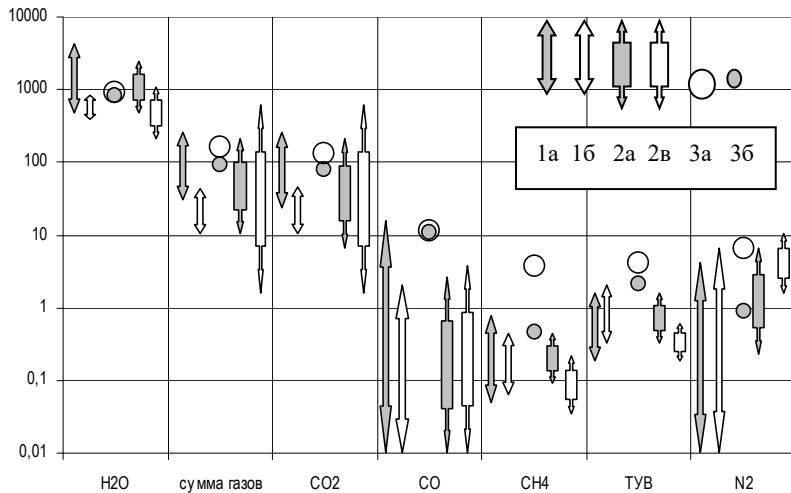


Рис. 2. Диапазоны содержаний газово-жидких включений в кварце из проявлений Северного и Среднего Урала: 1- золоторудных коренных (а – кварц, б – хрусталь); 2 –хрусталеносных и кварц-флюоритовых (а - кварц, б – хрусталь). Для сравнения приведены составы флюидов из золота (а –Каталамба, Приполярный Урал, б –Бол. Шалдинка)

Для кварца незолоторудных объектов характерно доминирование углекислоты в составе газовой фазы и повышение ее концентрации в поздних генерациях, что, по данным Т.А. Ананьевой и др. [1], обусловлено режимом растяжения и удалением из системы более летучих компонентов. Вторым по значимости является азот, содержание которого возрастает к поздним генерациям.

Для характеристики режима формирования объектов предлагается диаграмма, основанная на соотношении CO₂/H₂O, известном как «водном показателе» термодинамических условий метаморфизма [3, 9] и параметре N₂(CO+CH₄), который может характеризовать глубинность и степень открытости системы. По этим соотношениям изучаемые объекты разделились на 2 ряда: углекислый и азотно-водный (рис. 3). Первый ряд представлен рудоносным кварцем восточной и западной золоторудных зон, а второй – безрудными и золото-кварцевыми гидротермальными преимущественно Поповско-Промысловской зоны.

Интересной особенностью газовой составляющей данных проявлений является превышение непредельных углеводородов над предельными. Исследования их поведения [7] показали, что в гидротермальных системах происходит abiогенный синтез углеродистых веществ с

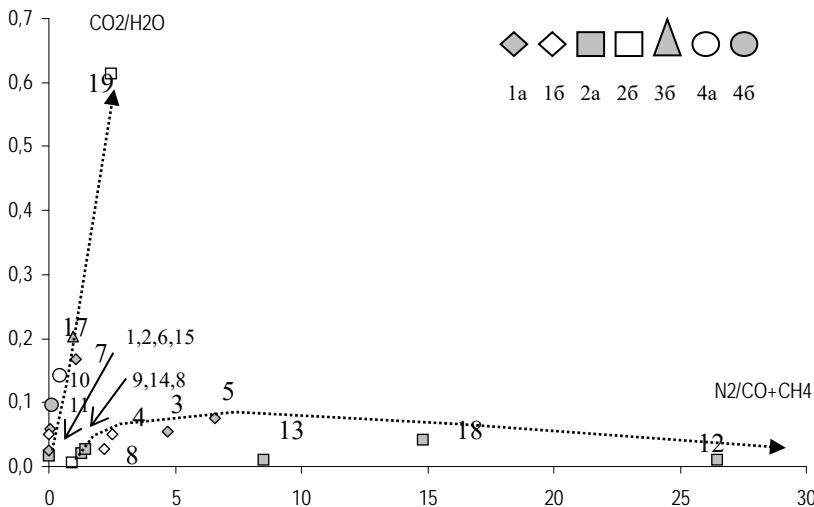


Рис. 3. Соотношение основных компонентов ГЖВ в кварце из проявлений Среднего и Северного Урала: 1 – золото-кварцевые (а – кварц, б – хрусталь); 2 – хрусталеносные (а – кварц, б – хрусталь); 3 – кварц-флюоритовые; 4 – золото (4а - Каталамба, 4б – Бол. Шалдинка). Номера проявлений соответствуют табличным

заимствованием доли УВ из осадочных пород в условиях широкого диапазона температур (от 500 до 70°C). Углеводороды концентрируют микроэлементы, особенно свинец, цинк, медь, золото и серебро, причем содержания в углеродистом веществе могут в 10–20 тысяч раз превышать их концентрации во вмещающем комплексе. В гидротермальном растворе происходит окисление УВ, что вызывает освобождение микроэлементов и преобразование УВ в более легкие фракции (в пределах газов). Следовательно, повышенные концентрации алканов и изогомологов, могут быть обусловлены перестройкой структур и разложением более тяжелых предельных углеводородов.

Таким образом, изучение флюидной фазы, захваченной кварцем из проявлений Среднего и Северного Урала, позволяет дополнить предложенную ранее модель генерации рудоносных растворов при герцинском орогенезе. Гидротермы, из которых формировалась кварцево-хрустальная и золоторудная минерализация, имеют одинаковый состав и природу. Они формировались в процессе коллизионного преобразования осадочного и вулканогенно-осадочного материала и экстрагировали из него углеводороды и рудные компоненты. Когда режим сжатия сменился рас-tяжением, сопровождающимся "развалом" складчатого Урала, начинает

Проблемы минерагени

формироваться гидротермальная минерализация. Условия открытости гидротермальной системы провоцируют окисление углеводородов, способствующее рудоотложению, вынос легкоподвижных флюидных компонентов и обогащение метеорным азотом.

Автор выражает благодарность сотрудникам ИГ КНЦ УрО РАН С.Н. Шаниной и В.И. Силаеву за помощь в выполнении анализов.

Список литературы

1. *Ананьева Т.А., Ананьев С.А.* Данные высокотемпературной газовой хроматографии гидротермального кварца как индикатор золотоносности и динамической обстановки формирования жил // Минералогия кварца / ИГ КНЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1992. С. 92–93.
2. *Гаджи-Касумов А.С., Карцев А.А.* Нефтегазопромысловая геохимия. М.: Недра, 1984. 150 с.
3. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 376 с.
4. *Иванов К.С.* Геодинамическое развитие Урала с рифея по триас // Металлогенез и геодинамика Урала. Екатеринбург, 2000. С. 48–51
5. *Мальцева М.В.* Закономерности распределения проявлений золота и серебра в пермской части Ляпинско-Кутимского антиклиниория // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 2003. С. 88–91.
6. *Мальцева М.В., Чайковский И.И.* Главная россыпьобразующая формация золота западного склона Северного и Среднего Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания: тез. докл. XIII междунар. совещ. Пермь, 2005. С. 152.
7. *Мартихаева Д.Х., Макрыгина В.А., Воронцова А.Е., Развожаева Э.А.* Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 127 с.
8. *Наумов В.А., Силаев В.И., Чайковский И.И. и др.* Золотоносная россыпь на реке Большой Шалдинке на Среднем Урале. Пермь, 2005. 92 с.
9. *Сокерина Н.В., Шанина С.Н.* История формирования кварцевых жил на Приполярном Урале и эволюция минералообразующих растворов // Минералогия Урала: мат. IV всерос. совещ. / ИМиН УрО РАН. Миасс:, 2003. Т. I. С.105–111.
10. *Соколов В.А.* Геохимия газов земной коры и атмосферы. Геохимия природных газов М.: Недра, 1966. 302 с.

И.В. Катаева, В.В. Голдырев
Естественнонаучный институт, г. Пермь

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОНОСНОСТИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ПОРОД ПРИКАМЬЯ

Объектом исследования являлись отложения верхней перми, вскрытые скважиной в Сервинском карьере. Карьер расположен на территории Коми-Пермяцкого автономного округа, в 10 км к западу от

Проблемы минерагении

п. Серва. Предполагается, что грубообломочные отложения карьера единой представляют собой продукты разрушения верхнепермских пород.

ФГУП «Пермгеолнеруд» в пределах карьера в 2005 г. пробурена скважина глубиной 43 м. Разрез представлен в основном чередующимися слоями глин бурой, красной и желтой окраски, между которыми встречаются прослои песчано-гравийной смеси с содержанием гальки до 50%. Из керна скважины поинтервално отобрано и описано 42 пробы, проведено их обогащение и изучение.

Результаты исследований приведены в таблице.

Мелкие знаки золота в количестве от 1 до 3 обнаружены в большинстве опробованных интервалов, в нескольких интервалах количество золотин в пробах превышает 10. Анализ распределения золота по слоям изученной толщи позволяет сделать вывод о том, что в разрезе присутствует несколько золотоносных прослоев с содержанием золота более 10 мг/м³. В частности, золотоносные прослои вскрыты на глубинах 0–2, 10–13 и 14–15 м.

Золото практически всех проб россыпное уплощенного облика. В основном размер знаков меньше 0,125 мм, небольшое количество золотин присутствует во фракции 0,125–0,25 мм.

Наиболее интересные данные получены в интервале опробования 1,0–2,0 м, где золото резко отличается от частиц металла, найденных в других прослоях, и относится к «агрегатному» типу [1]. Основное количество золота (около 50 знаков) представлено мелкими агрегатами мельчайших частиц шарообразной формы (рисунок). Крупность нескольких знаков превышает 0,25 и достигает 1 мм, содержание составляет 150 мг/м³. Золото темно-желтое, поверхность большинства зерен покрыта гидроксидами железа. Ему сопутствуют киноварь (около 10%) и пирит (50%). Литологически интервал 1,0–1,5 м представлен желтой глиной, в которой присутствует 5% гальки, отмечены гидроксиды железа и марганца, с глубиной до 2,0 м глина приобретает буро-красный цвет и становится плотной. Предполагается, что в данном интервале был пересечен прослой, в котором сконцентрировалось золото, поступившее из зоны тектонического нарушения в процессе мезозойской тектономагматической активизации региона.

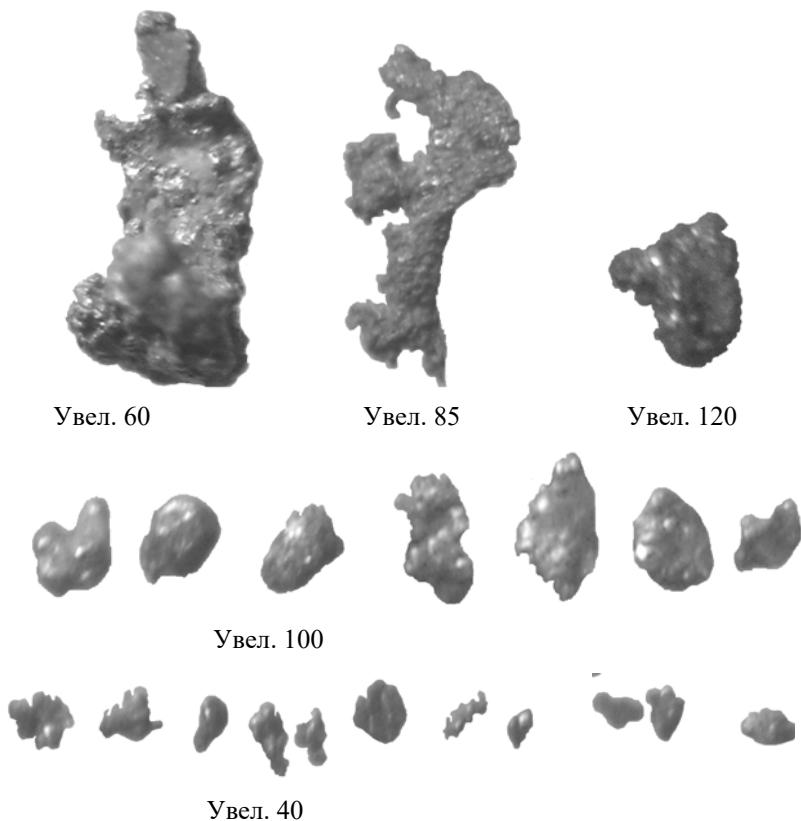
В пробах интервалов 0–1 и 8–15 м с числом знаков золота от 6 до 13. Золото имеет уплощенный дощатый облик, встречены комковатые знаки. Размер зерен варьирует в пределах от 0,05 до 0,25 мм. Золото в основном темно-желтое окатанное (3–4 балла), иногда в углублениях поверхности содержатся гидроксиды железа. Вместе с золотом отмечены редкие зерна пирита и киновари. Вмещающими породами являются песчано-гравийные отложения (содержание гальки от 5–10 до 50%) с прослойями (1–10 см) бурой и желтой глины.

Проблемы минерагени

Распределение золота в отложениях скважины

Интервал, м	Литология	Объем пробы, л	Число знаков золота	Масса золота, мг	Содержание, мг/м ³
0-1	ПГС, прослои глины	7,0	13	0,10	14,3
1-2	Глина желтая с галькой	6,0	50	0,90	150,0
2-3	Глина красно-желтая	5,0	1	<0,05	<10,0
3-4	Глина буро-желтая	6,0	0	-	-
4-5	Глина буро-желтая	6,0	0	-	-
5-6	Глина красно-желтая	7,0	1	<0,05	<7,1
6-7	Глина голубовато-желтая	7,0	2	<0,05	<7,1
7-8	Глина красная	6,0	0	-	-
8-9	ПГС, прослои глины красной, желтой коричневой	7,0	2	<0,05	<7,1
9-10		7,0	0	-	-
10-11		6,0	13	0,05	8,3
11-12		7,0	6	0,15	21,4
12-13		7,0	12	0,25	35,7
13-14		4,0	0	-	-
14-15		4,0	13	0,05	12,5
15-16		6,0	1	<0,05	<8,3
16-18		8,0	0	-	-
18-19		6,0	0	-	-
19-20	Глина красно-коричневая с галькой	5,0	0	-	-
20-21		4,0	1	<0,05	<12,5
21-22		5,0	1	<0,05	<10,0
22-23		4,0	1	<0,05	<12,5
23-24		4,0	1	<0,05	<12,5
24-25	Песчано-глинистая смесь с галькой	5,0	0	-	-
25-26		4,0	0	-	-
26-27		3,0	1	<0,05	<16,7
27-28	Глина красная, желто-серая с галькой и линзами карбонатов	3,0	1	<0,05	<16,7
28-29		3,5	1	<0,05	<14,3
29-30		3,0	0	-	-
30-31		4,0	0	-	-
31-32	Глина красная с линзами карбонатов	2,5	0	-	-
32-33		3,0	0	-	-
33-34		3,5	0	-	-
34-35		3,0	0	-	-
35-36		3,0	1	<0,05	<16,7
36-37		3,0	0	-	-
37-38		3,0	3	<0,05	<16,7
38-39		3,0	0	-	-
39-40		3,0	1	<0,05	<16,7
40-41		4,0	0	-	-
41-42		4,5	3	<0,05	<11,1
42-43		4,0	2	<0,05	<12,5

Примечание: ПГС – песчано-гравийная смесь



Агрегатное золото из отложений Сервинского карьера (интервал опробования 1-2 м)

Состав тяжелой фракции до глубины 5 м представлен следующими основными минералами (в %): эпидот (12–36), ставролит (16–26), гранат (4–18), дистен (2–5), циркон (1–4), турмалин (1–4) и рудные минералы (11–61), среди которых существенно преобладают хромит и ильменит. Можно сделать предположение, что данная толща представлена продуктами выветривания верхнепермских пород. Глубже 5 м минеральный состав тяжелой фракции типичен для пермских отложений и представлен эпидотом (около 40–50%) и гематитом (40–50%). Гранат, циркон, рутил и другие минералы в сумме составляют около 10%.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Золотоносность верхнепермских отложений района Сервинского карьера низкая и не представляет промышленного интереса.

Проблемы минерагении

Однако содержание золота в интервале опробования 1–2 м приближается к промышленному, частицы металла здесь представлены «рудным» золотом, поиски которого имеют большое значение.

Список литературы

1. Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б. Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар: Коми-Пермяцкое изд-во, 2003. С-218.

М.И. Ермакова

Пермский университет

ЗОЛОТО В АЛЛЮВИИ БАССЕЙНА Р.ЛУЗЫ

В 2003–2004 гг. на территории северо-западной части Кировской области, в бассейне р. Лузы, выполнены исследования с целью установления присутствия золота и платиноидов в современном аллювии. Основные водотоки (реки Луза, Юг, Пушма, Шелюг и др.) были опробованы сотрудниками ООО «Геосервис» (г. Киров) А.П. Лемешко и Г.В. Дружининым при участии студентов кафедры минералогии и петрографии Пермского университета. Ими отобраны шлиховые пробы объемом 20 л и промыты в лотке до «серого» шлиха. Отбор проб производился из грубообломочного аллювия головных частей речных кос и из русла. Всего отобрано и обработано в полевых условиях 14 проб.

В лабораторных условиях «серые» шлихи обработаны с разделением их в бромоформе, доводкой тяжелой фракции в бромоформе до ультраконцентратов, просмотром последних под бинокуляром, отбором и взвешиванием золотин и платиноидов. Золото было обнаружено в 12 пробах в количестве от 1 до 69 знаков (общее количество 120 знаков), платиноиды – в 5 пробах, в каждой по одному знаку.

Содержание золота обычно составляло от 10 до 40, в одной из проб – около 120; среднее значение – 33 мг/м³. По крупности существенно преобладает весьма мелкий металл (0,25-0,1 мм), доля которого по массе превышает 90%. По морфологическим особенностям золото обладает типичными признаками платформенного металла дальнего сноса – уплощенный облик, хорошая окатанность, округлые очертания, присутствие большого количества «торOIDальных» частиц. Эти особенности свидетельствуют о длительном и многократном переносе в водной среде. Только наиболее мелкие знаки размером менее 100 мкм имеют комковидную форму. Окраска знаков золота типичная золотисто-желтая, иногда темно-желтая. На некоторых знаках отмечены налеты гидроксидов

Проблемы минерагении

железа, которые могут свидетельствовать о пребывании золота в корах выветривания.

Платиноиды также характеризуются уплощенным обликом (пластинчатые, таблитчатые), высокой степенью окатанности. Размер знаков менее 0,2 мм. Окраска светло-серая и стально-серая.

Скорее всего, золото и платиноиды поступали в современный аллювий при размыве вторичных коллекторов, которыми могли являться верхнепермские и триасовые отложения. В свою очередь при их перемыве сформировались более молодые вторичные коллекторы – аллювиальные и флювиогляциальные четвертичные отложения разного возраста.

Вопрос о породах-первоисточниках золота в аллювии бассейна р. Лузы до сих пор является дискуссионным и непосредственно связан с решением этой проблемы на обширной территории восточных районов Восточно-Европейской платформы. В частности, такое же золото в ассоциации с платиноидами ранее установлено в осадочных породах территории Верхнекамской впадины [1]. Вероятными первоисточниками золота и платиноидов в аллювии изученной нами территории являются коренные породы и их коры выветривания, расположенные на Урале и Тимане. В литературе также указывалось на возможность сноса некоторой части золота с Балтийского и Воронежского щитов.

Список литературы

1. Наумов В.А., Илалдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б. Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар, 2003. 218 с.

Е.И. Миняйло

Казанский государственный университет, г. Казань

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ АРХАНГЕЛЬСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Район располагается в Партизанском рудном узле Южно-Енисейского золотоносного района, в междуречье р. Удерей и р. Б. Мурожная. Тектонически участок находится в восточном крыле Центрального антиклиниория. В геологическом строении площади Архангельского рудопроявления принимают участие отложения, относимые к кординской (PR_2kd) и удерейской (PR_2ud) свитам, представленные осадочно-метаморфическими образованиями: переслаивающимися углистоглинистыми сланцами, песчаниками, кварцитовидными песчаниками,

Проблемы минерагени

аргиллизитами, а также интрузивные породы основного ($v\phi PR_2in$), и кислого состава (γPR_2ta). Породы содержат примесь углистого материала, карбоната и вкрапленность сульфидов (пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит).

Согласно макро- и микроскопическому описанию выделяются две группы пород:

I группа – породы, вмещающие золотокварцевую (жильную) и золотосульфидную (прожилково-вкрапленную) рудные формации.

II группа – сильно измененные породы: желто-бурые, пористые, рыхлые песчано-глинистые породы (алевролит, алевропесчаник, аргиллизит, глинистые сланцы). Согласно исходным данным, накопленными предшественниками, эта группа пород была отнесена к коре выветривания. Однако на основании комплексных анализов (рентгеноспектрального, макро- и микроскопического) сделаны следующие выводы.

Минеральный состав, структура и текстура вмещающих пород указывают на метасоматический процесс замещения полевого шпата, мусковита, хлорита минералами группы каолинита, кварца, гидрагилита, альбита, гидрослюд. Такой тип низкотемпературного преобразования пород носит название аргиллизации. Отличительной особенностью является отсутствие зоны ожелезнения, характерное отбелование пород, по-видимому, связанное с процессом каолинизации. Кроме того, специфичная пористость вызвана, вероятно, проникновением низкотемпературных кислых гидротерм, а не инфильтрацией растворов коры выветривания.

Таким образом, под влиянием аргиллизирующих растворов в результате преобразования вмещающих пород возникают дисперсные, главным образом слоистые силикаты (глинистые минералы). В результате исследований удалось установить зональность пород и стадийность процесса аргиллизации, а также непосредственную связь ореолов аргиллизированных пород с рудными телами, поскольку сам процесс сопровождает формирование важных в промышленном отношении месторождений полезных ископаемых.

Список литературы

1. Мисюков В.И. Оценочные работы на Архангельском рудопроявлении золота: проект / В.И. Мисюков. АГРЭ. Красноярск, 2001.
2. Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 3. 496 с.
3. Геология месторождений благородных металлов: учеб. пособие / В.Е. Бойцов и др.; отв. ред. Л.Ф. Летунова. М., 1997. 70 с.
4. Физика минералов и их синтетических аналогов / А.И. Бахтин и др.; отв. ред. В. М. Винокуров. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1988. 192 с.
5. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. М., 1972. 344 с.
6. Доминова А.М. Породообразующие минералы. М., 1974. 205 с.
7. Милановский Е.Е. Геология СССР: в 3 т. М., 1987. Т. 1. 416 с.

В.И. Набиуллин

Пермский госуниверситет

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ ГЛАВНОГО САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ В СВЯЗИ С ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКОЙ ЕГО СЕВЕРНОГО ФЛАНГА

Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых является комплексной и состоит из трех основных частей – геологической, горно-технологической и экономической, которые очень тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены. Геологическая оценка включает создание геологической модели оцениваемого месторождения и основанный на ней подсчет запасов полезного ископаемого в недрах.

По по договору с Главным управлением природных ресурсов по Пермской области [15] обобщены материалы предварительной разведки северного фланга Главного Сарановского месторождения хромитов, проведенной в 1989-1997 гг. Промысловским ГГП "Горнозаводскгеология" под руководством В.А. Зуева. Уточнена геологическая модель месторождения, выполнено геологическое, горнотехническое, технологическое и технико-экономическое обоснование временных разведочных кондиций [13] и проведен подсчет запасов хромовых руд разведанного участка [15].

В условиях Главного Сарановского месторождения хромитов создание геологической модели и подсчет запасов определяются, прежде всего, весьма сложным тектоническим строением Сарановского габбро-гипербазитового массива, вмещающего рудные тела. В свою очередь, наблюдаемая сложность тектонического строения месторождения обусловлена перемещением отдельных блоков по системе взаимосвязанных разрывов разных порядков и кинематики.

Представления о тектоническом строении месторождения хромитов тесно связаны с существующими гипотезами о происхождении Сарановского габбро-гипербазитового массива, которые могут быть объединены в три группы [5, 10]. Согласно первой гипотезе [7-9], формирование массива происходило в виде пластовой интрузии в современной магматической камере на относительно небольшой глубине. При последующих тектонических движениях он вместе с вмещающими породами был переведен в субвертикальное положение. Вторая гипотеза [11] предполагает первичную дифференциацию базальтоидной магмы в глубинном магматическом очаге (промежуточной камере). Более поздние тектонические движения способствовали последовательному внедрению дифференциатов базальтоидной магмы по разлому в современную камеру, где они

Проблемы минерагении

кристаллизовались окончательно. Согласно третьей гипотезе [5, 10] расслоение интрузива происходило на значительных глубинах, а более поздние дислокации привели к расчленению массива на блоки разного состава и их прорузыльному перемещению в верхние горизонты земной коры.

Приведенные гипотезы совпадают в оценке Сарановского хромитоносного массива как расслоенного псевдостратифицированного интрузива платформенного типа [2, 17, 18], но отличаются в характеристике способов его формирования и механизма внедрения [5]. В двух первых гипотезах массив рассматривается как интрузивное тело, не утратившее связи с глубинным магматическим очагом, а особенности его строения и формирования обусловливаются составом первичного расплава и его дифференциацией. В третьей гипотезе образование массива и месторождения рассматривается в контексте геологической истории развития региона как многоэтапный процесс [10], на раннем этапе которого сформировалась синрудная структура месторождения, обусловленная кристаллизационной дифференциацией и расслоением рудоносного расплава. Однако решающая роль в формировании пострудной структуры месторождения отводится тектоническому фактору [5, 10]. При этом Сарановский массив рассматривается не как конформный интрузив-апофиза и не как перемещенный стратифицированный хромитоносный лополит [5], а как линзообразный будинированный тектонический блок или пластина, оторванная от огромного протоинтрузивного массива и перемещенная на значительное расстояние [5, 10, 18]. Поэтому внутреннее строение этой будинированной пластины во многом определяется теми динамическими условиями, которые существовали в процессе ее прорузынского выжимания в верхние горизонты земной коры. Именно эта точка зрения подтверждается результатами разведочных работ [5, 10, 17, 18].

При обобщении результатов предварительной разведки северного фланга месторождения и создании внутренне не противоречивой тектонической модели объекта в целом [14, 15] были выявлены некоторые новые особенности его дизъюнктивной тектоники, не отмеченные ранее и позволяющие понять резкие отличия тектонического строения северного фланга месторождения от его центральной и южной части.

Первая особенность дизъюнктивной тектоники месторождения заключается в присутствии среди разрывов второго, третьего и четвертого порядков большого количества *пологих согласных* сбросов и взбросов, падающих в ту же сторону, что и нарушенные рудные тела, но имеющих при этом меньшие углы падения, чем у разорванных рудных тел (ранг разрывов указан по отношению к разломам первого порядка, ограничивающим Северный Сарановский массив гипербазитов). Проведенный [14, 15] анализ показал, что кинематические характеристики пологих согласных сбросов и взбросов являются прямо противоположными

Проблемы минерагении

по отношению к аналогичным характеристикам круtyх согласных разрывов тех же типов, а главной причиной этих различий являются совершенно разные динамические условия. Эти различия отражены в табл. 1.

В табл. 1 видно, что согласные сбросы с более пологим, чем у нарушенного пласта падением, характеризуются сокращением протяженности деформируемого пласта, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, а взбросы того же типа, напротив, его удлинением. Это связано с тем, что первые образуются при динамических условиях местного сжатия, а вторые – в обстановках локального растяжения. Согласные же сбросы с более крутым, чем у пласта падением, формируются в условиях растяжения, а взбросы – при сжатии деформируемого участка недр.

Для Главного Сарановского месторождения эти различия являются принципиальными. В полном объеме они реализуются на северном и южном флангах месторождения на участках присдвиговых дуплексов, где образующиеся разрывы, кроме того, имеют промежуточную сбросо-сдвиговую и взбросо-сдвиговую кинематику. Необходимо отметить, что чистые сдвиги ориентируются по отношению к деформируемому пласту по-разному в зависимости от местных динамических условий их формирования (табл. 2). Отметим, что для чистых сдвигов соотношение направлений падения сместителя и нарушенного пласта значения не имеет.

В обстановках сжатия (табл. 2) движение блоков у левого и правого диагональных сдвигов происходит в направлении *острого угла* между простиранием сместителя и нарушенного пласта, а в условиях *растяжения* – в сторону *тупого угла* [1]. Так достигается сокращение деформируемого пласта по его простиранию при сжатии и удлинение – при растяжении. Диагональные сдвиги, образующиеся в условиях сжатия, имеют более четкий рисунок в плане (*S*-образный у левых и *Z*-образный у правых), чем их аналоги, образующиеся при растяжении, рисунок которых лишь отдаленно напоминает *S*-образный или *Z*-образный.

Следовательно, при промежуточной сбросо-сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематике принципиально могут сформироваться следующие восемь промежуточных типов *согласных* разрывов: 1) в условиях *сжатия* – левые и правые *пологие сбросо-сдвиги*, левые и правые *крутыe взбросо-сдвиги*, 2) в условиях *растяжения* – левые и правые *пологие взбросо-сдвиги*, левые и правые *крутыe сбросо-сдвиги*. *Несогласные* разрывы при той же промежуточной сбросо- и взбросо-сдвиговой кинематике могут сформировать следующие четыре возможных промежуточных типа: 1) в условиях *вертикального сжатия* или *горизонтального растяжения* – левые и правые *несогласные сбросо-сдвиги*, 2) в условиях *горизонтального сжатия* или *вертикального растяжения* – левые и правые *несогласные взбросо-сдвиги*.

Таблица 1

Полный перечень возможных соотношений наклонно залегающих пластов с нарушающими их сбросами и взбросами

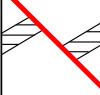
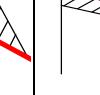
Типы разрывов по соотношению направлений и углов разделяния разрыва и пласта	Сбросы		Взбросы	
	Характер расхождения разрыва (зияние или перекрытие)	Схематические по-перечные разрезы разрывов	Характер расхождения разрыва (зияние или перекрытие)	Сокращение или удлинение нарушенного пласта в двух направлениях
Несогласные	Перекрытие Сокращение	Зияние Удлинение		Зияние Удлинение
Согласные и круче пласта	Зияние Удлинение	Зияние Удлинение		Перекрытие Сокращение
Согласные и пологие пласта	Перекрытие Сокращение	Перекрытие Сокращение		Зияние Удлинение

Таблица 2
Полный перечень возможных соотношений наклонно залегающих пластов с нарушающими их диагональными наклонными сдвигами

Характер смещения по диагональным сдвигам	Угол между направлением смещения вдоль сжатия и простиранием нарушенного пласта		Тупой угол (условия растяжения)	Характер расхождения крыльев сдвига вдоль разрыва (зияние или перекрытие)
	Острый угол (условия сжатия)	Вид в плане		
Сокращение или удлинение нарушенного пласта в двух горизонтальных направлениях	Сокращение или удлинение нарушенного пласта в двух горизонтальных направлениях	Вид в плане	Сокращение или удлинение нарушенного пласта в двух горизонтальных направлениях	Зияние
По простиранию пластика	По простиранию пластика	Вкrest простиранию пластика	По простиранию пластика	Зияние
Левые сдвиги	Перекрытие	Перекрытие	Сокращение	Зияние
Правые сдвиги	Перекрытие	Перекрытие	Сокращение	Зияние

Проблемы минерагении

Таким образом, принципиально в природе могут существовать двенадцать возможных промежуточных типов согласных и несогласных разрывов сбросо-сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематики. Однако в реальных условиях одна из двух систем разрывов скальвания обычно полностью подавляет другую, что зависит от плана тектонических напряжений на конкретном участке недр. Обычно те разрывы, движения по которым встречают меньшее сопротивление, осуществляются с большей амплитудой и тем самым разгружают деформируемый участок от накопившихся напряжений, поэтому движения по другой системе разрывов оказываются просто не нужными [1]. В конкретной ситуации из двенадцати перечисленных возможных типов разрывов реализуются лишь те, которые соответствуют сложившимся динамическим условиям.

Вторая особенность дизъюнктивной тектоники Сарановского массива связана с изменением простирания разломов первого порядка, ограничивающих массив и имеющих сдвиговую составляющую. Как известно, на участках резких изгибов разрывных нарушений (у сдвигов – в плане, а у сбросов и взбросов – в разрезе) возникают дополнительные напряжения, приводящие, в зависимости от местных динамических условий, к образованию осложняющих структур растяжения или сжатия [1, 6, 12]. Схемы формирования таких структур растяжения на участках изгиба правого сдвига в плане и взброса в разрезе [6] отражены на рис. 1.

Подобные структуры, возникшие на участках резких изгибов сдвигов, получили название присдвиговых дуплексов [19]. Присдвиговые структуры растяжения образуются на участках резких изгибов левых сдвигов влево по их простиранию, а правых сдвигов – вправо, т.е. на тех участках сдвигов, где их изгиб в плане направлен в ту же сторону, в которую смещаются движущиеся относительно друг друга блоки разрыва. Присдвиговые структуры сжатия, напротив, формируются на участках резких изгибов сдвигов по их простиранию в сторону, противоположную направлению относительного смещения движущихся блоков, т.е. на участках изгибов левых сдвигов вправо, а правых сдвигов – влево.

Механизм формирования и внутреннее строение дуплексов растяжения и сжатия в зонах резких изгибов левого сдвига [19] можно проиллюстрировать рис. 2. На рис. 2а видно, что если левый сдвиг резко изгибается влево по его простиранию, т.е. в ту же сторону, в которую смещаются относительно друг друга, движущиеся блоки, то при продолжающемся левосдвиговом смещении на участке изгиба формируется зона растяжения, ограниченная двумя главными крутопадающими левыми сдвигами. Внутри этой зоны расположены более мелкие разрывы, имеющие то же простирание, что и главные сдвиги, но комбинированную сбросо-левосдвиговую кинематику. По латерали и вертикали эти мелкие сбросо-сдвиги соединяются со сместителями главных сдвигов, образуя в

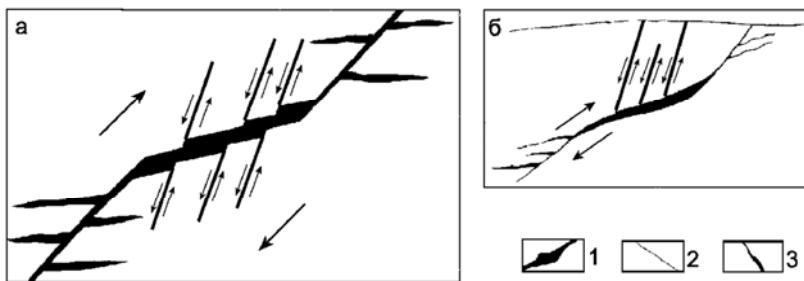


Рис. 1. Схемы формирования осложняющих структур растяжения и оперяющих трещин на участках изгиба разрывных нарушений (по [6]):
а - правый сдвиг (вид в плане); б - взброс (вид в разрезе). 1 – главное разрывное нарушение; 2-3 – оперяющие трещины: 2 – трещины скальвания, 3 – трещины отрыва; стрелками показано направление перемещения прилегающих блоков пород

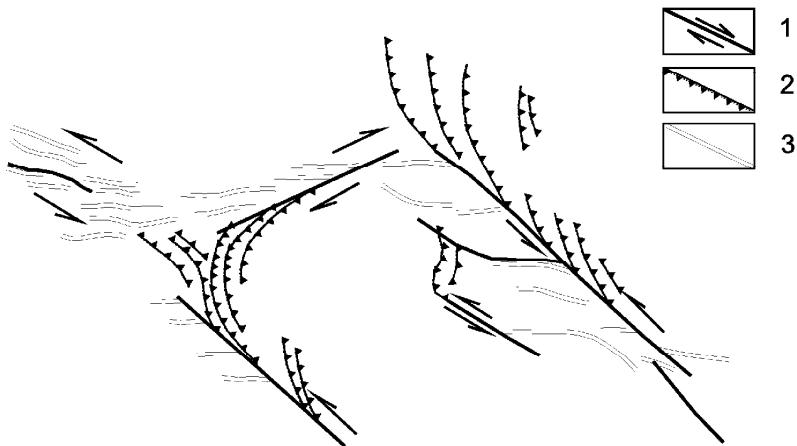


Рис. 3. Структурный рисунок, возникающий при горизонтальном движении блоков земной коры вдоль правых и левых сдвигов (по [12]):
1 – сдвиги, 2 – зоны сжатия, 3 – зоны растяжения

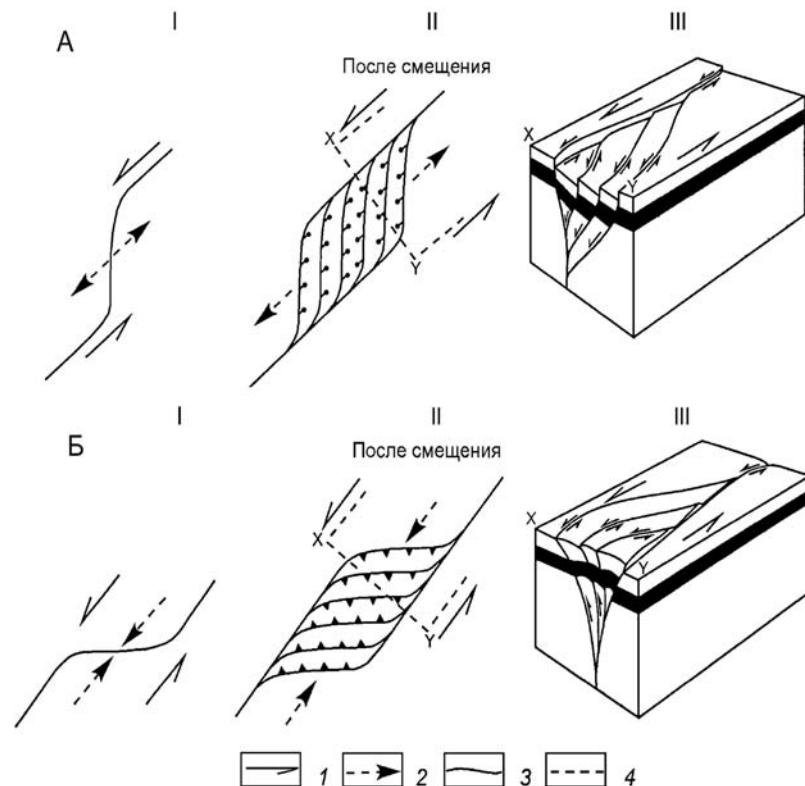


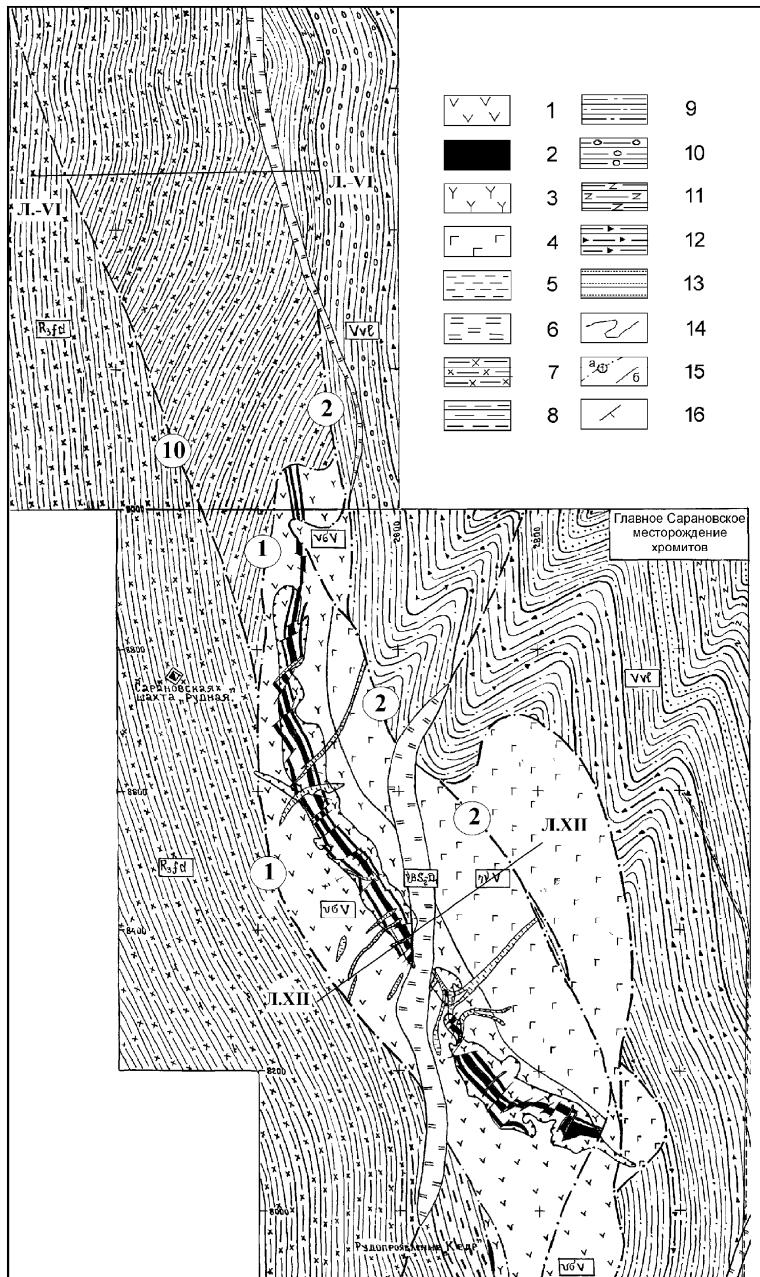
Рис. 2. Формирование в зоне левого сдвига дуплекса растяжения (А) со сбросовой "структурой цветка" и дуплекса сжатия (Б) со взбросовой "структурой пальмы" (по [19]): I - начальная стадия формирования левого сдвига; II - развитие дуплекса при продолжающемся левосдвиговом перемещении; III - блок-диаграмма.
 1 – направление главных движений по разломам; 2 – направление сдвиговых перемещений по второстепенным разломам внутри дуплекса; 3 – начальный разлом; 4 – торцовая грань блок-диаграммы

целом структуру растяжения, которая в разрезе имеет очень характерный рисунок, похожий на бутон цветка, за что и получила название "структуры цветка" [19]. Если левый сдвиг резко изгибаются вправо по простиранию (рис. 2, б), т.е. в сторону, противоположную относительному смещению движущихся блоков, то на участке изгиба формируется зона сжатия, ограниченная двумя главными левыми сдвигами, но заполненная внутри серией мелких кулисообразных левых взбросо-сдвигов. В целом они образуют дуплекс сжатия со взбросовой структурой, которая в разрезе напоминает пальму, за что и получила название "структуре пальмы" [19]. Аналогичные структуры формируются и на участках резких изгибов правых сдвигов по их простиранию с той лишь разницей, что дуплекс растяжения образуется в зоне резкого изгиба правого сдвига вправо (рис. 1, а), а дуплекс сжатия – при изгибе правого сдвига влево. Возможные сочетания присдвиговых зон сжатия и растяжения приведены на рис. 3. [12].

Аналогичные рассмотренным соотношения устанавливаются на северном и южном флангах Главного Сарановского месторождения, где происходит резкое изменение простирания самого массива гипербазитов и ограничивающих его разломов первого порядка №1 и 2 (рис. 4), имеющих взбросо-правосдвиговую кинематику. При этом на обоих флангах сформировались структуры растяжения, а на южном фланге еще и структуры сжатия, которые напоминают описанные выше структуры присдвиговых дуплексов, но резко отличаются от них *противоположным характером осложняющих структур растяжения и сжатия*. Последнее обусловлено первой особенностью дизъюнктивной тектоники Сарановского массива: при практически вертикальном залегании расслоенного комплекса гипербазитов и рудных тел секущие их разрывы второго-четвертого порядков всегда являются более пологими, чем нарушенные ими тела. Поэтому *присдвиговые структуры растяжения должны быть представлены разрывами, имеющими не сбросовую, а взбросовую кинематику*, так как именно взбросы в этих условиях отвечают динамическим обстановкам растяжения (табл. 1). Что касается *сдвиговой составляющей* таких взбросо-сдвигов, то для ее реализации в *условиях растяжения* разрывы должны были принять такую ориентировку, чтобы движения по ним осуществлялись в *направлении тупых углов* между смесятелями и рудными телами в плане (табл. 2).

Примером подобных структур растяжения может служить участок между центральным отрезком Главного Сарановского месторождения и его северным флангом (рис. 4, 5). На этом участке разломы №1 и 2, ограничивающие массив гипербазитов, а также сам массив резко меняют свое северо-западное простиранье ($C3 310-320^\circ$) на меридиональное (рис. 4). В условиях взбросо-правосдвиговых движений по обоим разломам такой резкий поворот всей структуры вправо по отношению к ее центральной

Проблемы минерагении



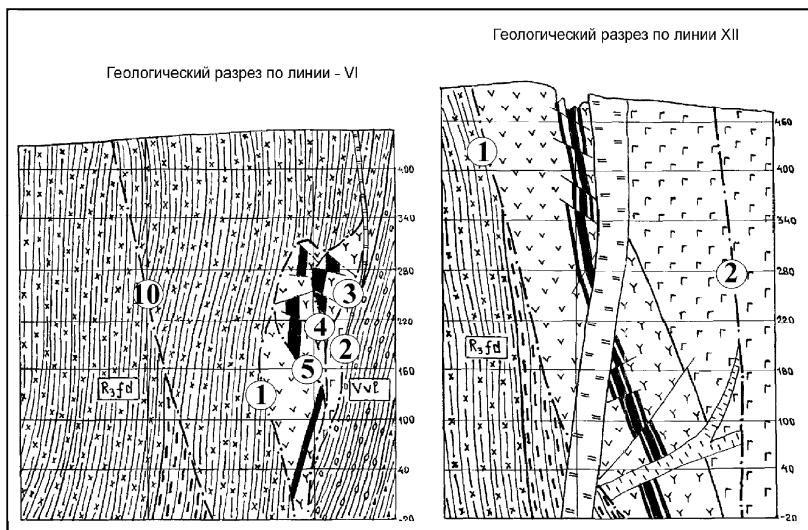


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Главного Сарановского месторождения хромитов (по В.А. Зуеву, 1997 г.).
 1-4 – сарановский комплекс $\nu\sigma$ V: 1 – серпентиниты (подрудные) по дунитам, хромитсодержащим и пироксенсодержащим дунитам; 2 – хромитовые руды; 3 – серпентиниты (надрудные) по пироксеновым дунитам, дунит-гарцбургитам и гарцбургитам; 4 – габброиды, анортозиты; 5 – вильвенский комплекс $\psi\beta$ V: долериты измененные; 6 – дублинский комплекс $\psi\beta$ S₂-D₁: габбро-долериты; 7-8 – комплекс вмещающих пород федотовской свиты $R_3 fd$: 7 – сланцы альбит-слюдисто-кварцевые; 8 – сланцы углисто-слюдисто-кварцевые; 9-13 – комплекс вмещающих пород вильвенской свиты $V_1 \nu l$: 9 – сланцы слюдисто-кварцевые, песчанистые, алевритовые; 10 – редкогалечные конгломераты со сланцевым цементом; 11 – измененные рассланцованные эф-фузивы; 12 – сланцы гематитсодержащие; 13 – кварцевые песчаники, кварцитопесчаники; 14 – геологические границы; 15 – разрывные нарушения (а – главные и их номера, б – второстепенные); 16 – элементы залегания

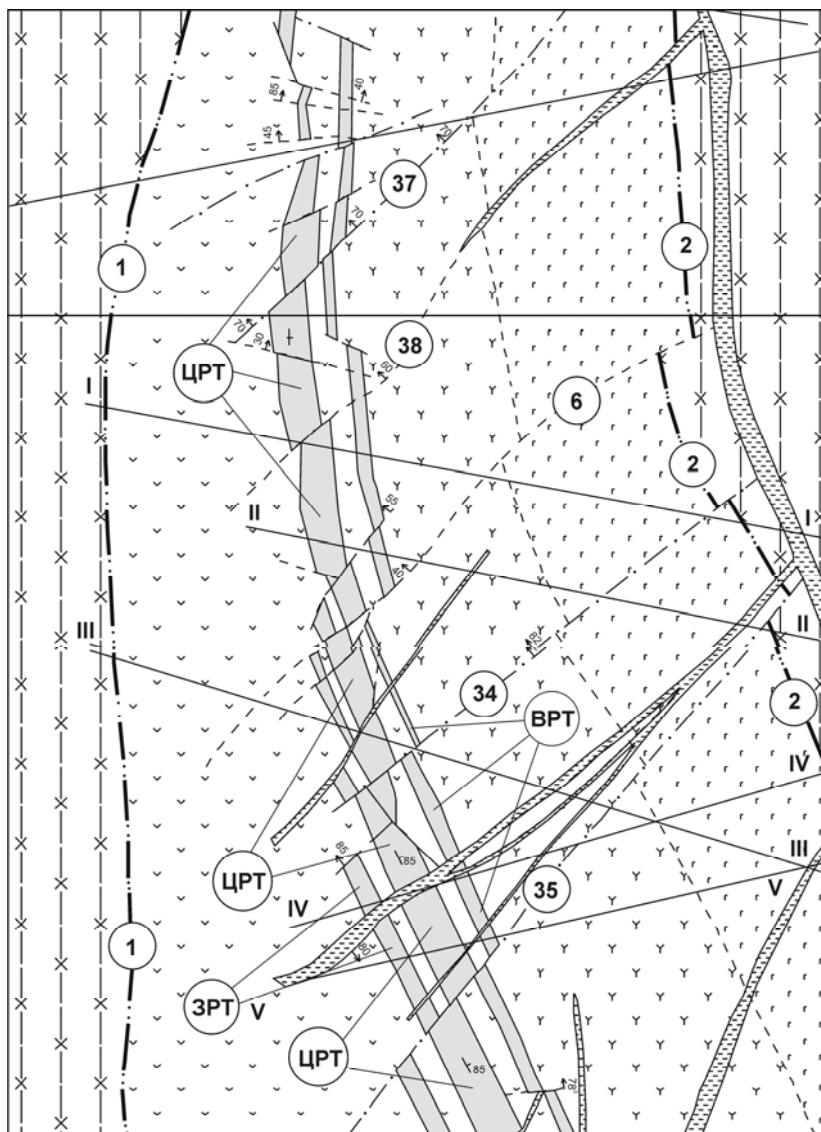


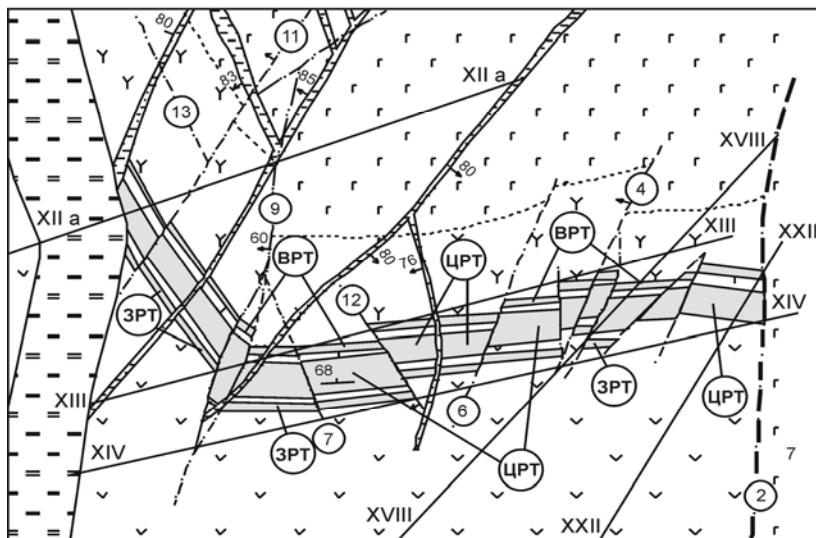
Рис. 5. Фрагмент геологического плана горизонта +280 м Главного Сарановского месторождения между его центральным отрезком и северным флангом, отображающий зону присдвигового растяжения, представленную серией пяти ступенчатых правых взбросо-сдвигов (разрывы № 34-38 по П.М. Захарову, 1977 г.). ЗРТ, ЦРТ и ВРТ – Западное, Центральное и Восточное рудные тела. (Условные обозначения см. на рис. 4)

части обусловил формирование зоны присдвигового растяжения, которая на горизонте +280 м, например, представлена серией пяти ступенчатых правых взбросо-сдвигов третьего порядка (рис. 5, разрывы № 34-38). По отношению друг к другу эти разрывы расположены субпараллельно и кулисообразно, имеют северо-восточное простижение и более пологое, чем у рудных тел, северо-западное падение под углами от 40° до 70-82°. При этом как северо-восточное простижение всех разрывов, так и тупые углы между простирием их сместителей и рудных тел в направлении правостороннего смещения вполне соответствуют взбросо-правосдвиговой кинематике главных разломов №1 и 2 и общей динамической обстановке растяжения на этом участке.

На южном фланге месторождения массив гипербазитов резко меняет свое простижение с северо-западного на центральном отрезке до субширотного на юге (рис. 4, 6). Такой разворот массива гипербазитов и рудной залежи влево по отношению к центральному отрезку обусловлен взбросо-правосдвиговыми движениями висячего крыла по ограничивающему разлому №2, что способствовало формированию на южном фланге месторождения присдвиговых структур сжатия на самом участке резкого поворота вблизи разрыва №13 и структур растяжения к востоку от разрыва №13. Поясним ситуацию геологическими планами горизонтов +220, +160, +100 и +40 м южного фланга месторождения (рис. 6).

На участке поворота рудная залежь, благодаря перемещению по ограничивающему разлому №2, оказалась разорвана субмеридиональным разрывом № 13 таким образом, что она почти под прямым углом изменила свое простижение на глубоких горизонтах от -20 до +220 м, образовав резкий изгиб влево по отношению к центру (рис. 6). Максимальные сжимающие напряжения оказались сконцентрированы на нижних горизонтах от -20 до +100 м вблизи разлома №13, а разрывы сжатия представлены сбросо-сдвигами №4, 6, 11 северо-восточного простириания с острым углом между простирием сместителей и рудных тел в направлении движения блоков. Пологие согласные сбросо-сдвиги №4 и 6 имеют правосдвиговую составляющую, а несогласный сбросо-сдвиг №11 – левосдвиговую. Такие разрывы приводят при сжатии к максимальному сокращению деформируемого участка во всех трех направлениях. С перемещением из нижних горизонтов рудной залежи в верхние и по мере удаления на восток от разрыва №13, вблизи которого сжимающие усилия максимальны, условия сжатия на южном фланге сменяются обстановками растяжения. Поэтому на удалении от разлома № 13, т.е. вверх по восстанию тех же разрывов №4, 6, 11 (рис. 6), их кинематика изменяется на противоположную. Разрывы №4 и 6 превращаются в пологие согласные левые взбросо-сдвиги, а разрыв №11 – в несогласный правый взбросо-сдвиг, условия формирования которых отвечают уже обстановкам растяжения.

Горизонт +220 м



Горизонт +100 м

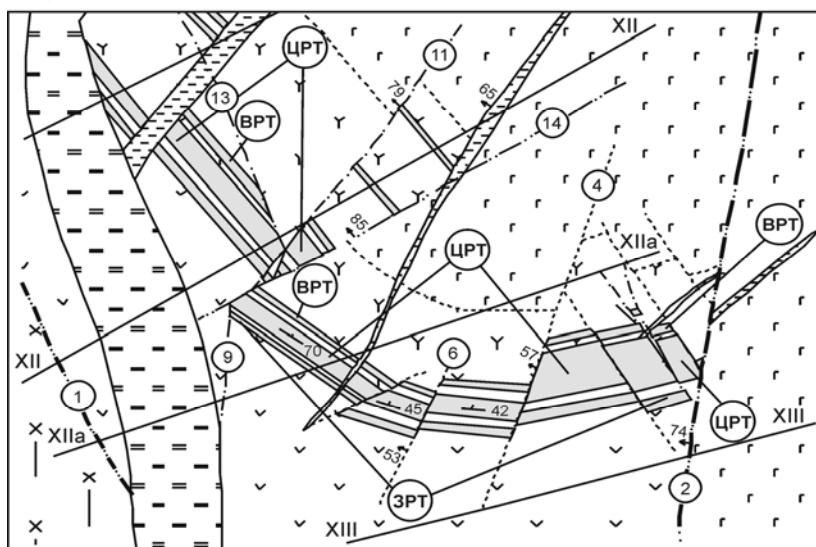
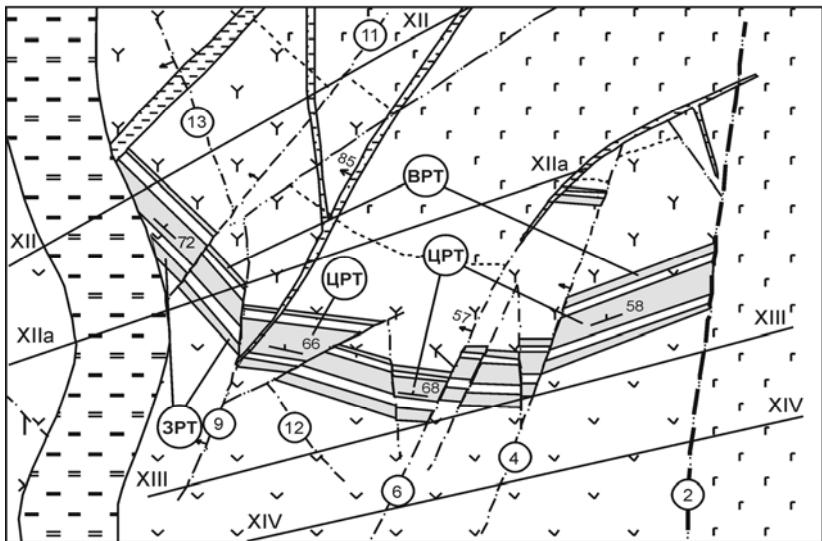
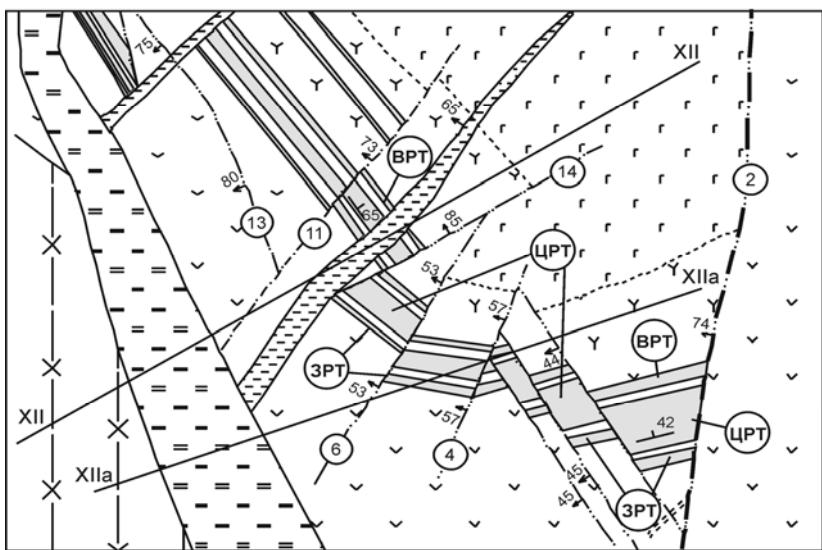


Рис. 6. Фрагменты геологических планов горизонтов +220, +160, +100 и +40 м южного фланга Главного Сарановского месторождения, отображающие зону

Горизонт +160 м



Горизонт +40 м



присдвигового растяжения, представленную серией шарнирных сбросо-взбрососдвигов (разрывы № 4, 6, 9, 11 по П.М. Захарову, 1977 г.; пояснения даны в тексте). (Условные обозначения см. на рис. 4)

Проблемы минерагении

Показательно, что смена кинематики разрывов №4, 6, 11 происходит только на глубоких горизонтах месторождения, причем с закономерным смещением снизу вверх от горизонта -20 м к горизонту +160 м, а также по мере удаления от разрыва №13 на восток, в сторону уменьшения сжимающих и увеличения растягивающих напряжений. В частности, у разрыва №4 инверсия кинематики происходит между горизонтами -20 и +40 м, у разрыва №6 – между горизонтами +40 и +100 м, а у разрыва №11 – между горизонтами +100 и +160 м. На более высоких горизонтах аналогичная инверсия кинематики происходит у разрыва № 9, который на горизонте +220 м является несогласным правым взбросо-сдвигом, а на горизонте +280 м превращается в несогласный левый сбросо-сдвиг.

Разрывы, у которых висячее и лежачее крылья перемещаются в противоположные стороны относительно оси вращения, ориентированной поперек или диагонально к простиранию сместителя, называются *шарнирными*. Главным их признаком является резкое изменение кинематического типа разрыва на противоположный по разные стороны от оси вращения, причем с удалением от последней амплитуда смещений по разрыву закономерно увеличивается. Упомянутые разрывы №4, 6, 9, 11 относятся именно к этому типу, причем смена их кинематики происходит не по простиранию, а по падению разрывов, и движения по ним имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую. Поэтому такие разрывы следует отнести к типу шарнирных сбросо-взбросо-сдвигов.

Итоговая деформация присдвиговой зоны растяжения на южном фланге месторождения выразилась в ее удлинении во всех трех направлениях. При общем падении южного фланга массива и рудной залежи на север это обусловило возникновение дугообразного изгиба пластичных слоев гипербазитов и более хрупких тел хромитов, как в плане, так и в разрезе. Выпуклая сторона этого изгиба в плане обращена на юг, т.е. в сторону восстания залежи, а в разрезе – на глубину, поэтому он немного напоминает изгиб синклинальной складки [17], особенно на нижних горизонтах с максимальными сжимающими напряжениями, хотя его образование целиком обусловлено дизьюнктивной тектоникой. Присутствие среди разрывов второго-четвертого порядков большого количества *шарнирных нарушений* с промежуточной сбросо-сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой является третьей отличительной особенностью дизьюнктивной тектоники Северного Сарановского массива. Впервые на шарнирный характер отдельных разрывов Главного Сарановского месторождения хромитов (разрывы № 13, 15, 16, 31, 34, 41) обратил внимание Р.Е. Остроумов в отчете о доразведке глубоких горизонтов месторождения (П.М. Захаров, 1977 г.), однако без объяснения причин и динамических условий их возникновения. Что касается разрывов № 4, 6, 9, 11, то их шарнирный характер отмечается нами впервые.

Проблемы минерагении

Четвертой особенностью дизъюнктивной тектоники Главного Сарановского месторождения является то, что разрывы первых трех порядков имеют криволинейную форму, как в плане, так и в разрезе, что обусловлено изменением направлений их простирания и падения. Такие разрывы с меняющейся по глубине кривизной поверхности сместителя относятся к типу *цилиндрических*. Особенностью этих разрывов является изменение их кинематики с глубиной, что связано именно с изменением кривизны и направления падения сместителя. Инверсия кинематики выражается в том, что если на нижних горизонтах такие разрывы представлены взбросами, то на верхних горизонтах они превращаются в сбросы и наоборот. Дополнительная особенность цилиндрических разрывов Главного Сарановского месторождения заключается в том, что при практически вертикальном залегании рудных тел любой из этих разрывов всегда имеет меньший угол падения, чем рудная залежь на участке пересечения ее дизъюнктивом. Поэтому если такой цилиндрический разрыв на участке смещения является согласным по отношению к нарушающему рудному телу, т.е. падает в ту же сторону, что и залежь, то его кинематический тип окажется противоположным по сравнению с несогласным или согласным кругопадающим разрывом.

Примером подобного типа дизъюнктивов служит разлом №4, нарушающий строение Центрального рудного тела (ЦРТ) на северном фланге Главного Сарановского месторождения и изображенный на попечном геологическом разрезе ЦРТ по разведочной линии –VI (рис. 4). Он разделяет хромитоносный гипербазитовый массив между горизонтами +300 и +160 м на два блока-пластины B_1 и B_2 . Разлом имеет криволинейную форму в плане и разрезе при северо-западном простирании ($C3\ 340^\circ$) и изменяющемся на разных горизонтах падении: от западного падения под углами $65\text{--}70^\circ$ на горизонте +280 м, через вертикальное залегание на горизонте +220 м до крутого восточного падения под углами $85\text{--}80^\circ$ на горизонте +160 м. Разрыв относится к кинематическому типу продольного цилиндрического несогласного взбросо-сброса с преобладанием сбросовой составляющей, за счет которой произошло удвоение разреза гипербазитового массива и сдавивание ЦРТ в попечных сечениях и на продольной вертикальной проекции (рис. 7). При пологом сместителе и крутом рудном теле такое *перекрытие в вертикальной плоскости* могут давать только сбросы, но не взбросы. Вертикальные перемещения по разрыву, оцениваемые в пределах первой сотни метров, сопровождались правосдвиговыми движениями той же амплитуды.

В основу подсчета запасов хромовых руд северного фланга Главного Сарановского месторождения положена модель тектонического строения, разработанная В.А. Зуевым в 1988-1997 гг. и откорректированная [14, 15] с учетом рассмотренных выше особенностей дизъюнктивной

Проблемы минерагении

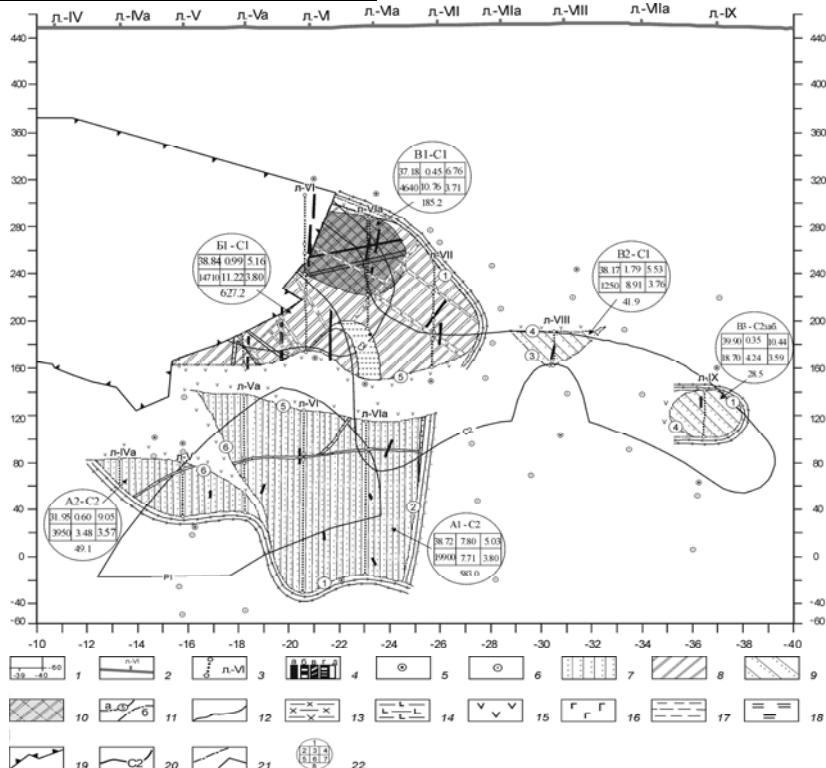


Рис. 7. Продольная проекция на вертикальную плоскость Центрального рудного тела (ЦРТ) северного фланга Главного Сарановского месторождения хромитов (по В.А. Зуеву, 1997): 1—вертикальная плоскость продольной проекции (горизонтальные линии – горизонты и их отметки, вертикальные – маркшейдерские оси и их номера); 2–проекции пересечений с земной поверхностью осевых линий ЦРТ в поперечных геологических разрезах и номера разведочных линий; 3–проекции линий пересечения плоскостей поперечных геологических разрезов с осевой плоскостью ЦРТ и номера разведочных линий; 4–проекции пересечений ЦРТ скважинами (а–кондиция, б–некондиция по CaO, в–некондиция по SiO₂, г–некондиция по Cr₂O₃, д–сведения о качестве руды отсутствуют); 5–6–проекции точек пересечения безрудных скважин с условным продолжением осевой плоскости ЦРТ (5) и разрывными нарушениями, срезающими ЦРТ (6); 7–10–проекции ЦРТ на вертикальную плоскость (рудные блоки: А (7), Б (8), В₁, В₂, В₃ (9) и участки их перекрытия (10)); 11–проекции разрывных нарушений (а–главных, б–второстепенных); 12–проекции геологических (литологических) границ и контактов; 13–18–породы, замещающие рудные тела в зонах тектонических и литологических выклиниваний (13–сланцы слюдисто-кварцевые федотовской свиты R_{3/d}, 14–вулканогенно-осадочные породы вильвенской свиты V_{1/vl}, 15–16–сарановский комплекс: 15–серпентиниты νσV, 16–габбро νV, 17–долериты вильвенского комплекса νV, 18–габбро-долериты дублинского комплекса νS₂-D₁); 19–контур ранее утверждённых отработанных запасов (Захаров, 1977); 20–контур запасов (C₂) и прогнозных ресурсов (P₁) северного фланга месторождения по данным поискового–оценочных работ (Зуев, 1987); 21–границы подсчётных блоков; 22–параметры подсчётных блоков: 1–номер блока и категория запасов; 2–4–содержания компонентов, %: 2–Cr₂O₃, 3–CaO, 4–SiO₂; 5–площадь блока (м²); 6–горизонтальная мощность ЦРТ (м); 7–объемная масса руды (т/м³); 8–запасы руды (тыс. т)

Проблемы минерагении

тектоники этого участка месторождения. Считается [3-5, 7-11, 16-18], что облик, близкий к современному, Сарановский массив приобрел в пострудный этап. В этот этап произошло перемещение отдельных частей протоинтрузивного габбро-гипербазитового массива в верхние горизонты земной коры в виде будинированных протрузивных блоков с одновременным внедрением даек пикритов и долеритов. Итогом пострудной истории массива явилась сложная мозаично-блоковая внутренняя структура [5], определяемая взаимоотношением большого количества разрывов разного порядка, возраста и кинематики. Ведущую роль в тектоническом строении Северного Сарановского массива и Главного Сарановского месторождения хромитов играют разрывы первых трех порядков.

К разрывам первого порядка отнесены субмеридиональные круто падающие полого волнистые разломы №1, 2 и 10 (нумерация разрывов по В.А. Зуеву), которые являются составляющими Сарановского глубинного разлома и определяют его общую структуру (рис. 4). Они заложились в дорудный этап, а в пострудный этап были подновлены тектоническими движениями, имевшими взбросо-правосдвиговый характер. Разлом №1 ограничивает гипербазитовый массив с запада, а разлом №2 – с востока при общем кругом падении навстречу друг другу. Оба разрыва расположены субпараллельно друг другу, имеют криволинейную форму, как в плане, так и в разрезе, и относятся к типу цилиндрических.

Разрывы второго порядка представлены субмеридиональными круто и полого падающими разломами, которые являются продольными по отношению к гипербазитовому массиву и ограничивают тектонические блоки второго порядка, имеющие форму узких выклинивающихся пластин и линз. Размеры блоков составляют от сотен метров до 1 км по простирианию, сотни метров по падению и от десятков до первых сотен метров в ширину, причем в северной части массива размеры блоков резко уменьшаются. На северном фланге месторождения В.А. Зуевым выделены три таких крупных субмеридиональных разлома №5, 4 и 3, которые ограничивают четыре тектонических блока (пластини) второго порядка – блоки А, Б, В и Г. Эти разломы развиты лишь в пределах гипербазитового массива, примыкают к ограничивающим массив разломам №1 и 2, имеют криволинейную форму, как в плане, так и в разрезе и относятся к типу цилиндрических. На нижних горизонтах, где при прорыве выжимании гипербазитового массива преобладали условия растяжения, такие разрывы представлены взбросами, но на средних горизонтах, где динамическая обстановка растяжения сменилась условиями сжатия, эти же разрывы преобразовались в сбросы (рис. 4).

Разрывы третьего порядка представлены продольными круто падающими и цилиндрическими дизьюнктивами, которые расчленяют продольные блоки-пластини А, Б, В и Г на более мелкие структуры тре-

Проблемы минерагении

тъего порядка. Последние имеют форму узких выклинивающихся тектонических пластин и линз, но значительно меньшие размеры по сравнению с блоками второго порядка. Длина таких блоков по простиранию измеряется десятками (до первой сотни) метров, длина по падению десятками метров, ширина – первыми десятками метров. Более высокой степенью нарушенности отличается северный фланг месторождения, который находится в зоне выклинивания массива гипербазитов.

Разрывы четвертого порядка представлены диагональными и субширотными полого падающими плоскими дизъюнктивами, имеющими прямолинейную форму в плане и разрезе. Они расчленяют продольные блоки второго и третьего порядка на более мелкие структуры размерами от 1 до 30 метров по простиранию и падению. В.А. Зуев считает, что разрывы этого ранга не распространяются за пределы субмеридиональных тектонических пластин второго и третьего порядка, однако показано [15], что это правило выдерживается не повсеместно. Падение и простирание диагональных разрывов четвертого порядка меняется в широких пределах, но всегда ориентировано косо по отношению к субмеридиональной системе. Среди них встречаются взбросы, сбросы, сдвиги и промежуточные нарушения, которые образуют характерные лестничные структуры. Амплитуды смещений по разрывам составляют метры и первые десятки метров, к ним часто приурочены дайки долеритов.

Рассмотренные особенности тектонического строения северного фланга месторождения иллюстрируются продольной проекцией Центрального рудного тела на вертикальную плоскость (рис. 7), совокупность которых представляет собой графическую геологическую модель разведанного участка и графическую основу подсчета его запасов. Как видно на рис. 7, представления о форме залежи в продольной вертикальной проекции по данным предварительной разведки изменились весьма существенно по сравнению со стадией оценочных работ, особенно в северной части разведенного участка. Оконтуривание Центрального рудного тела, выполненное на основе разработанных [13] временных кондиций, показало, что основные запасы северного фланга сосредоточены в его центральной части между маркшейдерскими линиями –15...–27 и что по содержаниям полезного и основных вредных компонентов эти запасы могут быть отнесены к балансовым категориям C_1 выше горизонта +160 м и категории C_2 ниже этого горизонта [13, 15]. Запасы же двух небольших тектонических линз, расположенных севернее маркшейдерской линии –27 следует отнести к забалансовым по экономическим и горнотехническим факторам, так как дополнительные затраты, связанные с их вскрытием и отработкой, не компенсируются извлекаемой ценностью добытой руды. Кроме того, руды северной тектонической линзы отличаются высоким содержанием вредного компонента SiO_2 .

Проблемы минерагении

Список литературы

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 248 с.
2. Берлянд Н.Г., Луцкина Н.В. Корово-структурный критерий хромитоносности Урала // Советская геология. 1985. № 1. С. 17-27.
3. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е., Мазаев Г.М. Уральские месторождения хромита. М.-Л.: ОНТИ, 1936. 240 с.
4. Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М.: Недра, 1979. 288 с.
5. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1979. Вып. 151. С. 70-81.
6. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений: Учебное пособие для вузов. 2-е изд. М.: Недра, 1985. 318 с.
7. Зимин И.А. К вопросу о тектонике Сарановского хромитового месторождения // Советская геология. 1939. № 1. С. 65-76.
8. Зимин И.А. Сарановское хромитовое месторождение // Минералогия Урала. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
9. Зимин С.С. Парагенезисы оphiолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973.
10. Ибламинов Р.Г. Геологическая история Сарановского месторождения хромовых руд – отражение истории развития региона // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. 2002. Вып. 4. С. 229-247.
11. Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
12. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
13. Набиуллин В.И. Обоснование временных разведочных кондиций к подсчету запасов хромовых руд по северному флангу Главного Сарановского месторождения // Вестник Пермского университета / Перм. ун-т. Геология. 2004. С. 59-68.
14. Набиуллин В.И. О кинематике сбросов, взбросов, сдвигов и разрывов промежуточных типов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. научно-практ. конф. / Перм. ун-т. 2005. С. 8-17.
15. Набиуллин В.И., Зуев В.А. Отчет о предварительной разведке северного фланга Главного Сарановского месторождения хромитов в Горнозаводском районе Пермской области за 1989-1997 гг. (подсчет запасов по состоянию на 1.01.2004 г.) / ФГУ "ТФИ по Пермской области". Пермь, 2004. 308 с.
16. Нечеухин В.М., Волченко Ю.А., Алисов В.Ю. Хромитовые системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 57.
17. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. В 3-х томах. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 172-224.
18. Перевозчиков Б.В. Мелко-, среднемасштабные прогнозные параметры хромитового оруденения Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. 2002. Вып. 4. С. 210-228.
19. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы Восточной Якутии // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 44-46.

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

На восточной окраине Соликамской впадины в пограничных осадках нижне- и верхнесоликамской подсвит зафиксирован перерыв в осадконакоплении, сопровождаемый корой выветривания.

Корообразованию предшествовала кратковременная морская трансгрессия [1]. Предположительно, здесь существовала лагуна раннесоликамского времени с вольфрамоносными рассолами и эвапоритами. Современным примером может служить оз. Сёрлз (в северо-восточной части пустыни Мохаве, штат Калифорния). Климат в районе оз. Сёрлз аридный, весьма близкий к климату пермского периода в Соликамской впадине. Вольфрам в оз. Сёрлз содержится в рассолах и эвапоритах с содержанием 0,05–0,008% WO₃. Два соленосных пласта на площади 90 км² содержат 170 тыс. т вольфрама. Насыщенный рассол озера содержит также до 180 г/т Li₂O при одновременно высоком содержании бора, сурьмы, фтора, мышьяка, фосфора и других компонентов. Особенno высоки содержания бора (до 4000 г/т) [2]. В связи с чем в мировой практике выделена вольфрам-галогенная формация [4].

В районе д. Гремячи (Усть-Игум) на границе морских и континентальных осадков в период корообразования эвапориты, по-видимому, выщелочены и здесь вольфрам совместно с медным оруденением связан с ожелезнением, т.е. имеет место гидроокисная минерализация вольфрама в цементе песчаников.

Впервые экспериментальные работы по выщелачиванию вольфрамовых минералов проведены E.W. Gannet в 1919 г. [5]. Им установлено, что при pH 6–7 гидроокислами железа соосаждается 60–80% вольфрама. Соосаждение вольфрама с гидроокислами марганца и органического вещества происходит в еще большей степени. На изучавшихся вольфрамовых месторождениях и рудопроявлениях гидраты окислов железа, марганца и вольфрама являются основными минералами кор выветривания. В зависимости от минерального состава первичных руд в корах выветривания в переменных, но обычно небольших, количествах встречаются скородит, тунгстит, бисмутит, малахит, азурит, редко халькозин, ковеллин, борнит, самородки меди и др. [3].

В 2001 г. были проведены поисковые работы на медистые песчаники в районе д. Гремяча (Графский рудник). Здесь в корах выветривания верхнесоликамских пород обнаружен новый тип медно-cobальт-

вольфрамового оруденения. При сравнительно невысоком содержании меди 0,1% установлено повышенное содержание вольфрама и кобальта. Вольфрам довольно распространенный элемент в пределах Графского участка. При кларке $2,0 - 10^{-4}$ % он образует концентрации от 100 до 300 г/т. Эти стратиформные образования сосредоточены в двух горизонтах: нижнем трансгрессивном и верхнем – регрессивном. Мощность горизонтов от долей до 1–2 м. Рудоконтролирующими породами являются желтовато-бурые песчаники с вертикально расположенными корнями растений с медной минерализацией. Вольфрам не характерен для осадочных месторождений медистых песчаников. Только для верхне-третичных красноцветных медистых песчаников Науката (Фергана) отмечается гидроокисная минерализация вольфрама.

Содержания молибдена в рудах и породах Графского участка часто оказываются в 2–3 раза выше кларка $2,0 \cdot 10^{-4}$ (по А.П. Виноградову). В отдельных пробах содержание молибдена достигает 10–15 г/т. Здесь он концентрируется совместно с медью, никелем и кобальтом. Содержание кобальта в пределах Графского участка близко к кларку ($2,0 \cdot 10^{-3}$). В медь-вольфрамовых горизонтах в отдельных пробах содержание кобальта выше кларка: пр.С-6/23 – 0,015%, пр.С-4/16 – 0,015%, пр.С-8/7 – 0,01%. В единичных пробах кобальт встречен в высоких концентрациях: пр.С-3/4 – 0,2%, пр.С-8/19 – 0,06%, пр.С-4/2 – 0,2%.

В сероцветах морского слоя часто отмечаются включения белого минерала с содержанием до 25–30% в цементе песчаников гравелитов и конгломератов. Белый минерал может оказаться содой или бурой (боратами) растворенных эвапоритов. Содержание бария не более 1%. В южном направлении вольфрам-кобальтовые накопления могут быть приурочены к проявлениям бурых железняков: в районе истоков Пожвы (Ивашковые Ямы), по правобережью р. Косьвы, в районе д. Понылка, рудник Мутнинский в верховьях рек Ник и Мутной (железорудная база Добрянского завода), где в бурых железняках отмечено повышенное содержание кобальта до 0,2% (устное сообщение В.З. Хурсика). Для района выхода на дневную поверхность вольфрамоносных горизонтов восточного борта Соликамской впадины в пределах листов 0-40-19 и 0-40-31 прогнозные ресурсы вольфрама по категории Р₃ равны 39,5 тыс. т.

Анализ развития сырьевой базы вольфрама за рубежом свидетельствует о все возрастающей роли в добыче сложных полиформационных месторождений, обладающих весьма крупными запасами. Стратиформный характер оруденения последних указывает на их промышленное значение и свидетельствует о необходимости разработки критериев прогноза таких месторождений.

Специфические особенности стратиформного вольфрамового оруденения существенно затрудняют его обнаружение при проведении по-

Проблемы минерагени

исково-оценочных работ. К таким особенностям относятся: 1) размещение минерализации среди практически неизмененных или слабо выветрелых пород; 2) преимущественное развитие слабовыраженной медно-свинцовой и цинковой минерализаций на границе сероцветной и красноцветной пачек или присутствие вольфрама в виде вольфрамат – иона в диспергированной форме в окисных минералах марганца, железа при скоплении органического вещества; 3) нетипичность геологической обстановки стратиформного проявления вольфрама в районе д. Гремяча (Усть-Игум) по сравнению со «стандартными» типами – грейзеновыми, скарновыми, тесно связанными с гранитоидами.

Список литературы

1. Болотов А.А. К вопросу о корреляции верхнепермских отложений в пределах Соликамской впадины // Материалы второй Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970. С. 32–33.
2. Вольфсон Ф.И. Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 120 с.
3. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. С. 191–193.
4. Марков К.А. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 263 с.
5. Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. Петроград, 1917. 388 с.

Ю.В. Шурубор

ООО «НК «Роснефть» - НТЦ», г. Краснодар

УРАЛЬСКИЙ АЛМАЗНЫЙ ПАРАДОКС

«Мысль изреченная есть ложь», – сказал замечательный русский поэт Ф.И.Тютчев, в одной фразе отразив большую ценность точных формулировок любых содержательных высказываний и крайнюю затруднительность их выработки. К сожалению, в опубликованных после 1997 г. работах по вопросам происхождения уральских алмазов, включая и наши статьи [22], требование точности формулировок зачастую игнорировалось, в связи с чем относящиеся к 1996 и 1997 гг. основополагающие публикации А.Я. Рыбальченко и его соавторов [7, 9, 10], И.И. Чайковского [13] и других исследователей обычно без достаточных оснований трактовались как доказывающие тезис о состоявшемся в середине 1990-х гг. открытии магматических первоисточников уральских алмазов. Безукоризненная формулировка найдена в 2004 г. в монографии В.И. Силае-

ва, И.И. Чайковского, В.И. Ракина и др. [1], охарактеризовавших события середины 1990-х гг. как приведшие не к открытию первоисточников как таковому, а лишь к признанию многими геологами инсигнитности ряда уральских внедолинных алмазных месторождений и проявлений по отношению к алмазопродуктивным образованиям существенно эндогенного происхождения, природа которых не вполне ясна до сих пор.

В датированном 1998 г. нашем сообщении [17] удачный термин «инсигнитность» не использован, но уже имелся в виду, поскольку отмечалась возможность такого «развития событий, что окончательное решение вопроса о первоисточниках уральских алмазов окажется отложенным до греческих календей», и освещались причины сложившегося положения:

1) уверенность большинства геологов в том, что почти все известные на Земле промышленные месторождения алмазов имеют своими первоисточниками кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва или вулканические кратеры;

2) склонность авторов нового представления о происхождении алмазов Урала строить свои заключения на основе мегауровенных взглядов на уральские внедолинные алмазоносные площади «с высоты птичьего полета» или «с космических высот», минуя шурфы и штуфы горных пород (макроуровень) и непосредственно переходя от петрографических шлифов (микроуровень) к геосферам и мелкомасштабным моделям приповерхностных слоев Земли (супермегауровень и мегауровень);

3) крайне неосторожное использование по отношению к внедолинным алмазоносным «ублюдковым» [22] горным породам Вишерского района западного склона Северного Урала терминов «туффизиты» и «флюидизатные образования», не подтвержденное обнаружением в этих породах значительных масс неэндогенного глубинного вещества, заведомо прошедшего через процесс флюидизации, и противоречащее несомненно инсигнитному происхождению [17] всех широко распространенных неэндогенных составляющих «туффизитов», в которых признаки дезинтеграции горных пород без течения отчетливо преобладают над локальными структурами течения (несколько позже значительные массы неэндогенного вещества, по мнению И.И. Чайковского и др. [15], поступившего на уровень распространения каменноугольных отложений из подвергшейся локальной флюидизации докембрийской осянинской свиты, отмечались в так называемой Пермяковской «диатреме» на Среднем Урале среди пород, близкое родство которых с «туффизитами» Северного Урала далеко не доказано);

4) затруднительность четкого разграничения «туффизитов» и материала мезо-кайнозойских отложений, нередко непосредственно граничащих с «туффизитами».

Проблемы минерагении

Последнюю из четырех указанных причин можно отнести к стоящим на стыке причин субъективных и объективных, а все другие носят чисто субъективный характер. В работе [17] называлась и пятая причина, ничего субъективного в себе не содержащая. Речь шла о том, что уже в 1998 г. стало ясно, что на находящихся на Северном Урале Рассольниковско-Волынских внедолинных алмазных месторождениях и проявлениях «наиболее алмазоносными могут оказаться разности (горных пород) с наименьшими содержаниями относительно слабо измененного изверженного материала или даже изверженного материала вообще (безотносительно к степени его изменения)» [17]. При этом не исключалось, что в силу действия последней причины «диагностику алмазоносных пород придется базировать ... на характерных минералах (имелись в виду специфические для Урала минералы-индикаторы алмазоносности), не считаясь с тем, удастся ли дать генетическое обоснование их характерности».

Как ни печально это осознавать, сегодня, спустя почти десять лет после признания значительной частью геологов инситности и субинситности большинства уральских внедолинных алмазных месторождений и проявлений, наш скептический прогноз относительно диагностики сбывается и при том едва ли не в худшем из возможных вариантов. Например, в монографии [1] связь предположительно алмазоносных брекчированных известняков и карбонатных брекчий Самаринского Лога (западный склон Среднего Урала) с эндогенными процессами аргументируется не ссылкой на петрографические шлифы магматических горных пород или хотя бы на несомненные минералы – первичные спутники алмазов, а лишь указанием на наличие в зоне брекчирования «минералов тяжелой фракции, эпигенетичных по отношению к известнякам» и представленных базит-гипербазитовой, метаморфической, эксплозивной и гидротермально-гидролизной ассоциациями. На фоне использования индикаторного набора минеральных ассоциаций наши надежды на удобную для практического применения диагностику по конкретным минералам-индикаторам алмазоносности выглядят несбывшейся мечтой. И вряд ли можно найти более убедительное подтверждение того, что кризис перехода от констатации инситности и субинситности уральских внедолинных алмазных месторождений и проявлений к полному выяснению их природы, наметившийся в 1998 г., не только не преодолен, но существенно усилился, чему способствует то, что перечисленные выше субъективные причины возможного затягивания окончательного решения вопроса о первоисточниках уральских алмазов действуют и теперь, хотя и в несколько трансформированном виде.

Даже самые плодотворные новейшие попытки уйти от «взгляда с высоты птичьего полета» выглядят малоудовлетворительными из-за их направленности на пополнение данных мегауровня сразу информацией

микроуровня, минуя макроуровень детальной геологической съемки, конкретной горной выработки, большого штуфа и т.п. К примеру, авторы монографии [1] на основе исследования алмазных кристаллов (микроуровень) убедительно обосновывают представление о генетической не тождественности уральских и «кимберлитовых» алмазов, имеющее большую научную ценность, но мало что дающее для практически наиболее значимой конкретизации макроуровенных сведений о «линейных зонах брекчирования доломитизированных известняков», из которых, по мнению авторов монографии, происходят исследованные ими алмазы. Остается под вопросом оправданность склонности авторов монографии увязывать алмазоносность Самаринского Лога с наличием здесь «жилообразных тел, сложенных апотуфовыми глинами», и «обломков» (может быть, камерных импрегнаций? – Ю.Ш.) «измененного (глинизованного. – Ю.Ш.) пирокластического (интрузивно-туфового) материала» в карбонатных брекчиях. Непонятно, есть ли что-то общее между упомянутыми «обломками» и теми странными пустотами с глинистыми примазками, которые характерны для колчимских (лландоверийских) доломитов территории Рассольниково-Волынских месторождений и алмазопоявлений, но, насколько нам известно, обычно не упоминаются в публикациях.

Возникает впечатление, что для современных исследований по алмазоносности Урала типично удивительное пренебрежение явлениями макроуровенного статуса. Много говорится о супермегауровенных кратонах и кратонных окраинах; о лампроитах, жилы которых встречены на расстоянии в несколько сотен километров от основных алмазоносных районов Урала; о в общих чертах отражающих макроуровенные факторы списках минералов, зафиксированных в «туффизитах» и близ тел этих пород на Урале; об алмазных кристаллах внедолинных уральских алмазопоявлений; об изотопном составе (уже ультрамакроуровень) вещества «туффизитов». Но крайне редко появляются в печати крупномасштабные карты внедолинных алмазоносных площадей и детальные геологические профили «туффизитовых» тел. Известные в некоторых алмазоносных районах западного склона Урала с 1960-х гг. [16] дайкообразные тела эксплозивных брекчий и туфобрекчий пикрит-калилампрофирового состава (информация верхней части макроуровня), кажется, совсем не интересуют большинство геологов, устремивших свои взоры на лампроитовые прожилки близ Челябинска (уход на общеуральский уровень). И в 2003 г. нам пришлось повторить описание эксплозивных брекчий и туфобрекчий в статье [24], едва ли не на 100% базирующейся на материалах почти сорокалетней давности. Видимо, невнимание к макроуровню в данном случае есть нечто более серьезное, чем плод недомыслия.

О макроуровне просто «говорить страшно». Какой смысл обращаться к рассмотрению уральских дайкообразных тел пикрит-

Проблемы минерагении

калилампрофировых эксплозивных брекчий и туфобрекчий, если, несмотря на их присутствие в «истоках» многих кайнозойских аллювиальных и пролювиальных алмазных россыпей, находки алмазов в этих телах единичны и сомнительны [22]? Как можно решиться опубликовать вполне объективно отражающий действительность геологический профиль фактически очень четко картируемого «туффизитового» тела, если при этом придется показать, что, по меньшей мере, наиболее богатые алмазами пробы взяты не по самому телу, а в его окрестностях? Чтобы «не высечь самим себя», соединяют «туффизитовое» тело и часть элементов его окружения в искусственную (о чем никакого предупреждения обычно не делается) целостность и получают такое единство, где есть и алмазы, и вещества магматической природы. Как свидетельствует работа [3], после этого тот, кому идея инсистности алмазов нравится, может говорить, что здесь мы имеем дело со сложно построенным магматическим первоисточником, а кому не нравится – может утверждать, что площади развития хотя бы относительно древних зачастую легко карстующихся «туффизитов» есть лишь очень подходящие места для накопления алмазов, связанных, к примеру, с четвертичными флювиогляциальными отложениями.

Все сказанное заставляет нас говорить об уральском алмазном парадоксе (УАП). Суть УАП заключается в следующем. На западном склоне Северного и Среднего Урала имеется много больших (десятки, иногда сотни квадратных километров) и малых (первые гектары) площадей, относительно каждой из которых можно утверждать, что в ее пределах есть и горные породы (дайкообразные тела эксплозивных брекчий и туфобрекчий, зоны магматогенных импрегнаций, не перемещенные и мало перемещенные продукты разрушения тех и других, образованные веществом упомянутых тел, зон, продуктов – «выдавыши» типа дислокационных диапиров и грязевулканических образований [18]), которые в принципе могут рассматриваться в качестве возможных первоисточников (дайкообразные тела, зоны магматогенных импрегнаций) или субпервоисточников (не перемещенные и мало перемещенные коры выветривания истинных первоисточников и «выдавыши» материала последних в иное геологическое окружение) алмазов, и внедолинные алмазные месторождения и проявления. Но в подавляющем большинстве случаев в наиболее уверенно идентифицируемых вероятных первоисточниках и субпервоисточниках концентрация алмазов крайне низкая, а на самых богатых алмазных внедолинных месторождениях и проявлениях магматогенное вещество обычно встречается в очень малых количествах и в столь измененном состоянии, что вполне надежная идентификация его природы зачастую оказывается невозможной. Образно говоря, чаще всего горные породы – «очевидные» возможные первоисточники алмазов – лишь

«пахнут алмазами», а внедолинные алмазные месторождения и проявления только «издают аромат первоисточников». Если в будущем где-то на Урале и найдется геологическое тело с высокими концентрациями алмазов, сложенное горными породами, в возможности отнесения которых к первоисточникам алмазов нельзя усомниться, то это мало изменит общую ситуацию: на большинстве других площадей мы все же имеем дело с изредка частично перекрывающими друг друга приповерхностными объемами земной коры, один из которых может рассматриваться как место локализации вероятного первоисточника со слабым «запахом алмазов», а другой – как алмазное месторождение или проявление, слегка «пахнущее первоисточником».

Этот «мир алмазных запахов», с точки зрения геолога-поисковика, весьма далек от мира кимберлитовых трубок с ведущими к ним «пироповыми дорожками». Он характерен для западного склона Северного и Среднего Урала, но нечто подобное с XVIII в. известно в Бразилии, теперь намечается в некоторых алмазоносных районах Сибири [2], в Беломорье [1] и в других регионах России и мира. Однако Урал сегодня оказался единственным местом, где вполне разобраться в «мире алмазных запахов» можно уже в течение ближайших 3–5 лет. В алмазоносных районах Урала степень метаморфизации горных пород существенно ниже, чем в Бразилии. На Урале наблюдается на редкость простая упорядоченность в пространственном размещении алмазных месторождений и проявлений (Восточная и Западная алмазоносные полосы), имеется масса небольших по площади участков, окруженных давно известными алмазными кайнозойскими аллювиальными россыпями и явно перспективных для поисков внедолинных месторождений и проявлений алмазов. Наиболее здравомыслящие российские геологи, исходя из собственного опыта, к концу XX в. потеряли веру в уральские (и близуральские) кимберлитовые трубы и «пироповые дорожки», многие не сомневаются в инсигнатности уральских алмазов. Наконец, на Урале уже родились новые представления о причинах его алмазоносности, согласно работе [1], принявшие формы флюидизатно-эксплозивной концепции (ФЭК) и гипотезы эпигонального алмазопродуктивной пульверации (ГЭГАПП).

ФЭК, нам кажется, вряд ли способна объяснить УАП – несомненный факт некоторого, обычно небольшого пространственного разобщения наиболее богатых внедолинных алмазопроявлений и почти заведомых первоисточников интересующего нас драгоценного камня. Впрочем, авторы ФЭК [7, 9, 10, 12] могут с этим нашим выводом не согласиться, но это не отменит того обстоятельства, что ГЭГАПП сформулирована нами в 2001 г. [22], прежде всего, с учетом тогда уже осознавшегося УАП. Поэтому простое изложение сути ГЭГАПП неизбежно приобретает характер объяснения природы уральского алмазного парадокса.

Проблемы минерагении

В рамках ГЭГАПП наблюдаемая ныне алмазоносность западного склона Урала предполагается предопределенной событиями, приходящимися на конец раннего – начало позднего силура, когда в рассматриваемом регионе имел место непродолжительный, но почти повсеместный перерыв осадконакопления, сопровождавшийся довольно интенсивной и своеобразной вулканической деятельностью. Шло формирование дайкообразных (может быть, первоначально более изометричных в плане, но позже приобретших дайкообразный облик или даже разорванных на части в результате герцинского орогенеза) тел пикрит-калилампрофирового (точнее, пикрит-калимончикитового) состава и внедрение мелких (вплоть до миллиметровых и микроскопических) камерных и прожилковидных импрегнаций преимущественно калилампрофировых горных пород в приповерхностные зоны предпозднесилурийской земной коры. По отношению к процессу внедрения мелких импрегнаций нами предложено использовать термин «пульверация» [19], производными от которого являются термины «пульва» (элементарная импрегнация), «пульвер» (участок зоны развития пульверации с повышенной насыщенностью пульвами), «пульверит» (горная порода, слагающая пульвер; термин, предназначенный для замены используемых другими исследователями терминов «туффизит» и «ксенотуффизит», по нашему мнению [17], наталкивающих на ложные аналогии). Возможно, имело место и формирование выходящих на уровень поверхности предпозднесилурийского размыва отдельных вулканических кратеров, эндогенная компонента выполнения которых тоже имела состав, близкий к пикрит-калилампрофировому. Скорее всего, пульверация в какой-то мере предшествовала процессам дайкообразования (и кратерообразования?), поскольку, с одной стороны, в дайкообразных телах пульвы пока что не зафиксированы, а с другой стороны, материал пульв отличается от материала, преобладающего в дайкообразных телах, повышенной калиеносностью и более четко выраженным признаками высокой газонасыщенности вещества-источника материала пульв, т.е. эндогенные флюиды, сформировавшие пульвы, были более подвижными, чем флюиды, сформировавшие дайкообразные тела, а более подвижные флюиды могли достичь земной поверхности раньше, чем менее подвижные.

Мagma, давшая начало предпозднесилурийским (будем использовать этот термин для горных пород, образовавшихся в конце раннего – начале позднего силура) западноуральским вулканитам, по-видимому, содержала значительное количество алмазных кристаллов, подвергавшихся растворению в ходе движения магматического флюида к поверхности Земли. Много алмазных кристаллов сохранилось в быстро охлаждавшихся (из-за своих малых масс, высокой скорости движения по направлению к земной поверхности и выделения больших объемов га-

зов), особенно сильно газонасыщенных порциях флюидов, ставших источником вещества приповерхностных пульв, что и привело к формированию эпигоризонта алмазопродуктивной пульверации (ЭГАПП), приуроченного к первым нескольким десяткам или сотням метров, прилегающим снизу к поверхности предпозднесилурийского размыва. Положение ЭГАПП контролируется именно этой поверхностью, а сам эпигоризонт может проходить по любым доверхнесилурийским горным породам, во время предпозднесилурийского вулканизма примыкающим снизу к тогдашней земной поверхности (включая поверхности дна водных бассейнов). Почти столь же благоприятными для сохранения значительной части алмазов могли быть пока что не отмеченные на территории западного склона Урала кратерные фации пикрит-калилампрофировых вулканитов (сохранение немалого количества алмазов ввиду быстрого охлаждения эндогенных флюидов при их контаминации материалом горных пород, в которых находится кратер). В то же время флюиды, давшие начало дайкообразным телам, охлаждались медленнее, а поэтому, как показывает опробование, объемы которого, к сожалению, очень малы, в указанных телах обычно содержатся только единичные алмазные кристаллы.

Таким образом, в начале позднего силура на западном склоне Урала существовало три или четыре типа первоисточников алмазов:

- 1) дайкообразные, если не трубкообразные, возможно, с силловыми апофизами, значительные по размерам (многие десятки и первые сотни метров на горизонтальных проекциях) тела вулканитов пикрит-калилампрофирового состава с единичными алмазными кристаллами;
- 2) охватывавшие больше четверти площади региона породы ЭГАПП, в силу своего огромного суммарного объема содержащие большие запасы алмазов при обусловленной низкой средней насыщенностью эпигоризонта пульвами очень невысокой концентрации алмазов в расчете на единицу объема всех слагающих эпигоризонт горных пород;
- 3) пульверы – участки ЭГАПП с аномально высокими по насыщенности пульвами, в которых (участках) могли быть значительные запасы алмазов в концентрациях, близких к промышленным;
- 4) пока что не выявленные кратерные накопления пикрит-калилампрофирового материала, которые в принципе могут характеризоваться и довольно высокими концентрациями алмазов и немалыми запасами.

Понятно, что практически интересными нужно считать кратерные отложения, наличие которых на Урале еще не подтверждено наблюдениями, и пульверы, уже наблюдавшиеся в Вишерском алмазоносном районе [20, 22]. Породы ЭГАПП, не входящие в состав пульверов, и дайкообразные тела вулканитов – это первоисточники алмазов, перспективы про-

Проблемы минерагении

мышленного освоения которых из-за присущих им очень низких валовых концентраций алмазов близки к нулю. Однако эти первоисточники могли дать начало своего рода субпервоисточникам, представленным не перемещенными и мало перемещенными корами выветривания ЭГАПП и дайкообразных тел [21]. В данном отношении особенно важен ЭГАПП, запасы алмазов в котором могут быть весьма большими, но за пределами пульверов первоначально крайне рассеянными в пространстве.

Первый, слабо выраженный в современном геологическом разрезе этап формирования кор выветривания ЭГАПП – начало позднего силура – практически совпадает во времени с завершением рассматриваемого пикрит-калилампрофирового вулканизма и началом лудловского осадконакопления. Он был коротким и закончился «консервацией» пикрит-калилампрофировых вулканитов и их не получивших значительного развития позднесилурийских кор выветривания под перекрывающими всю территорию региона преимущественно карбонатными лудловскими отложениями. Там, где лудловские отложения сохранились в современном геологическом разрезе, мы и сегодня должны в основном ориентироваться на поиски пульверов и кратерных вулканитов, если последние все же есть в нашем регионе.

Иначе обстоит дело на территориях, где лудловский покров был уничтожен одним из послесилурийских размывов. Самый древний из таких размывов приходится на раннедевонское (предэмское) время. Если предэмский или один из более поздних девонских, карбоновых, пермских, мезо-кайнозойских размывов на том или другом участке западного склона Урала с его предпозднесилурийским ЭГАПП опустился заметно ниже подошвы ЭГАПП, от эпигоризонта ничего не осталось, и соответствующие участки для поисков промышленных алмазных месторождений любого типа (обычно включая и кайнозойские аллювиальные россыпи) никакого интереса не представляют. Интересны только участки, на которых один из послесилурийских размывов «врезался» в ЭГАПП и остановился на этом уровне, а еще выше участки, где сохранились следы двух или большего количества послесилурийских размывов, каждый из которых останавливался на уровне ЭГАПП, особенно, если последующие размывы всегда доходили лишь до кор выветривания ЭГАПП, сформировавшихся в связи с предшествующими размывами. Именно такие участки перспективны для поисков уже не столько первоисточников алмазов, сколько субпервоисточников – разновозрастных, желательно многостадийных, не перемещенных и мало перемещенных кор выветривания ЭГАПП (и дайкообразных тел), освободившихся в ходе выветривания от большей части слагавшего эпигоризонт вещества, но сохранивших значительную часть ранее сдерживавшихся в унесенных массах алмазов и, прежде всего, крупных алмазов.

По нашим данным [22], на западном склоне Северного и Среднего Урала есть богатые алмазами высокого качества не перемещенные и мало перемещенные коры выветривания ЭГАПП предэмского и мезо-кайнозойского возрастов, а также двухстадийные коры, в которых мезо-кайнозойское выветривание наложено на предэмские коры выветривания. В то же время имеются основания предполагать возможность существования средне- и позднедевонских, карбоновых, одностадийных, двухстадийных (чаще всего в сочетании с мезо-кайнозойскими) или более многостадийных (например, предэмско–предфранкско–мезо-кайнозойских) алмазоносных кор выветривания ЭГАПП. Сама обширность перечня возможных датировок, использование в перечне очень обобщенных терминов («мезо-кайнозойская кора выветривания», «карбоновая кора выветривания») наводят на мысль, что многие реальные алмазные месторождения и проявления, связанные с корами выветривания ЭГАПП, в смысле их точной датировки могут оказаться уникумами. Поэтому попытка разработки детальной классификации уральских алмазных месторождений и проявлений, связанных с корами выветривания ЭГАПП, по возрастному признаку представляется лишенной практической ценности. В каждом случае для точного отражения действительности конкретное алмазное месторождение или проявление, связанное с корой выветривания ЭГАПП, нужно характеризовать наиболее точным указанием возраста образующей его коры выветривания, особенно подчеркивая неодностадийность формирования последней, если для этого будут основания.

К рассмотренным пятью типам алмазоносных образований – дайкообразные пикрит-калилампрофировые тела; ЭГАПП в его обычном состоянии (низкая насыщенность пульвами); приуроченные к ЭГАПП пульверы; теоретически возможные кратерные отложения; коры выветривания ЭГАПП – можно для логической полноты добавить коры выветривания дайкообразных тел, пульверов, кратерных отложений. Но вероятность обнаружения этих «дополнительных» типов мала: площади распространения дайкообразных тел, пульверов, кратерных накоплений, как минимум, на 2-3 порядка меньше площадей распространения ЭГАПП. Кроме того, имея дело с пульвером или кратером, изначально характеризовавшимся довольно высокой концентрацией алмазов, вряд ли есть необходимость противопоставлять этому объекту его кору выветривания, содержащую алмазы в концентрациях, лишь немногим более высоких. Что касается кор выветривания дайкообразных тел, начальные концентрации алмазов в которых столь же или еще более низки, чем в обычных зонах ЭГАПП, для соблюдения логической корректности нашей классификации достаточно термин «коры выветривания ЭГАПП» считать сокращенным вариантом более точного термина «коры выветрива-

Проблемы минерагении

ния ЭГАПП в обычном состоянии и бедных алмазами дайкообразных тел».

Все указанные уральские первоисточники алмазов и их палеозойские коры выветривания в конце палеозоя – начале мезозоя, очевидно, должны были испытать на себе воздействия герцинских тектонических (дислокационных) процессов. Одним из последствий этих воздействий стало частичное выдавливание имевшихся в палеозойских и допалеозойских толщах значительных по объему масс вещества особо пластичных горных пород на более высокие стратиграфические уровни с образованием специфических геологических тел, которые мы именуем [18, 22, 23] дислокационными диапирами. Повышенной пластичностью из-за своей высокой глинистости характеризовались породы пикрит-калилампрофировых дайкообразных тел, кратеров, некоторых пульверов и кор выветривания предпозднесилурского ЭГАПП. Поэтому на западном склоне Урала появился шестой тип носителей алмазов – относящиеся к субпервоисточникам герцинские дислокационные диапиры, содержащие вещество, происходящее из слабо алмазоносных дайкообразных тел, может быть, из обычно более богатых алмазами кратеров, пульверов и палеозойских кор выветривания ЭГАПП.

Есть основания [18, 23] считать, что процессы выдавливания пластичных масс на более высокие гипсометрические уровни на западном склоне Урала продолжались, постепенно затухая, в среднем и позднем мезозое и даже в кайнозое (включая голоцен), что привело к формированию разномасштабных грязевулканических образований. Среди последних могут быть и представляющие седьмой тип носителей алмазов субпервоисточники грязевулканической природы, сложенные материалом, выданным из слабо алмазоносных дайкообразных тел, более алмазоносных кратеров, пульверов и кор выветривания ЭГАПП, а также из содержащих какое-то количество алмазов дислокационных диапиров.

Для полноты классификации в качестве восьмого типа носителей алмазов в нее следует включить содержащие алмазы мезо-кайнозойские коры выветривания дислокационных диапиров и грязевулканических построек (еще один вид субпервоисточников?), а в качестве девятого – ископаемые древние (домезозойские) и молодые (преимущественно четвертичные, редко неогеновые или более старые, но послепалеозойские) аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и другого происхождения алмазные россыпи, сформировавшиеся в относительном удалении от первоисточников и субпервоисточников и трактуемые как «вторичные» месторождения «дальнего сноса».

Существование алмазосодержащих диапиров и грязевулканических построек усиливает УАП, по меньшей мере, в глазах тех исследователей, которыми хотя бы часть этих образований воспринимается в каче-

стве диатрем [5, 6, 8, 15]. Обнаружив такую «диатрему», можно вообразить, что мы имеем дело с истинным последевонским, послесреднекарбоновым, мезозойским, палеогеновым или неоген-четвертичным первоисточником алмазов, особенно, если в «диатреме» будут встречены реликты пикрит-калилампрофировых пород, алмазы или минералы, считающиеся «мировыми» или уральскими индикаторами алмазоносности. Список явно послераннедевонских, послесреднекарбоновых, послетриасовых или еще более молодых диатремоподобных образований, уже найденных и предполагаемых по геофизическим данным на западном склоне Урала и в Предуралье, с каждым годом растет, но находки алмазов в этих образованиях пока что единичны или сомнительны [5, 6, 8]. Опять получается, что там, где алмазы «должны быть», их практически нет, в чем и заключается одна из двух сторон УАП, в то время как другая его сторона – находки значительных концентраций, по всей видимости, инситных или субинситных алмазов в местах, «издающих только легкий аромат первоисточников и субпервоисточников» или лишенных даже этого признака.

Очевидно, одной из предпосылок формирования богатых алмазами кор выветривания ЭГАПП является литологический состав тех зон ЭГАПП, по которым образовались повышенно алмазоносные коры выветривания. Если определенная зона ЭГАПП была сложена химически устойчивыми кластическими горными породами с относительно крупными зернами, то вряд ли можно рассчитывать, что реликт этих пород, сохранившийся в виде коры выветривания, окажется существенно обогащенным алмазами (не считая теоретически мыслимого случая коры выветривания специфического «галечно-гравийного типа»: вынесено все, кроме самых крупных кластических частиц и наиболее крупных алмазных кристаллов). Более благоприятны для формирования обогащенных алмазами кор выветривания зоны ЭГАПП, сложенные преимущественно глинистыми породами (глинистое вещество «отмучивается» и выносится, более крупные кластические частицы и значительная часть алмазов остаются, что может привести к существенному обогащению коры выветривания алмазами по отношению к исходным слабо алмазоносным породам ЭГАПП). Но самыми перспективными для формирования промышленно алмазоносных кор выветривания, естественно, следует считать зоны ЭГАПП, сложенные карбонатными и другими легко растворяющимися при выветривании горными породами, так как коры выветривания последних выступают в качестве своего рода «нерасторимого остатка», одним из компонентов которого оказываются алмазы.

По-видимому, важен не только литологический состав ЭГАПП, но и минеральный состав содержащихся в эпигоризонте пульв как основных носителей алмазов. К сожалению, наши сведения о пульвах пока что носят крайне фрагментарный характер. Первыми объектами наблюдения

Проблемы минерагени

были рудно-слюдяные пульвы, вероятно, нередко замещающиеся рудно-глинистым материалом [19, 22]. Очень похожи на пульвы встречающиеся в горных породах, предположительно принадлежащих ЭГАПП, инъекции изредка относительно свежего, а чаще сильно глинизированного, реже карбонатизированного разнообразного по своей структуре, иногда содержащего рудные минералы вулканического стекла. Слюды (обычно темноцветные), глинистые минералы, измененное вулканическое стекло широко представлены и в дайкообразных пикрит-калилампрофировых телах, но в последних также много карбонатных минералов. Нами описаны [24] не только включения и прожилки карбонатов, придающие породам дайкообразных тел брекчиевидный облик, но и так называемые туфобрекции безмикролитовых пикритовых порфиритов (ТББМПП) – существенно карбонатные (кальцит и доломит) породы с включениями богатого калием хлорофейтизированного вулканического стекла, в котором много лейкоксена и есть псевдоморфозы карбонатов и кварца по крупным (несколько миллиметров) порфировым вкрапленникам оливина (вкрапленники присутствуют, а микролитов нет совсем). От всех других пород из дайкообразных тел ТББМПП отличаются явно повышенными валовыми (без пересчета на массу некарбонатного вещества) содержаниями калия, титана, хрома, никеля, ниobia и по этой причине могут рассматриваться как «наиболее симптоматичные представители» богатой калием щелочно-ультраосновной (?) магмы, которая дала начало пикрит-калилампрофировым предпозднесиурийским вулканитам западного склона Урала. Широкое распространение карбонатных минералов в дайкообразных телах и geoхимическая специфичность ТББМПП позволяют предположить, что часть пульв в ЭГАПП может иметь преимущественно карбонатный состав, что именно карбонатные пульвы могут характеризоваться повышенной встречаемостью в них алмазов. Но из-за постоянно проявляющейся перекристаллизации карбонатных минералов карбонатные выделения в штуфах и петрографических шлифах идентифицируются в качестве пульв гораздо менее уверенно, чем пульвы слюдяные, глинистые и сложенные измененным вулканическим стеклом.

Таким образом, можно говорить о глинизуемых рудно-слюдяных пульвах; о глинизуемых и карбонатизуемых, содержащих рудные минералы пульвах, сложенных вулканическим стеклом; о карбонатных пульвах; может быть, об изначально глинистых (монтмориллонитовых?) пульвах. Не исключено, что основными носителями алмазных кристаллов являются карбонатные (и изначально глинистые?) пульвы. Сверх того, частое присутствие на уральских алмазах примазок редкоземельных «алюмо-сульфато-фосфатов ряда флюорит-гансдаллит-санбергит-видхаузит» [4] заставляет допускать возможность существования в породах ЭГАПП алюмо-сульфато-фосфатных или даже галоге-

нидных пульв, не исключая предположения об особенно частой встречаемости алмазов как раз в этих пока что непосредственно не наблюдавшихся пульвах (редкоземельные алюмо-сульфато-фосфаты, особенно флюоренсит, нередко встречаются в шлиховых пробах «туффизитов», но в штуфах и петрографических шлифах, насколько нам известно, их еще не видели). Если наиболее частой встречаемостью алмазов характеризуются сложенные относительно легко растворимыми минералами карбонатные, алюмо-сульфато-фосфатные (тем более галогенидные) пульвы, то вероятность случайного (заранее тщательно не спланированного) обнаружения и уверенной диагностики (имеется в виду диагностика, включающая определение первичных условий нахождения минералов в породах ЭГАПП) в выходящих на земную поверхность породах ЭГАПП и в их корах выветривания минералов, с которыми алмазы чаще всего ассоциируются в пульвах, приходится оценивать как чрезвычайно низкую. Это обстоятельство еще больше усугубляет УАП, одной из сторон которого оказывается противоречие между инсигнитностью и субинсигнитностью алмазов и крайней редкостью ситуации их сопровождения несомненными реликтами вещества основных истинных первоисточников, каковыми являются приуроченные к ЭГАПП пульвы.

Для эффективного управления поисками и разведкой внедолинных уральских алмазных месторождений, а тем более для выхода на разделяемое всеми геологами решение проблемы происхождения уральских алмазов абсолютно необходимы всеобщее признание существования и полное понимание сути УАП, выработка средств преодоления последствий парадокса, препятствующих (последствия) успешному проведению поисково-разведочных и научно-исследовательских работ. Цель настоящей статьи – способствовать признанию существования и правильной трактовке УАП. Что касается средств преодоления вредных последствий парадокса, это особая тема, к детальному рассмотрению которой автор статьи пока что не вполне подготовлен.

Единственное, что уже можно утверждать об упомянутых средствах, все они так или иначе должны опираться на сведения об уральских минералах-индикаторах алмазоносности, детализированных до выяснения происхождения их индикаторных свойств (соединение с алмазами еще в мантии, сходство с алмазами по условиям сохранения на путях движения эндогенных флюидов к земной поверхности, приуроченность к зонам развития алмазопродуктивного вулканализма, совместное нахождение в пульвах, присоединение к алмазам в процессе формирования кор выветривания ЭГАПП и т.д.). Такого рода детализация труднодостижима, что можно проиллюстрировать на примере образований, обычно относимых к упоминавшейся выше эксплозивной ассоциации.

Проблемы минерагени

В 1997 г. при изучении «туффизитов» Северного (Вишерского) Урала [13] обращено внимание на так называемые расплавные сферулы, представленные сульфидными, оксидными (вюстит) и самородными образованиями. Расплавные сферулы отнесены к характерным индикаторам «эксплозивно-инъекционной стадии» формирования Рассольниковско-Волынских внедолинных алмазных месторождений и проявлений. В 1998 г., уже в какой-то мере осознавая существование УАП, автор настоящей статьи, имея в виду расплавные сферулы, высказал предположение, что «данные И.И.Чайковского могут оказаться едва ли не ключевыми в деле уточнения ... представлений о природе алмазоносных эксплозитов Вишерского Урала и полезными при разработке эффективных приемов идентификации алмазоносных фаций этих ... пород» [17].

Довольно полное описание расплавных сферул и других «эксплозивных минералов» дано И.И. Чайковским в 2001 г. в монографии [14], где обращено также внимание на наличие подобных образований в напрямую контактирующем с космосом лунном грунте (реголите). Несмотря на отмеченное сходство, И.И. Чайковский и многие другие исследователи почти безоговорочно относят расплавные сферулы, известные в алмазоносных отложениях как Северного, так и Среднего Урала, и встречающиеся совместно со сферулами минералы с явно ударными вмятинами и округлыми углублениями (тоже ударные вмятины или следы газовых пузырьков?) на поверхностях зерен к эксплозивной ассоциации, присутствие которой используется в качестве одного из важнейших аргументов в пользу представления об эндогенной природе многих уральских алмазоносных и предположительно алмазоносных внедолинных горных пород. При этом игнорируется возможное предположение, что расплавные сферулы, как и похожие на них образования в лунном реголите, могут быть продуктом воздействия на вещество земной поверхности космических факторов и выступать не в качестве признака эндогенности «туффизитов», а в качестве атрибута многостадийных кор выветривания горных пород, очень длительное время находившихся на земной поверхности и подвергавшихся пусть ослабленному атмосферой, но в силу своей большой продолжительности далеко не бесследному воздействию космических агентов.

Если учесть указанное предположение, то приходится сделать вывод, что изучение расплавных сферул и минеральных зерен с ударными вмятинами и округлыми углублениями, в перспективе действительно способное много дать для уточнения представлений о происхождении внедолинных алмазоносных горных пород Урала и для нейтрализации вредных последствий УАП, сегодня еще не может считаться особенно полезным. Вначале нужно с полной определенностью выяснить, каков генезис этих образований – земной эндогенный или космогенный. По-

следние данные Ю.А. Рыбальченко и Т.М. Рыбальченко [11], скорее всего, говорят в пользу космогенности расплавных сферул (в упомянутой работе, правда, использован термин «рудные сферулы», отношение которого к термину «расплавные сферулы» не раскрыто): на весьма представительном материале показано, что сферулы встречаются в не алмазоносных и большей частью не содержащих обломков «эффузивных пород» пробах «туффизитов» Вишерского Урала примерно в 3,5 раза чаще, чем в большинстве случаев содержащих обломки «эффузивных пород» алмазоносных пробах «туффизитов» той же территории.

Следовательно, весьма высокая неопределенность в вопросе о причинах алмазоиндикаторных свойств присуща даже «эксплозивной ассоциации» – сегодня практически общепризнанному показателю присутствия в горных породах западного склона Урала реликтов вещества эндогенного происхождения. Несколько не лучше ситуация с другими предполагаемыми индикаторами эндогенности и алмазоносности, обычно включаемыми в базит-гипербазитовую, метаморфическую, гидротермально-гидролизную ассоциации. Заметим, что перечислявшиеся выше минералы, предположительно характерные для пульв, как правило, не включались ни в одну из четырех названных ассоциаций и не выделялись в особую ассоциацию. Никогда не шла речь и о необходимости выделения ассоциации специфичных для «туффизитов» минералов кор выветривания. Если придерживаться уже сложившейся традиции рассматривать данные по минералогии «туффизитов» в терминах «ассоциаций», то первыми шагами на пути к преодолению вредных последствий УАП, по-видимому, должны стать выделение пульвой (эксплозивно-пульвой?) и гипергенной (космо-гипергенной?) ассоциаций и доведение описаний этих «добавочных» ассоциаций хотя бы до уровня, на котором уже находятся описания базит-гипербазитовой, метаморфической, эксплозивной и гидротермально-гидролизной ассоциаций. Почти наверняка часть минеральных образований, теперь включаемых в эксплозивную ассоциацию, придется перенести в эксплозивно-пульзовую или космогипергенную ассоциации. Не исключены и другие перераспределения минералов в рамках нового множества ассоциаций. Такой самой общей рекомендацией относительно первоочередных шагов по преодолению вредных последствий уральского алмазного парадокса мы пока что ограничимся.

Библиографический список

1. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале / В.И. Силаев, И.И. Чайковский, В.И. Ракин и др. Сыктывкар, 2004. 116 с.
2. Енифанов В.А., Родин Р.С. Продукты изменения некимберлитовых источников алмазов – поисковый признак первоисточников // Прогнозирование и поиски коренных алмазоносных месторождений: тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. Симферополь, 1999. С. 89–93.

Проблемы минерагени

3. Курбацкая Ф.А. Прогноз и научные подходы к комплексному освоению минерально-сырьевых ресурсов (проблемы алмазоносности) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2004. С. 119–121.
4. Макеев А.Б., Исаенко С.И. Кривогранные алмазы севера и северо-востока Русской платформы // Петрография на рубеже XXI века: Матер. Второго Всерос. петрограф. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000. С. 90–93.
5. Маслов Б.В. «Малютка» – новое проявление алмазов на Северном Урале // Проблемы геологии Пермского Урала и Предуралья: матер. регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 51–52.
6. Нельзин Л.П. Перспективы поисков первоисточников алмазов и других полезных ископаемых на западном склоне Урала // Там же. С. 61–64.
7. О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я. Рыбальченко, В.Я. Колобянин, Л.И. Лукьянова и др. // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 90–93.
8. Освоение и результаты опробования метода АМЗТ при поисках первоисточников алмазов в условиях Западно-Уральского региона / Л.П. Нельзин, М.В. Булдаков, П.В. Цыганок и др. // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2005. Вып. 8. С. 132–144.
9. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М. О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Моделирование геологических систем и процессов / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С. 111–113.
10. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М. Предварительная модель локализации и формирования коренных алмазоносных объектов уральского типа // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 100–101.
11. Рыбальченко Ю.А., Рыбальченко Т.М. Минералы-спутники мелких алмазов Красновишерского района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2004. Вып. 6. С. 244–247.
12. Субвуликанические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей / Л.И. Лукьянова, В.В. Жуков, В.А. Кириллов и др. // Региональная геология и металлогения. 2000. №12. С. 134–157.
13. Чайковский И.И. Типоморфизм минералов Рассольникнского месторождения алмазов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 104–106.
14. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала / Перм. ун-т. Пермь, 2001. 324 с.
15. Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В. Геология и петрография Пермяковской диатремы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 230–249.
16. Шурубор Ю.В. Интрузивные фации щелочных базальтоидов в Пашийском районе на западном склоне Среднего Урала: Автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук / Институт геол. и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1968. 23 с.
17. Шурубор Ю.В. Инициативная экспертиза сообщений об открытиимагматических источников алмаза на Урале // Отечественная геология. 1998. №2. С. 42.
18. Шурубор Ю.В. К обоснованию модели мозаичной алмазоносной толщи с проявлениями дислокационного диапиризма и грязевого вулканизма // Геология Западного Урала на пороге XXI века: матер. регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 40–43.

Проблемы минерагении

19. Шурубор Ю.В. Внедолинное алмазопоявление близ устья р. Мал. Порожной на западном склоне Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 87–90.
20. Шурубор Ю.В. Изучение большеколчимской пачки и язывинской свиты – кратчайший путь к выяснению природы полюдовских первоисточников алмаза // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. научно-практич. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 93–96.
21. Шурубор Ю.В. О природе пластообразных тел алмазоносных пирокластитов // Там же. 2001. С. 135–138.
22. Шурубор Ю.В. Природа первоисточников уральских алмазов // Уральский геологический журнал. 2001. № 2 (20). С. 133–148.
23. Шурубор Ю.В. О происхождении уральских и тиманских промышленно алмазоносных внедолинных отложений // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 247–258.
24. Шурубор Ю.В. Эксплозивные брекции пикрит-калимончикового состава в Пашийском алмазоносном районе на западном склоне Среднего Урала // Там же. 2003. Вып. 5. С. 201–228.

А.И. Сулима, Т.М. Афонина*
ООО «ПермНИПИнефть», * Пермский нефтяной колледж

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ПРОСЛОЕВ В БАШКИРСКИХ И ВЕРЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (ПО ДАННЫМ ГИС) НА ШЕРШНЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ НЕФТИ

Результаты интерпретации и анализа данных ГИС по 6 скважинам Шершневского месторождения в интервале башкирско-верейских отложений среднего карбона помогли выявить непромышленные нефтескопления в верейском (В3В4) и башкирском (Бш) пластах. С учетом морфологии Шершневского поднятия определены условные контуры нефтеносности этих залежей и локальное распределение эффективных нефтенасыщенных толщин. Данное исследование носит информативный характер и может быть применено для уточнения параметров ныне ведущейся разработки нижезалегающих промышленных пластов.

Шершневское месторождение расположено в северной части Пермской области, южнее г. Березники. Оно находится в западной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и приурочено к одноименной структуре облекания позднедевонско-турнейской биогермной постройки на южной оконечности Березниковского палеоплато.

На Шершневской структуре было пробурено 12 поисково-оценочных скважин. В 2000 г. скв. 65 открыто Шершневское месторождение нефти. Промышленная нефтеносность установлена в тульских, бобри-

Проблемы минерагени

ковских, радаевских, верейско-фаменских отложениях¹. По результатам испытаний башкирско-верейских отложений в открытом стволе в большинстве скважин была получена пластовая вода либо фильтрат бурового раствора. Оценочная скв. 79, бурившаяся на заключительном этапе поисково-оценочных работ, после уточнения местоположения вершины свода сейсморазведкой 3D, подтвердила ее наличие, вскрыв маркирующие поверхности гипсометрически на 15–23 м выше остальных скважин, пробуренных в пределах сводовой части структуры. Испытаний и отбора керна в интервале башкирско-верейских отложений в скв. 79 не проводилось, однако в проницаемой части верейского и башкирского пластов по данным ГИС были выделены нефтенасыщенные прослои. В дальнейшем, по мере разбуривания данной вершины свода эксплуатационными скважинами (скв. 80, 227, 212), нефтенасыщенные прослои в пластах В₃В₄ и Бш отмечены по данным ГИС и в этих скважинах.

Целью данной работы является уточнение положения контура отмеченных локальных нефтекоплений и степень их нефтенасыщенности, в том числе распределение эффективных нефтенасыщенных толщин.

По поверхности башкирских отложений Шершневская структура представляет собой изометричный купол размерами 5,5 × 5,2 км (по оконтуривающей изогипсе – 1590 м), с амплитудой в 74,3 м (рис. 1).

Сводовая часть Шершневской структуры, ограниченная изогипсой – 1550 м, охватывает западную и центральную части поднятия. На западной периферии свода по замкнутой изогипсе – 1540 м выделяется приподнятая часть размерами 3,1 × 1,5 км, вытянутая в северо-восточном направлении. Вершина свода фиксируется в районе расположения эксплуатационной скв. 80. На остальной части свода и на крыльях Шершневской структуры по данным детальной сейсморазведки и поисково-оценочных скважин отмечен ряд малоразмерных вершин и мульдовидных понижений незначительной амплитуды (3–7 м).

Расчленение и количественная интерпретация продуктивных отложений производились при помощи стандартного набора методов ГИС – РК, КС, ПС, БК.

Пласт В₃В₄. Нефтеносность верейского пласта связана с прослойми известняков биоморфных комковато-густковых, д detritовых известняков и доломитов, приуроченных в основном к нижней приподнятой части верейского горизонта. Среди д detritовых известняков преобладают известняковые раковинные песчаники (фораминиферового, водорослевого состава), с большим количеством комков и оолитов. Нефтенасыщенные прослои от одного (скв. 227) до трех (скв. 79, 80) просле-

¹ Геологический отчет о результатах поискового бурения на Белопашинской площади: Отчет по договору № 1905 с ЗАО «ЛУКОЙЛ-ПЕРМЬ» / ООО «ПермНИПИнефть»; отв. исп. А.И. Сулами. Пермь, 2003

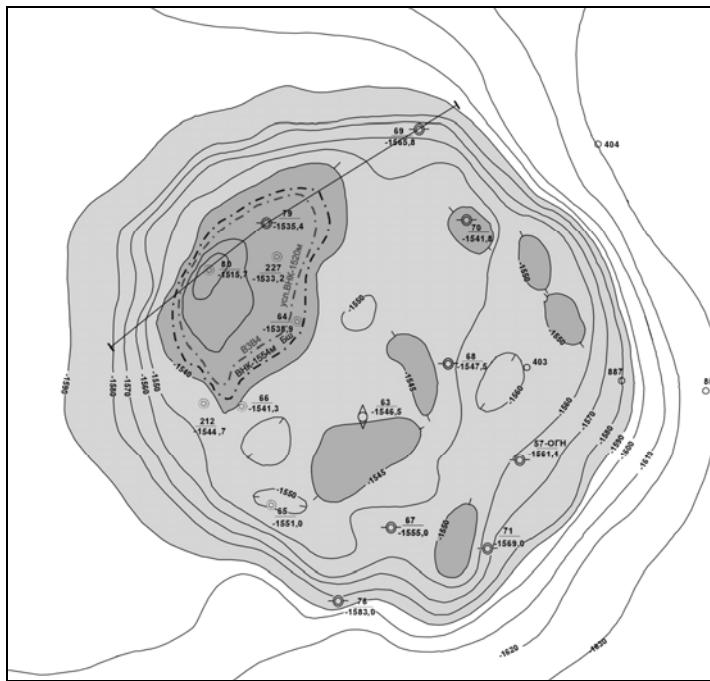


Рис. 1. Структурная схема по кровле отложений башкирского яруса (Шершеневское месторождение)

Масштаб 1 : 50 000

Условные обозначения

◎ 65
-1551,0 глубокие скважины на нефть,
в числителе - номер скважины,
в знаменателе - абсолютная отметка
кровли башкирских отложений

изогипсы кровли башкирских отложений

усл.ВНК-1520м условная граница ВНК верейского пласта

граница ВНК башкирского пласта

— линия геологического разреза

Проблемы минерагении

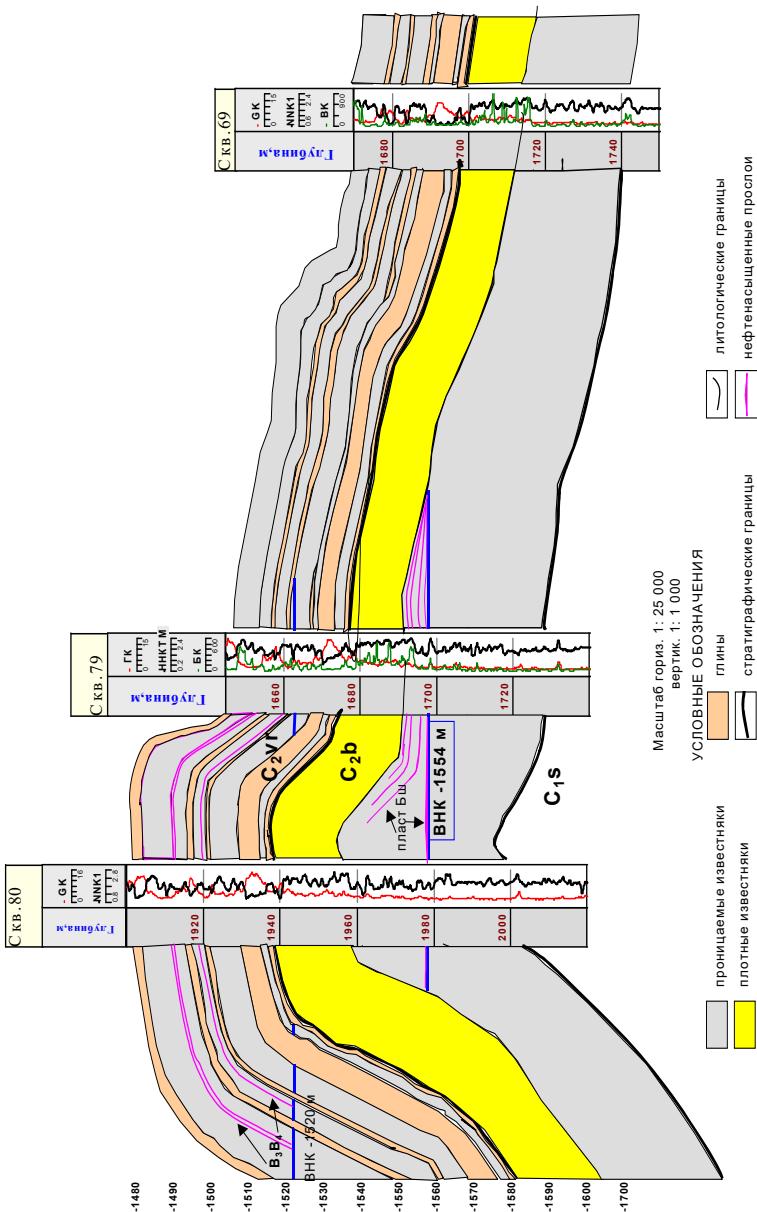


Рис. 2. Схематический геолого-геофизический разрез башкирско-верейских отложений

Проблемы минерагении

живаются в 15–17 м выше кровли башкирского яруса (рис. 2). Эффективные нефтенасыщенные толщины составляет от 1,4 (скв. 227) до 3,2 м (скв. 80), причем их локальный максимум приурочен к наиболее приподнятой части вершины свода. Залежь нефти пластовая сводовая 2х1 км. Водонефтяной контакт непосредственно по данным ГИС не прослеживается, но условно принят на отметке – 1520 м, учитывая отметку кровли водонасыщенных пород пласта по скв.64 (-1524,1) и положение наиболее погруженной подошвы нефтенасыщенного прослоя по скв. 79 (-1515,0 м).

Пласт Бш. Экранирующими породами служат глинистые и уплотненные известняки и доломиты нижней части верейского горизонта и 15–20- метровая заглинизованная толща плотных известняков верхней части башкирского яруса. Проницаемый пласт по данным микроописаний почти на 80 % представлен биоморфными известняками, фораминиферово-водорослевыми и водорослевыми, пористыми, иногда слабо кавернозными, на 15% – дегритовыми, на 5 % – комковатыми разностями. В контуре нефтеносности находятся скв. 80, 79, 64, 227. Залежь нефти массивная, размерами 2,3х1,3 км, этаж нефтеносности 15 м. Водонефтяной контакт по данным ГИС находится на абсолютной отметке –1554 м. В продуктивных скважинах выделяется от 1 (скв.64) до 4 (скв. 79) проницаемых прослоев толщиной 0,6 – 1,4 м. Эффективная нефтенасыщенная толщина по скважинам изменяется от 1,0 (скв. 64) до 4,2 м(скв.79). Средневзвешенная по площади она равна 2,7 м.

Таким образом, распределение эффективных нефтенасыщенных толщин пласта Бш характеризуется их локальными максимумами, приуроченными к вершине свода. Наличие нефтекоплений также контролируется морфологическими особенностями свода, поскольку они локализуются в его вершине. Непромышленный характер имеющихся нефтекоплений к настоящему времени подтвержден результатами испытаний башкирско-верейских отложений в открытом стволе по только что пробуренной эксплуатационной скв. 403, находящейся в 500 м к юго-западу от скв. 227. В ходе испытаний получены 16 л нефти и пластовая вода.

А.Г. Попов

Главное управление природопользования, г. Пермь

ЛИНЕАМЕНТЫ УРАЛА И РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Линеаменты – интересные линейные объекты Земли, наблюдаемые по аэрофотоснимкам (АФС) и космическим снимкам (КС). По прослеживаемой длине разделяются на региональные, или суперлинеаменты, и

Проблемы минерагении

локальные. Протяженные, региональные линеаменты по причинной обусловленности могут быть, по крайней мере, двух видов: тектонические, связанные с глубинным строением Земли; космические, обусловленные силой вращения Земли. Несмотря на кажущуюся разницу причинной обусловленности, основное свойство их однозначно – это разломы земной коры или дизьюктивные нарушения слоистости, как следствие, возможна магматическая активность, пространственно совпадающая с ними в геологическом времени. Локальные линеаменты отождествляют тектонические нарушения, картируемые при наземной съемке, и выявляют линии, не картируемые традиционной съемкой. Региональные линеаменты как пространства потенциальной магматической активности в геологическом времени, а в местах их пересечения – наиболее интенсивной активности играют роль регионального поисковой предпосылки месторождений полезных ископаемых, связанных с этой активностью и ее вещественным составом.

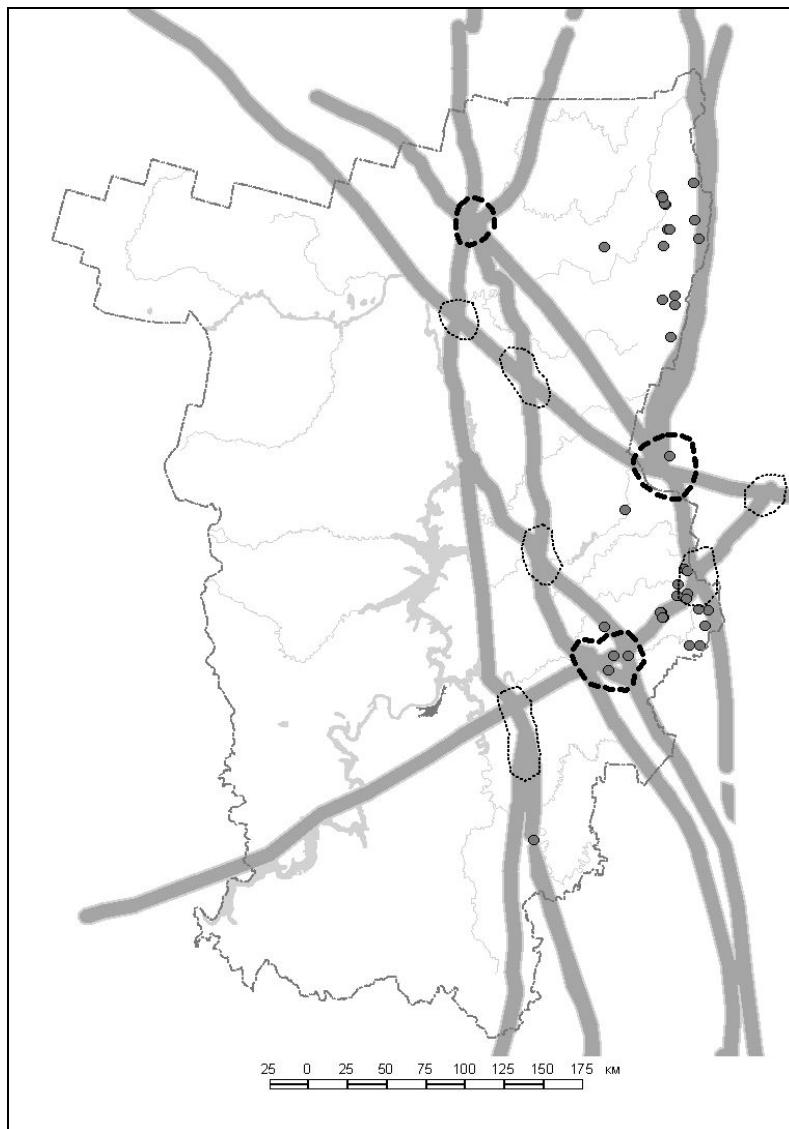
Для проведения линеаментного анализа были использованы приведенные космические снимки Пермской области и сопряженной с ней территории 1100 на 530 км, полученные с архива сайта космической информации спутника LandSat формата *.sid. Программными способами снимки слились и преобразовались в один растр формат *.tif с разрешением, соответствующим минимальной потери качества. Растр «перепривязался» в проекции Пулкова 1942 г. Далее преобразованный снимок разложился на три цветовых спектра: красный, синий, зеленый. В результате были получены три самостоятельных растровых изображения соответствующих спектров. Линеаментный анализ проводился «компьютерно-ручным» способом по каждому изображению в отдельности. Наиболее информационным оказался растр синего спектра, по нему четко дешифрировались протяженные линиаменты, по раству красного спектра читались разрывные нарушения мелкого порядка, зеленый спектр оказался наименее информативным. От автоматического или программного способа линеаментного анализа пришлось отказаться из-за несовершенства получаемых результатов (автоматическое дешифрирование инфраструктуры, гидрологических линий и границ иной природы в качестве линеаментов). Таков принцип метода проведения компьютерного линеаментного анализа по КС, который вкратце можно свести к следующим пунктам:

1. Получение КС необходимого разрешения определенной территории.
2. Преобразование КС с целью получения новых информативных изображений.
3. Проведение анализа по преобразованным изображениям.

Результатом анализа явилась сеть линеаментов и дешифрированных разрывных нарушений, покрывающая интересующую территорию с

различной степенью плотности и различной длиной. Следующим шагом стало исследование самих линеаментов. Сеть линеаментов и дешифрированных разрывных нарушений разложилась по длине на фоновые и аномальные с учетом размеров рассматриваемой площади и региональности. Линеаменты длиной более 500 км были отнесены к региональным (рисунок). Линии региональных линеаментов, кроме традиционных тектонических границ Урала и восточной окраины Русской платформы, Главного уральского разлома, надвигов, ограничивающих ЗУЗС, тектонических нарушений Тиманской антиклизы и Предуральского краевого прогиба, показали два новых направления. Первое направление – линия, пересекающая уральские структуры в северо-западном простирании от Павды (Яrbоково) до Усть-Камбы и далее на северо-запад до Емвы с ориентиром на Архангельск. Второе – линия северо-восточного простирания, также пересекающая уральские структуры и прослеживающаяся от Ижевска до Яrbоково (рядом с Павдой). Обе линии перекрещиваются за Уралом в районе н.п. Яrbоково. Первое направление названо мной Павда-Емвским, второе – Павда-Ижевским линеаментами. Павда-Емвский линеамент проходит через Денежкинско-Кытлымский моноклиниорий Тагильско-Магнитогорского прогиба с платиноносными ультрабазитами, пересекает Урал параллельно известным тектоническим нарушениям тиманского направления, выходит на р. Глухую Вильву, проходит через оз. Нюхти, пересекает реки Вишеру и Каму выше их слияния и долины рек Пильвы, Лопыни параллельно р. Ю. Кельтме. Павда-Ижевский линеамент начинается примерно там же, где и Павда-Емвский, проходит через Павдинско-Качканарский моноклиниорий, в районе пос. Медведки пересекает ордовикско-силурийский желоб Урала, проходит через гипербазиты Сарапов, выходит с Урала в районе г. Чусового и далее прослеживается почти по прямой по направлению на Воткинск и Ижевск. Места пересечения линеаментов выделились в зоны магматической активности так же, как и сами линеаменты. Выделенные зоны совпали с месторождениями платины Кытлымского массива, с месторождениями алюминия и золота Горнозаводского района. Сараповское месторождение хромита оказалось расположенным на Павда-Ижевском линеаменте. Еще раз подтвердился факт пространственной приуроченности месторождений золота и проявления полиметаллов северо-востока области к линеаменту Главного уральского разлома. Кроме зон, совпавших с известными месторождениями, были выделены перспективные зоны различного порядка. Первого – Ухтым-Колвинская зона на севере области, и второго – Вишерская (южнее пос. Рябинино), Глухо-Вильвенская, Косьвинская (г. Губаха) и Шаквинская. Наибольший интерес представляет Ухтым-Колвинская зона как место сближения (сжатия) региональных линеаментов различной природы, которое по структурно - тектоническим

Проблемы минерагении



Региональные линеаменты в пределах Пермской области: темные линии – региональные линеаменты, кружки – месторождения металлов; площади, выделенные пунктиром – зоны магматической активности, приуроченные к их пересечениям

особенностям с развитием пород докембрия указывает на возможность магматизма ультраосновного состава (кимберлитового магматизма). Вишерская и Глухо-Вильвенская зоны второго порядка, связанные с линеаментом Предуральского краевого прогиба, надвигом ЗУЗС и с Павда-Евмским линеаментом, могут указывать на глубинный магматизм прошлого геологического времени протерозой-вендского ультраосновного состава. Косявинская зона (г. Губаха), связанный с пересечением линеаментов надвигами ЗУЗСа, может вовсе не отвечать магматизму (?) из-за природы линеаментов как недостаточно глубинных. Шаквинская зона Предуральского краевого прогиба и Павдо-Ижевского линеамента может указывать на проявления магматизма прошлого геологического времени (ориентировано рифей-вендского и силурийско-девонского) с телами, погребенными под более молодыми геологическими породами. Именно с Павда-Ижевским линеаментом связаны месторождения алюминия, хромитов, россыпного золота и алмазов. Таким образом, по линеаментному анализу установлены зоны магматической активизации. Существует вполне определенная вероятность (по фактору подобия и аналогии) наличия в этих зонах образований определенного состава, определенного геологического времени, соответствующих как ультраосновному магматизму, так и иному. Данный факт претендует на поисковую предпосылку месторождений алмазов, хрома, платины, золота, полиметаллов.

А.Г. Попов, Г.Н. Немtin

Главное управление природопользования, г. Пермь

ГЕОЛОГО-КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Развитие компьютерных технологий с возможностью решения трудоемких, сложных математических и аналитических задач дало науке и научно-производственной деятельности новые возможности. Геология не осталась в стороне. Так, возникла потребность в создании компьютерных геологических карт нового поколения, отвечающих требованиям времени. Сформировалась задача – создание государственных геологических карт масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 территории Российской Федерации и шельфа России в технологиях геоинформационных систем (ГИС). Карты нового поколения позволяют решать прогнозные задачи, используя картографическую информацию. Одним из направлений их решения является геолого-картографическое моделирование.

Проблемы минерагении

Геолого-картографическое моделирование есть синтез географии и геологии. Со стороны географии – это картография, геологическая картография. Со стороны геологии – тектоника, структурная геология, металлогения, геологическое картирование и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. В картографии всегда было понятие "картографическое моделирование" как способ анализа картографической информации и как способ построения моделей, основанных на своих принципах и приемах. Новые технологии не отвергают принципы картографического моделирования, но приемы моделирования претерпевают существенное изменение. Кроме этого, необходимо учитывать специфику геолого-картографической информации.

Геолого-картографическое моделирование – это форма изображения и анализ результатов преобразования картографической информации при исследовании имеющихся картографических и геолого-картографических объектов. Под картографической информацией понимается и любая иная информация, непосредственно или косвенно относящаяся к картографическим объектам.

Основная цель геолого-картографического моделирования – получение новых картографических объектов, раскрывающих сущность и свойства природных геологических явлений. Решаемые задачи – вопросы прогностического характера, включающие прогноз месторождений полезных ископаемых, а также различных природных и техногенных явлений и процессов. Объект исследования – картографические, геолого-картографические объекты, геологическое пространство планеты Земля.

Для определения геолого-картографического моделирования необходимы также такие понятия, как картографическая информация, картографический и геолого-картографический объекты. Картографический объект (КО) – это пространственный картографический образ действительного объекта, включающий математическую основу карты и числовую, текстовую его характеристическую основу. Определение картографического объекта указывает, с одной стороны, на то, что это пространственный образ, с другой, что это информация (или по-новому – база данных). Геолого-картографический объект (ГКО) – это картографический пространственный объект с геологической информацией. Картографические и геолого-картографические объекты делятся на первичные и производные от первичных. Принципиально геолого-картографическое моделирование основано на совершении пространственных и математико-логических действий над КО и ГКО, полученных в результате традиционных съемочных работ на местности и при дешифрировании аэрофотоснимков (АФС) и космических снимков (КС). В результате проведения исследований над имеющимися объектами появляются новые смоделированные объекты.

На рис. 1 и 2 показано отличие формирования картографической информации традиционной карты и модели.

Выделяются три группы методов геолого-картографического моделирования, основанные на различных принципах и способах моделирования.

1. Абстрактное моделирование.

- Теоретическое.
- Экспериментальное (моделирование по экспериментальным данным).

2. Факторологическое моделирование.

- Анализ факторов подобия.
- Построение и анализ геолого-картографических поверхностей.
- Объемное (глубинное или трехмерное) моделирование.

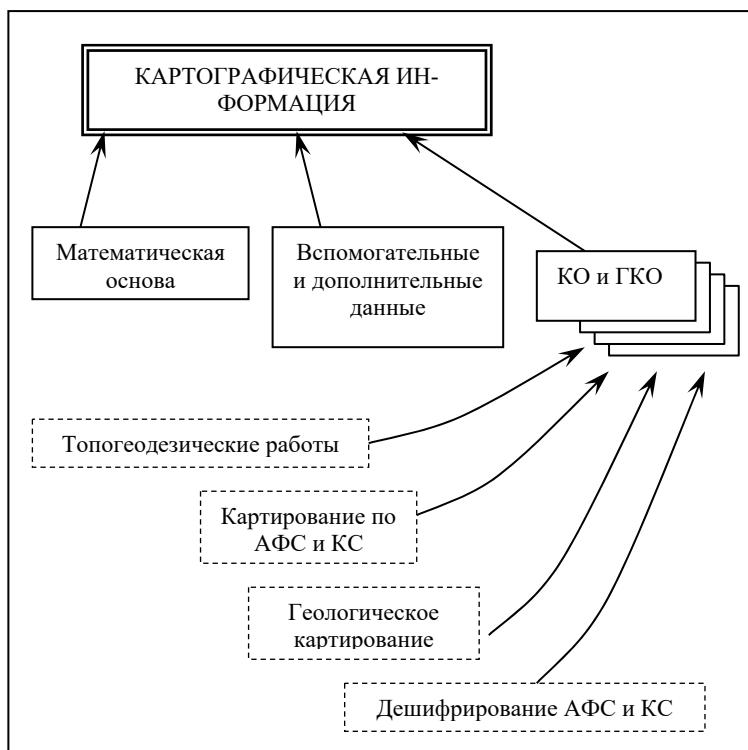


Рис.1. Структура и состав картографической информации традиционной карты

Проблемы минерагении

3. Дистанционное зондирование.

- Моделирование по АФС и КС.
- Моделирование по аппаратным сканированным данным.

Способы геолого-картографического моделирования с учетом специфики геологического картирования и исследования разделяются на два основных приема с определенными действиями (в зависимости от состава использования картографической информации):

1. Получение новых картографических объектов:

- Качественно-количественные математические и пространственные преобразования и действия над картографическими объектами.

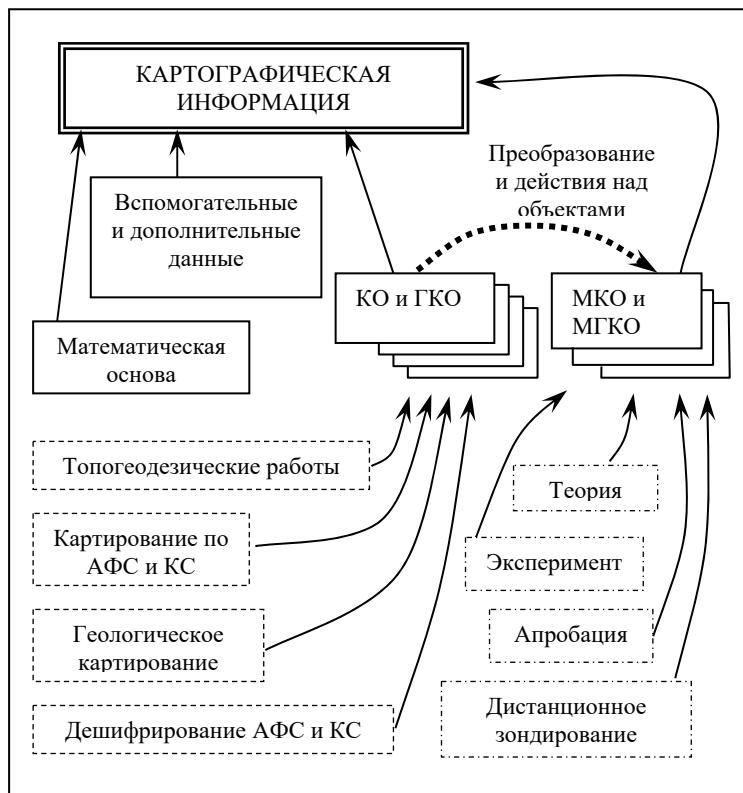


Рис. 2. Структура и состав картографической информации геолого-картографической модели

Проблемы минерагении

- Анализ результатов апробации природной среды с целью получения новых картографических объектов.
 - Дистанционное зондирование.
 - Экспериментальное моделирование.
2. Вывявление качественно-количественных и пространственных связей и взаимосвязей между имеющимися и полученными картографическими объектами.

Геолого-картографическое моделирование является новым направлением в теоретической и практической геологии. С его помощью по-иному решаются задачи прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, по-иному анализируются различные геологические явления и процессы, не отвергая традиционные подходы. При этом трехмерное (объемное) моделирование и дистанционное зондирование Земли остаются приоритетными методами в создании объемных изображений с глубинным строением и вещественным составом и образами объектов, которые невозможно закартировать иным способом, в получении динамических моделей с максимальной вероятностью прогноза.

А.Н. Багаев
КамНИИКИГС, г. Пермь

ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для хранения, обработки и визуализации различных типов данных в геологии используется большое количество различных пакетов программ. Наиболее показательным способом отображения накопленной информации является ее картографическое изображение. В геологической научно-производственной деятельности используются более ста типов различных тематических карт. В настоящее время, при переходе на электронные носители информации, для хранения и визуализации данных наиболее целесообразно применение геоинформационных систем (ГИС). Основными преимуществами использования ГИС являются точная привязка объектов по 3 координатам, стандартность, иерархичность, возможность пополнения и редактирования имеющейся информации и, что немаловажно, их комплексное отображение [1].

Программный пакет ArcView института ESRI представляет собой одну из таких ГИС. Этот пакет программ, а также несколько совместимых с ним программ (Golden Software Surfer, GES Explorer пакета интерактивной векторизации Easy Trace и др.) применялись для хранения,

Проблемы минерагени

отображения накопленной информации и обобщения имеющихся геологических данных по девонскому терригенному комплексу. Работы проводились в отделе биостратиграфических исследований КамНИИКИГС под руководством Э.К. Сташковой рамках научно-тематических исследований по заказу ООО «Лукойл-Пермь». При выполнении работы решалась задача восстановления истории накопления терригенной толщи девона.

В процессе исследований создан электронный каталог стратиграфических разбивок по разрезам 1500 глубоких скважин, пробуренным на территории Пермского края, вычислены абсолютные отметки границ и мощности дробных стратиграфических подразделений. На их основе в формате ArcView построены карты равных мощностей по всем стратиграфическим подразделениям, относящимся к терригенной толще девона.

На первом этапе при построении карт использовали пакет Surfer и модуль GeoAtlas пакета GES Explorer, которые, как любая программа-картопостроитель, используют набор математических алгоритмов по интерполяции, т.е. в них заложен формальный подход, исключающий геологическую составляющую. Это зачастую приводит к неверной интерпретации имеющихся данных. Поэтому на втором этапе работы карты дорабатывались на бумаге. Полученный материал был векторизирован и импортирован в ArcView с помощью Easy Trace и совмещен с базой данных по расположению скважин, предоставленной заказчиком. В итоге создана картографическая база по всем стратиграфическим горизонтам терригенного девона. Совмещая последовательно карты от более древних подразделений к более молодым, интерпретируя полученные результаты, удалось разработать региональную геологическую модель развития территории на время накопления девонской терригенной толщи.

Таким образом, в результате обобщения огромного количества материала, предварительной машинной обработки, корректировки карт с учетом геологических особенностей района, оказалось возможным выявить закономерности развития территории как в целом, так и в определенные отрезки времени. Создание картографического банка данных, его совместимость с базой данных заказчика позволят решить множество задач как научного, так и прикладного характера.

Список литературы

1. Кравченко Г.И. Геоинформационные технологии в геологоразведочной отрасли // ArcReview. М.: ООО «Дата +», 2000. №3(14). С.6–7.



ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

А.П. Трофимов, Б.В. Фунтиков, А.П. Пивоваров
Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция ФГУП «ИМГРЭ»

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ВЫСОКОГОРСКОГО И ОСОКИНО-АЛЕКСАНДРОВСКОГО ЖЕЛЕЗО- СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Высокогорское и Осокино-Александровское железо-скарновые месторождения находятся в пределах Западного меридионального рудноносного пояса Тагильской рифтовой зоны на Среднем Урале [1]. Участки месторождений сложены вулканогенно-осадочными и осадочными породами верхнесилурийско-нижнедевонского возраста с массивами габбро и диорит-сиенитов. Магнетитовые рудные тела месторождений залегают среди скарнов, образованных по вулканогенно-осадочным породам. Отмечается широкое проявление калишпатизации пород и более поздних гидротермально-метасоматических процессов. Магнетитовые залежи содержат вкрапленность, гнезда, прожилки сульфидов.

В процессе экскурсии в рамках международной научной конференции "Скарны, их генезис и рудноносность (Fe, Cu, Au, W, Sn ...)" XI Чтений А. Н. Заварицкого в июне 2005 г. в карьерах Высокогорского и Осокино-Александровского железо-скарновых месторождений отобрана 21 штуфная проба. Пробы проанализированы методами СПКА на 40 элементов (нижний предел обнаружения золота 3 г/т) и спектролитометрии (диапазон определения содержания 0,002–2 г/т) в Аналитическом центре Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (Атtestat аккредитации № РОСС RU. 0001. 511505).

На Высокогорском железо-скарновом месторождении опробованы породы, скарны, руды северо-восточной стенки Главного карьера (рудное тело 10, блок 15, горизонт 180м). Средние содержания химических элементов приведены в табл. 1. Магнетитовые руды месторождения отличаются повышенным содержанием сульфидов, среди которых визуально определяются пирит, халькопирит, сфалерит. Сульфидизация (5–25%) в магнетитовых рудах присутствует в виде вкрапленности, прожилков. Среднее содержание элементов в сульфидизированных магнетитовых

Проблемы геохимии

Таблица 1

Средние содержания химических элементов в породах и рудах из карьеров базальтовых месторождений ($n^/10^{-3}\%$, Au, Hg, Zn)*

Высокогорское месторождение

№ п kol. проб	Состав	Высокогорское месторождение															
		Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Au	Zn	Hg	Pb	As	
1	5	Сульфидиз. магнетитовая руда	5,6	8,4	66	360	0,15	2,6	1,16	62	1400	0,524	6,6	520	1,74	22,32	22
2	2	Пироксен-эпидотовый скарн, гир.магн.	27,5	70	30	300	0,15	6	0,25	5,2	115	0,0065	0,00119	0,69	1,4	0	
3	2	Турбокварц с сульф.	8	10	90	150	0,375	27,5	1,75	3,5	70	0,0515	0,02185	0,2	8	0	
4	1	Роговик полосчат	30	150	20	0,4	6	0,6	0,4	10	0,003	0,0013	0,23	0,5	0		
5	2	Эпидотизированный сиенит калишпат.	22,5	400	70	60	0,45	1,5	0,45	1,5	35	0,005	0,01590	1,44	4,5	0	
6	1	Сиенит биотитовый	2	30	60	100	0,3	0,6	0,3	0,2	10	0,003	0,026	0,12	1	0	
		Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Y	La	Ce	Zr	B	Au/Ag	Ni/Co		
1	5	Сульфидиз. магнетитовая руда	0,14	0,29	0,042	0,7	0,47	0,15	220	0,8	3,2	8	5,7	0,4	1,26	0,019	
2	2	Пироксен-эпидотовый скарн, гир.магн.	0,25	0,1	1,05	1,5	0,05	50	0,575	1,5	5	51,5	3,5	0,015	0,048		
3	2	Турбокварц с сульф.	0,125	0,13	0,075	0,15	1,5	0,05	325	0,225	2,25	5	5	1,75	0,041	0,5	
4	1	Роговик полосчат	0,3	0,1	0,2	0,15	3	0,05	100	1	1,5	5	10	1	0,033	1,5	
5	2	Эпидотизированный сиенит калишпат.	0,075	0,3	0,125	0,15	4	0,08	50	0,4	2,75	7,5	4,5	2	0,3	0,3	
6	1	Сиенит биотитовый	0,15	0,05	0,1	0,15	3	0,05	50	0,15	1,5	5	5	3	0,667	1,5	

Осколки-Александровское месторождение

№ п kol. проб	Состав	Осколки-Александровское месторождение															
		Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Au	Zn	Hg	Pb	As	
7	2	Сульфидиз. магнетитовая руда	10	11,5	125	400	0,15	55	4	2,5	1500	0,25	0,012	30	0,77	1,75	0
8	1	Пироксен-ортоклаз-скаполитовая пир.магн.	6	3	30	60	0,15	8	0,6	3	1500	0,15	0,01	1500	0,78	60	0
9	4	Эпидот-пироксеновый скарн, калишпат, гир.магн.	10,75	64	123	107,5	0,225	35,8	1,1	2,1	37,5	0,006	0,006	70,75	0,64	5,75	0
10	1	Сиенит биотитовый	30	200	300	100	0,3	20	0,5	20	0,003	0,05	6	0,18	2	0	
		Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Y	La	Ce	Zr	B	Au/Ag	Ni/Co		
7	2	Сульфидиз. магнетитовая руда	0,3	0,3	0,075	0,75	3	0,15	1500	2	3,5	10	6,5	1	0,005	1,6	
8	1	Пироксен-ортоклаз-скаполитовая пир.магн.	0,6	0,15	0,03	3	2	0,4	50	0,5	1,5	5	1,5	0,007	0,2		
9	4	Эпидот-пироксеновый скарн, калишпат, гир.магн.	0,25	0,19	0,138	1,113	0,25	0,19	112,5	0,575	2,5	5	3,75	1,5	0,092	0,524	
10	1	Сиенит биотитовый	0,05	0,1	0,1	0,15	1,5	0,05	200	0,5	1,5	5	3	1	1,667	1	

рудах составило: Cu – более 1, Zn – 0,5, Pb – 0,02%. Установлены также высокие содержания Co – 620, Au – 6,6, Ag – 5,5 г/т (в отдельных пробах Au – 10–15, Ag – 8–10 г/т). На высокое содержание благородных металлов и кобальта указывалось ранее [1, 2, 3]. Слабосульфидизированные руды Осокино-Александровского месторождения отличаются от таковых Высокогорского месторождения повышенным средним содержанием ванадия, титана, никеля, фосфора, бериллия. В них установлено меньшее среднее содержание Co (25 г/т), Au (0,012 г/т) и Ag (2,5 г/т). Для сульфидизированных руд Высокогорского месторождения и скарнов установлены более низкие значения Ni/Co и высокие – Au/Ag.

Для петрографических разновидностей пород, метасоматитов и руд рассчитанные рудно-формационные ряды химических элементов имеют следующий вид (элементы расположены в порядке убывания коэффициентов концентрации по отношению к медианным значениям содержания):

Высокогорское месторождение:

- А) сульфидизированная магнетитовая руда – $\text{Au}_{3300} \text{Ag}_{175} \text{Zn}_{173} \text{Co}_{155} \text{Cu}_{140} \text{Pb}_{45} \text{Mn}_{18} \text{W}_{4,7} \text{As}_{4,6} \text{Ge}_3 \text{P}_{2,2} \text{Cd}_{2,1}$,
- Б) пироксен-эпидотовый скарн сульфидизированный – $\text{Mn}_{15} \text{Co}_{13} \text{Cu}_{11,5} \text{Zn}_{6,3} \text{Mo}_{5,3} \text{Zr}_{5,2} \text{B}_{3,5} \text{Pb}_{2,8} \text{Ag}_{2,2}$,
- В) туф окварцованный с сульфидами – $\text{Zn}_{28,3} \text{Ag}_{17,2} \text{Pb}_{16} \text{Au}_{10,3} \text{Co}_{8,8} \text{Mn}_{7,5} \text{Cu}_{7,0} \text{V}_{4,6} \text{Sc}_{4,5} \text{P}_{3,3} \text{Ni}_{2,9}$,
- Г) эпидотизированный сиенит калишпатизированный – $\text{Zn}_{30} \text{Pb}_{9,0} \text{Au}_{7,5} \text{Co}_{3,8} \text{Cu}_{3,5} \text{Mn}_{3,0} \text{Sn}_{3,0} \text{Ba}_{2,7} \text{B}_{2,0}$,
- Д) сиенит биотитовый – $\text{Au}_{10} \text{Mn}_{5,0} \text{B}_{3,0} \text{Zn}_{2,0} \text{Pb}_{2,0}$.

Осокино-Александровское месторождение:

- А) сульфидизированная магнетитовая руда – $\text{Cu}_{150} \text{Ag}_{83} \text{P}_{30} \text{V}_{18,3} \text{Y}_{13} \text{Zn}_{10} \text{Ni}_{10} \text{Co}_{6,3} \text{Be}_{6,0} \text{Au}_{5,8} \text{W}_{5,0} \text{Mn}_{4,0} \text{Sn}_{3,0} \text{Ge}_{3,0}$,
- Б) пироксен-ортоклаз-скаполитовая порода сульфидизированная – $\text{Zn}_{500} \text{Cu}_{150} \text{Pb}_{60} \text{Ag}_{50} \text{W}_{20} \text{Be}_{12} \text{Ge}_8 \text{Co}_{7,5} \text{Cd}_{6,7} \text{Au}_{5,0} \text{Y}_{3,0} \text{V}_{2,7} \text{B}_{2,5}$,
- В) эпидот-пироксеновый скарн калишпатизированный – $\text{Zn}_{23,6} \text{V}_{11,9} \text{W}_{7,4} \text{Pb}_{5,8} \text{Co}_{5,3} \text{Ge}_{3,8} \text{Y}_{3,8} \text{Au}_{2,9} \text{Ni}_{2,8} \text{Ag}_{2,2}$,
- Г) сиенит биотитовый – $\text{Au}_{25} \text{V}_{6,7} \text{P}_{4,0} \text{Ti}_{3,8} \text{Sr}_{3,8} \text{Y}_{3,3}$.

Количественный и качественный состав рудно-формационных рядов указывают на тесную связь золота с сульфидами и магнетитовой минерализацией. Обращает на себя внимание повышенное содержание золота в биотитовых сиенитах, состав геохимических ассоциаций которых на данных железо-скарновых месторождениях отличается друг от друга, но в то же время соответствует таковому других петрографических разновидностей пород, скарнов и метасоматитов.

Корреляционно-парагенетический анализ позволил получить следующие ряды элементов (табл.2, 3):

Проблемы геохимии

Таблица 2
(Глазунов Ю. Каравеев, Рудное место 10, блок 15, n = 13)

	Au	Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn
Au	1											
Sr	-,525	1										
Ba	-,696**	,646*	1									
Ti	-,179	,440	,391	1								
Mn	,444	-,602*	-,576*	-,324	1							
Cr	-,546	,392	,565*	,360	-,677*	1						
V	-,401	,271	-,054	,320	,141	-,140	1					
Ni	,390	-,207	-,588*	,210	,180	-,035	,348	1				
Co	,775**	-,481	-,733**	-,269	,726**	-,607*	,022	,508	1			
Cu	,740*	-,453	-,706**	-,228	,822**	-,653*	,054	,424	,951**	1		
Ag	,667*	-,434	-,610*	-,210	,709**	-,322	-,121	,395	,870**	,877***	1	
Zn	,759**	-,438	-,686**	-,358	,630*	-,396	-,199	,529	,900***	,866***	,909**	1
Pb	,027	,072	,177	,542	,087	,306	,053	,210	,127	,145	,343	,209
As	,747**	-,348	-,560*	-,088	,601*	-,498	-,163	,176	,702***	,798***	,811***	,677*
Be	-,270	-,079	,200	,369	,263	,091	,307	-,128	-,048	-,044	,161	,176
Sn	,468	-,047	-,111	-,137	,385	,000	-,386	,138	,528	,560*	,685***	,667*
Mo	-,814**	,419	,837**	,321	-,463	,572*	,143	-,544	-,666***	-,686***	,514	,705**
W	,820**	-,495	-,763**	-,302	,642*	-,587*	-,211	,444	,826***	,852***	,799***	,861***
Ga	-,575*	,584*	,880**	,503	-,801**	,650*	,137	-,404	-,828***	-,843***	,758***	,747**
Ge	,829**	-,378	-,619*	-,256	,554*	-,476	,387	,294	,807**	,829**	,797**	,835***
P	,419	-,233	-,621*	,056	,510	-,080	,131	,602*	,596*	,612*	,758***	,644*
Y	,190	-,089	,030	,108	,458	-,192	,072	,107	,433	,413	,483	,341
Zr	-,135	-,075	,212	,505	,188	-,008	,258	,133	,080	,013	,007	,124
B	-,830**	,314	,731**	,224	-,227	,466	,144	-,598*	-,696**	-,611*	,509	,682*

** Correlation is significant at the .01 level (2-tailed). * Correlation is significant at the .05 level (2-tailed).

Продолжение табл. 2

	Pb	As	Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Y	Zr	B
Pb	1											
As	,115	1										
Be	,379	,120	1									
Sn	,169	,532	,082	1								
Mo	,245	,574*	,501	,362	1							
W	,062	,815**	,145	,511	,793**	1						
Ga	,201	,664*	,004	,316	,694**	,811**	1					
Ge	,012	,785**	,224	,682*	,722**	,924**	,692*	1				
P	,186	,591*	,243	,520	,517	,641*	,674*	,600*	1			
Y	,066	,420	,551	,534*	,022	,394	,294	,385	,408	1		
Zr	,309	,174	,610*	,049	,342	,084	,106	,057	,097	,555*	1	
B	,281	,594*	,404	,337	,836*	,793**	,604*	,716**	,454	,198	,236	1

Корреляционно-парогенетический ряд: Au – Ge_{0,83} W_{0,32} Cd_{0,78} Zn_{0,76} As_{0,55} Cu_{0,74} Ag_{0,67} ... Ba_{0,83} Mo_{0,81} Ba_{0,70} Ga_{0,58}

Статистические параметры химических элементов пород и руд Высокогорского месторождения (n=13)

Ср.зн.п=13	Au	Sr	Va	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn
Медиана	0,002	2,546	13,5	91	150	226	0,26	6,9	0,89	25,5	573,8	0,212
Кк	1273	0,45	0,6	0,5	11	0,65	0,4	6	0,6	0,4	10	0,003
Ст.откл.	4,679	14,3	150	55	169	11	1,1	1,49	63,7	57,38	70,56	76,85
Квар	1,838	1,06	1,6	0,8	0,7	0,62	1,5	0,92	1,43	36,5	693,6	0,343
Ср.зн.п=13	Pb	As	Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Sc	Y	Zr
Медиана	10,8	11,9	0,16	0,2	0,23	0,36	1,7	0,09	162	0,08	0,6	12,7
Кк	0,5	5	0,3	0,1	0,2	0,15	3	0,05	100	0,05	1	10
Ст.откл.	21,7	2,38	0,53	2,04	1,16	2,41	0,6	1,85	1,62	1,54	0,6	1,27
Квар	21,2	13,8	0,11	0,12	0,53	0,32	1,4	0,05	179	0,1	0,5	26,3
		1,16	0,72	0,59	2,3	0,89	0,8	0,53	1,11	1,26	0,9	2,07

Рудно-форм. ряд: Au_{1,272}(184) Zn_{0,77}(173) Ag₁(162) Cu₅₇(143) Co₆₄(1121) Pb₂₂(251) Mn₁₁(75) W_{2,49(89)} As_{2,4(116)} Sn_{2,6(59)} Ge_{1,8(53)} ΣKl=1583; V_{cp}=130%

Проблемы геохимии

Таблица 3

Ранговая корреляция химических элементов в породах и рудах Осокинско-Александровского железо-скарнового месторождения (Глабанный карьер, рудное тело I0, блок I5, n = 13)

	Au	Au	Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn
Au	1												
Sr	,275	1											
Ba	,111	,553	1										
Ti	,364	,880**	,510	1									
Mn	,323	,275	,020	,475	1								
Cr	,174	,420	,900***	,510	,174	1							
V	,086	,625	,096	,669	,611	,057	1						
Ni	,112	,199	,475	,194	,708*	,570	,800*	1					
Co	,013	,259	,966**	,347	,066	,846***	,206	,478	1				
Cu	,050	,195	,559	,245	,201	,635	,417	,716*	,563	1			
Ag	,025	,203	,425	,296	,291	,581	,333	,702	,382	,943**	1		
Zn	,252	,156	,572	,344	,453	,404	,221	,284	,641	,650	,465	1	
Pb	,222	,229	,314	,519	,475	,465	,389	,093	,362	,440	,443	,428	
Be	,013	,517	,873***	,722*	,273	,894***	,215	,255	,838***	,555	,487	,594	
Sn	,224	,245	,742*	,334	,408	,907**	,077	,575	,671	,393	,428	,039	
Mo	,405	,162	,304	,070	,137	,300	,293	,327	,374	,663	,464	,377	
W	,150	,426	,628	,734*	,301	,720*	,249	,218	,585	,611	,660	,546	
Ga	,647	,116	,102	,110	,309	,065	,549	,486	,029	,112	,155	,196	
Ge	,184	,429	,667	,719*	,303	,725*	,231	,220	,630	,615	,652	,550	
P	,612	,238	,156	,379	,895**	,423	,507	,704	,158	,353	,395	,340	
Sc	,340	,000	,351	,166	,255	,293	,166	,167	,354	,254	,425	,085	
Y	,377	,000	,572	,074	,604	,808*	,319	,741*	,550	,550	,604	,000	
Zr	,032	,412	,078	,519	,854**	,116	,871***	,845**	,079	,377	,424	,088	
B	,234	,660	,203	,821*	,633	,232	,809*	,485	,119	,101	,184	,164	

** Correlation is significant at the .01 level (2-tailed). * Correlation is significant at the .05 level (2-tailed).

Продолжение табл. 3

	Pb	Ba	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Sc	Y	Zr	V
Pb	1											
Be	,702	1										
Sn	,290	,710*	1									
Mo	,222	,201	,034	1								
W	,831*	,886**	,565	,074	1							
Ga	,619	,188	,029	,305	,160	1						
Ge	,816*	,892**	,568	,109	,993**	,161	1					
P	,099	,014	,603	,340	,054	,059	,055	1				
Sc	,425	,087	,354	,000	,351	,094	,354	,265	1			
Y	,302	,542	,916***	,208	,494	,056	,497	,811*	,169	1		
Zr	,500	,247	,257	,144	,216	,633	,198	,672	,085	,478	1	
B	,734*	,546	,099	,039	,693	,492	,698	,441	,510	,050	,703	1

Корреляционно-парагенетический ряд: Au – P0,61 Y0,38 Ti0,36 Sc0,34 Mn0,32 ... Ga-0,65 Mo-0,41

Статистические параметры химических элементов пород и руд Осокинско-Александровского месторождения (n=8)

	Au	Sr	Ba	Пt	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn
Ср.эн.п=8	0,0133	12,4	60,3	133,8	174	0,21	35,1	1,69	2,11	584	0,085	231,1
Медиана	0,002	8	150	80	100	0,3	3	0,4	0,4	10	0,003	3
Кк	6,625	1,55	0,4	1,672	1,74	0,69	11,7	4,22	5,28	58,4	28,29	77,04
Ст.откл.	0,0169	7,56	79,2	86,84	142	0,08	28,5	1,49	1,12	759	0,117	515,2
Квар	1,2781	0,61	1,31	0,649	0,82	0,38	0,81	0,88	0,53	1,3	1,373	2,229
	Pb	Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Sc	Y	Zr	V
Ср.эн.п=8	11,1	0,28	0,2	0,1	1,14	2,8	0,19	4,62	5	0,06	0,91	4,1
Медиана	1	0,05	0,1	0,15	0,15	3	0,05	50	0,05	0,15	3	2
Кк	11,1	5,63	2	0,69	7,58	0,9	3,75	9,25	1,13	6,08	1,4	0,88
Ст.откл.	20,8	0,23	0,11	0,05	1,51	0,8	0,2	646	8	0,02	0,74	2
Квар	1,88	0,81	0,55	0,51	1,33	0,3	1,09	1,399	0,31	0,82	0,5	0,59

Рудно-форменный: Zn77(223) Cu88(130) Ag83(137) Pb11(188) V11,7(81) P9,1(140) W7,6(128) Y6(82) Ba5,6(81) Co3,3(130) Ni4,2(88) Ge3,8(109) Σ Kk=238; Vср=127%

Проблемы геохимии

А) Высокогорское месторождение:

Au (n=13) –

Ge_{0,83} W_{0,82} Co_{0,78} Zn_{0,76} As_{0,75} Cu_{0,74} Ag_{0,67} Hg_{0,62} ... B_{-0,83} Mo_{-0,81} Ba_{-0,70} Ga_{-0,58}

Б) Осокино-Александровское месторождение:

Au (n=8) – P_{0,61} Y_{0,38} Ti_{0,36} Sc_{0,34} Mn_{0,32} ... Ga_{-0,65} Mo_{-0,41}

Для первого месторождения характерна тесная связь золота с сульфидами и магнетитовой минерализацией, для второго – отсутствие таковой с сульфидами при имеющейся связи с магнетитовой минерализацией. По-видимому, последнее и объясняет более низкое содержание золота в железных рудах Осокино-Александровского месторождения.

Различия в геохимических ассоциациях и корреляционных связях элементов на месторождениях обусловлены особенностями условий формирования рудно-магматических систем (PMC) над палеозойской зоной субдукции при последовательных стадиях развития островной дуги (S₁-D₂) Тагильской зоны Урала [3]. Основными элементами индикаторами золотоносности являются Co, Cu, Ag, As, Zn. Геохимическими показателями и параметрами для поисков и оценки золотоносности будут составы рудно-формационных рядов химических элементов выявленных комплексных геохимических ореолов, высокие значения геохимических показателей, включающих показатели интенсивности проявления элементов-индикаторов золотоносности (сумма коэффициентов концентрации, мультипликативные показатели привноса и привноса-выноса элементов-индикаторов) и зонального уровня среза оруденения. Большое значение имеет индикаторное отношение Ni/Co.

Полученные закономерности имеют большое практическое значение для оценки золотоносности еще не разрабатываемых железо-скарновых месторождений Урала и проведения ревизионных работ на эксплуатируемых объектах. Вышеизложенный материал свидетельствует о возможной попутной добыче золота на Высокогорском месторождении. Для этого необходимо предварительное проведение геохимических поисково-оценочных работ с выявлением комплексных геохимических ореолов, на основании оценки которых будут выделены отдельные блоки магнетитовых руд и вмещающих пород с промышленной золотоносностью.

Список литературы

1. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогенез Урала. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. С. 140.
2. Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Сульфидная золото-кобальт-медная минерализация Высокогорского скарново-магнетитового месторождения (Урал) // Ежегодник-1996 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 168–170.
3. Полтавец Ю.А. и др. Благородные металлы в скарновых месторождениях железа и меди на Урале: некоторые итоги изучения и проблемы // Скарны, их генезис и рудоносность / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 191–199.

И.А. Богуш, А.А. Бурцев, М.Н. Колесникова
Южно-Российский технический университет, г. Новочеркасск

**КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ, КЛАСТЕРНЫЙ И ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ
ГЕОХИМИИ КОЛЧЕДАННЫХ РУД ЮЖНОГО УРАЛА**

Колчеданные месторождения Южного Урала рассматривались широким рядом исследователей в рамках соответствующих классификаций и типизаций (М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, Н.И. Еремин, В.В. Зайков, А.Г. Злотник-Хоткевич, М.И. Исмагилов, М.М. Константинов, А.И. Кривцов, В.В. Маслеников, В.М. Нечеухин, В.А. Прокин, В.Ф. Рудницкий, В.И. Смирнов, П.Ф. Сопко, В.И. Старостин, Е.П. Ширай, Г.Ф. Яковлев, П.Я. Ярош). Для классификации колчеданных месторождений использование геодинамического режима формирования рудоносных геологических формаций стало одним из частных результатов утверждения концепции тектоники литосферных плит [2] с отражением соотношения между основными рудными компонентами (Pb–Cu–Zn). В некоторой степени эта группировка перекликается с подразделением колчеданных месторождений на основе корреляционно связанных вариаций состава рудоносных толщ и руд [16]. Н.И. Еремин и др. [3–5] используют следующее подразделение колчеданных месторождений: медно- и медно – цинково - колчеданные месторождения в недифференцированных базальтоидных (офиолитовых) формациях и медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические (иногда с баритом) месторождения в бимодальных базальт-риолитовых и последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых формациях. Н.И. Еремин и др. (2000) показывают, что большинство известных в мире вулканогенных колчеданных месторождений относятся к типу куроко; при этом подчеркивается настоятельная необходимость вычленения из этого типа крупной группы месторождений и отнесения ее к уральскому типу, как это делает целый ряд исследователей [2–5, 11]. К уральскому типу отнесены [3–5] такие известные на Южном Урале месторождения, как Приорское, Блявинское, Джусинское, Яман-Касы, Гайское, Комсомольское, Барсучий Лог, Октябрьское на Южном Урале и Первомайское, Скалистое, Быковское, Урупское на Северном Кавказе, этими же авторами Бескесское месторождение (Северный Кавказ) отнесено к типу бесси.

В.А. Прокиным, И.Б. Серавкиным Ф.П. Буслаевым и др. (1992) предложена классификация, имеющая в основе геодинамический режим формирования рудоносных геологических формаций. В качестве подразделения кипрского типа этими авторами выделен оманский (домбаров-

Проблемы геохимии

ский) подтип, включающий в себя Летнее, Осеннее и Правобережное месторождения. К уральскому типу относятся Гайское (Южный Урал) и Урупское (Северный Кавказ). Джусинское месторождение, используемое авторами как эталонный колчеданно-полиметаллический объект, отнесено к баймакскому подтипу уральского типа. Месторождения баймакского типа (Бакр-Тая, Майское, Тубинское) в отличие от других имеют высокое содержание главных полезных минералов: сфalerита, барита, местами халькопирита, галенита; отмечается постоянное присутствие в рудах теллуридов, самородного золота [8, 10].

Критерии типизации месторождений не унифицированы. Одни [3, 5, 6] месторождения Летнее и Осеннее относят к типу бесси, в то время, как другие [17] эти месторождения считают принадлежащими к домбровскому типу; В.А. Прокин и др. в отличие от Н.И. Еремина с соавторами, объединяющими тип бесси и кипрский, рассматривают бесси как подтип кипрского типа [18]. При этом, как показывает ряд исследователей [7–9, 12], несмотря на различающуюся обстановку нахождения, месторождения характеризуются однотипной гипогенной зональностью распределения сходных парагенетических ассоциаций минералов и минеральных парагенезисов, а также обладают рядом общих черт в распределении концентраций полезных компонентов и характере зональности.

Проведена типизация фанерозойских колчеданных месторождений вулканической ассоциации с использованием количественных критериев [1–3]. Использование параметрических моделей при изучении колчеданных объектов можно считать авторитетно рекомендованной методикой в современных работах ЦНИГРИ [13–15]. Таким образом, количественные связи между содержаниями промышленно ценных компонентов (Cu, Zn, Pb, Ag и Au), являясь конечным результатом совокупности процессов колчеданного рудогенеза, могут служить промышленно значимыми и одновременно генетически информативными показателями.

В ходе исследований обработан материал геохимических анализов 608 рудных образцов, отобранных с 18 колчеданных месторождений Южного Урала. Во всей совокупности исследованных данных проявляются три типа руд: медно-цинковые, свинцово-медные и комбинированные – полиметаллического состава. Каждый из этих типов характеризовался своей спецификой корреляционных связей между рудными компонентами – такими как медь, цинк, свинец, а также сера, серебро и золото.

При рассмотрении процентных соотношений между ведущими рудными компонентами (рис. 1) обращает на себя внимание полосовидная форма облака точек, отклоняющегося к свинцу при приближении к меди. Это соответствует увеличению в медных рудах доли свинца при уменьшении содержания цинка. Приведенная треугольная диаграмма

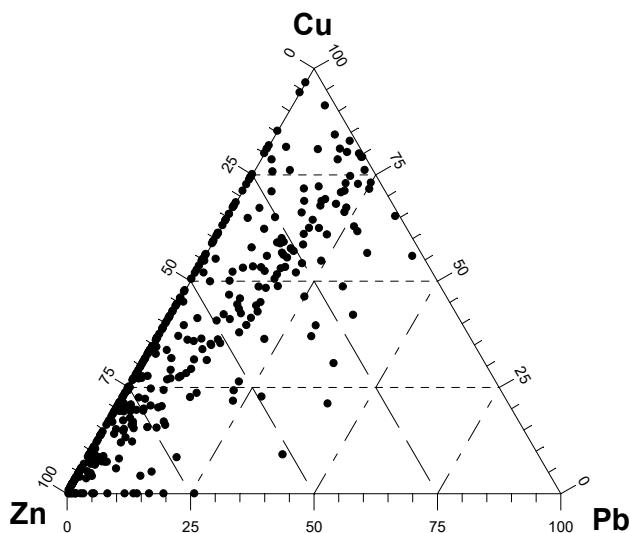


Рис. 1. Соотношение между ведущими рудными компонентами в колчеданных месторождениях Южного Урала

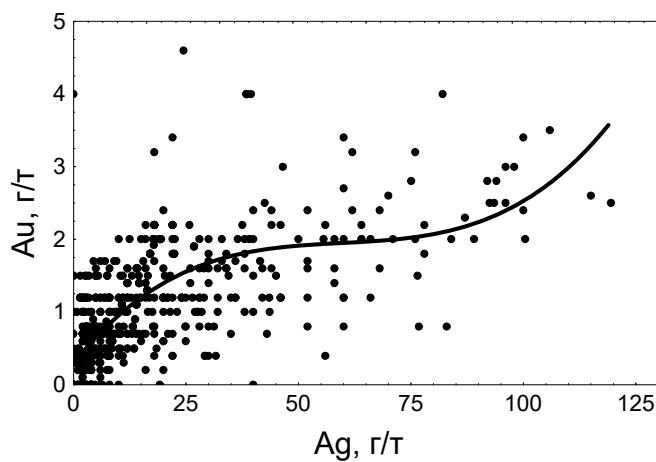


Рис. 2. Соотношение Ag–Au в колчеданных месторождениях Южного Урала

Проблемы геохимии

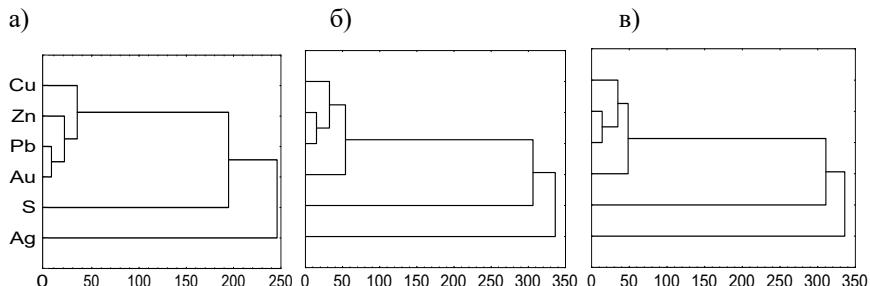


Рис. 3. Иерархический кластерный анализ компонентов в колчеданных месторождениях Южного Урала: а – медно-цинковых, б – свинцово-медных, в – комбинированных

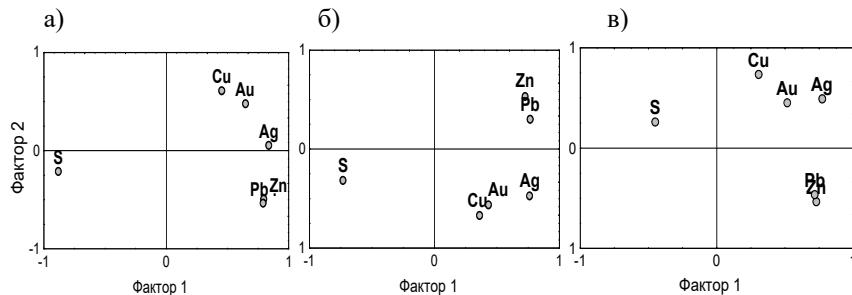


Рис. 4. Диаграммы факторных нагрузок для колчеданных месторождений Южного Урала: а – медно-цинковых, б – свинцово-медных, в – комбинированных

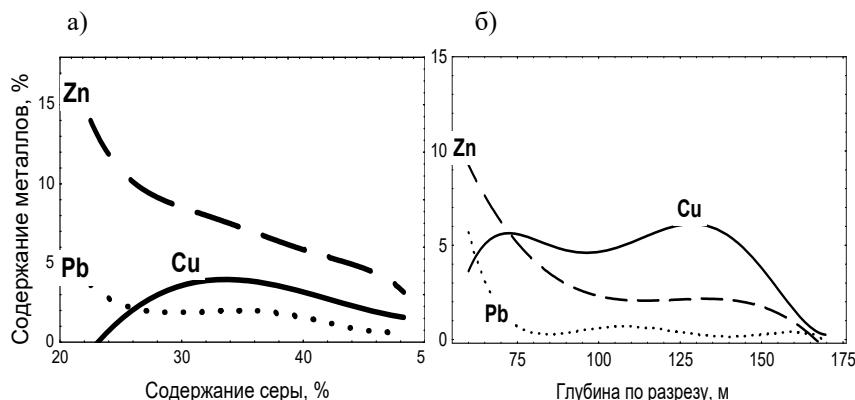


Рис. 5. Зависимость содержания металлов от содержания серы и глубины в колчеданных месторождениях Южного Урала

выражает лишь процентное соотношение главных рудных компонентов, но не отражает их содержания в руде.

Существенной особенностью всех руд представляется тесная связь между содержаниями серебра и золота (рис. 2). Иерархический кластерный анализ (рис. 3) позволяет проследить близость золота со свинцом, цинком и с медью. Особняком стоит сера, и на отдельной ветви дендрограммы располагается серебро. Примечательно, что самая тесная связь у золота наблюдается со свинцом. R-факторный анализ по методу главных компонент позволяет также отследить антагонизм серы во всех типах руд по отношению к меди, цинку и свинцу во вкладе в суммарную дисперсию признаков. Несколько отличающуюся, но в целом совпадающую картину дают серно-колчеданные руды. На всех диаграммах факторных нагрузок (рис. 4) отмечается тесная ассоциация цинка и свинца. Показательным моментом может представляться корреляция между содержаниями ведущих рудных компонентов – меди, цинка и свинца – и содержанием серы (рис. 5, а). При этом изменения содержаний металлов вдоль оси, отражающей содержание серы, соответствуют вертикальной зональности колчеданно-полиметаллического рудного тела (рис. 5, б): кровля обогащена цинком (и нередко свинцом), в то время как медь тяготеет к середине разреза; нижняя часть разреза сложена существенно серно-колчеданными рудами, обедненными медью, цинком и свинцом.

Таким образом, максимально тесные генетически обусловленные связи синрудного характера, выявляемые иерархическим кластер-анализом, золото демонстрирует со свинцом, являясь синрудным продуктом – одним из составляющих сложного комплексного процесса колчеданного рудогенеза.

Список литературы

1. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения (на примере колчеданных месторождений фанерозоя). М.: Изд-во МГУ, 1983. 255 с.
2. Еремин Н.И. Типизация фанерозойских колчеданных месторождений // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. №5. С. 1176–1179.
3. Еремин Н.И. и др. Типы массивных колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геол. рудн. месторожд. 2000. №2. С.177–190.
4. Еремин Н.И. и др. Главнейшие колчеданоносные провинции мира: матер. науч. конф. «Ломоносовские чтения», 2003, апрель. <http://geo.web.ru>
5. Еремин Н.И. и др. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации. М.: Изд-во МГУ, 1999; Вестник ОГГГН РАН. 1999. №4. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kolchedan.htm - begin.
6. Еремин Н.И. и др. О формировании руд Октябрьского медноколчеданного месторождения на Южном Урале в связи с распределением рудообразующих элементов // Вестник МГУ. 1975. №2.
7. Исмагилов М.И. Зональность окорудных метаморфических пород и эндогенных геохимических ореолов месторождения Весеннего // Геология и условия образования месторождения меди на Южном Урале. Уфа, 1975. Вып. 25. С. 64.

Проблемы геохимии

8. Исмагилов М.И. Сводная колонка зональности колчеданных залежей Южного Урала и Мугоджар // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа, 1985. С. 29–35.
9. Исмагилов М.И. О зональности колчеданных месторождений Южного Урала // Вулканализм и металлогенез геосинклиналей. Уфа, 1986. С. 67–75.
10. Исмагилов М.И., Исмагилов М.З. Вещественный состав руд золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970. Вып. 10. С. 105–113.
11. Колчеданные месторождения мира / под ред. В.И. Смирнова. М., 1979. 284 с.
12. Кривцов А.И., Шишаков В.Б. Вопросы рудной зональности колчеданных месторождений Урала // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. М., 1979. С. 11–23. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148).
13. Кривцов А.И. и др. Месторождения колчеданного семейства. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов / ЦНИГРИ. М., 2002. 282 с.
14. Параметрические геолого-поисковые модели медно-цинковоколчеданных месторождений. Атлас / ЦНИГРИ. М., 1993.
15. Параметрические геолого-поисковые модели колчеданно-полиметаллических месторождений. Атлас / ЦНИГРИ. М., 1993. 150 с.
16. Меднорудные месторождения – типы и условия образования / под ред. А.И. Кривцова и др. М.: Недра, 1987. 197 с.
17. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск, 1988.
18. Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования. Екатеринбург, 1992. 307 с.

Я.В. Кичигина

Пермский университет

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЖНО-ЧУСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На территории Пермского края насчитывается более 20 разрабатываемых месторождений известняков, карбонатные породы которых относятся к различным формациям полезных ископаемых [1].

Южно-Чусовское месторождение расположено в пригородной зоне г. Чусового, на левом берегу р. Чусовой. Оно приурочено к карбонатным породам визейского и башкирского ярусов каменноугольной системы. Полезная толща неоднородна и представлена органогенными перекристаллизованными известняками серого цвета, доломитизированными известняками и доломитами, окремнелыми известняками. Средний химический состав сырья (%): CaCO_3 – 54,97–99,2, MgCO_3 – до 43,95, н.о. 2,46,

R_2O_3 – 0,14–1,62, $CaCO_3+MgCO_3$ – 88,9–97,9 [3]. Известняки этого месторождения используются в строительстве и сельском хозяйстве.

Для рационализации методики опробования скважин необходимо решить задачу оценки амплитудной и частотной изменчивости полей химических и физико-химических параметров месторождения и их пространственных соотношений. Амплитудная изменчивость исследовалась статистическими методами, путем оценки среднего арифметического (с), среднеквадратического отклонения (S), эксцесса (Е), асимметрии (А) и коэффициента вариации (V). Для оценки частотной изменчивости параметров использовался метод автокорреляции по проекциям единичных градиентов. Пространственные соотношения полей изучены с помощью корреляционного анализа [2]. В процессе детальной разведки на месторождении пробурены скважины и взяты пробы, которые в соответствии с требованиями инструкции [4] подвергнуты химическому анализу и физико-механическим испытаниям. Обработка информации выполнена по скв. 8 и 9. Длина вскрытого интервала по скв. 8 составляет 105,35 м, по скв. 9 – 72,4 м. Из керна скв. 8 были отобраны 63 пробы для химического анализа и 30 проб для физико-механических испытаний, по скв. 9 соответственно, 40 и 21. Результаты статистической обработки данных химического опробования приведены в табл. 1 и 2, а физико-механических испытаний – в табл. 5.

Судя по оценкам коэффициента вариации, самой высокой относительной амплитудной изменчивостью характеризуются содержания MgO и SiO_2 (табл. 1, 2). Это связано с большой изменчивостью литологического состава пород, а также с возможным присутствием ураганных проб.

Корреляционные связи между химическими компонентами устойчивы в пределах месторождения (табл. 3). Можно сделать вывод о наличии однородных геохимических полей на Южно-Чусовском месторождении. Очень тесная отрицательная корреляционная связь установлена между содержаниями CaO и MgO . Это позволяет рассчитать уравнения регрессии между компонентами, по которым, пользуясь результатами химических анализов одного компонента, можно оценить содержание другого.

Для оценки частотной изменчивости геохимических полей были рассчитаны радиусы автокорреляции содержаний CaO и MgO для I высокочастотного и II более низкочастотного уровней (табл. 4).

Зная радиусы автокорреляции, можно рассчитать длины волн геохимических полей CaO и MgO . Они равны установленному радиусу автокорреляции. Длина волны I уровня примерно равна 8 м, что соответствует переслаиванию литологических разностей пород, и, по-видимому, отражает фациальные условия осадконакопления. Длина волны II уровня – 26 м, что предположительно соответствует следующему уровню цикличности накопления осадочных пород.

Проблемы геохимии

Таблица 1

Амплитудная изменчивость геохимических полей по скв.8

Оксид	\bar{c} , %	S, %	E	A	V, %
CaO	48,06	9,56	-1,45	-0,68	19,88
MgO	6,38	8,23	-1,37	0,74	129,02
SiO ₂	0,86	2,92	61,48	7,77	338,45
R ₂ O ₃	0,34	0,19	11,99	3,08	56,9
ППП	44,34	2,04	12,94	-2,26	4,6

Таблица 2

Амплитудная изменчивость геохимических полей по скв.9

Оксид	\bar{c} , %	S, %	E	A	V, %
CaO	45,52	10,1	-1,96	-0,19	22,2
MgO	8,66	8,61	-1,96	0,19	99,43
SiO ₂	0,52	0,5	7,72	2,5	96,03
R ₂ O ₃	0,28	0,12	0,3	0,89	43,19
ППП	44,92	1,56	-1,78	0,22	3,48

Таблица 3

Оценки коэффициентов корреляции между содержаниями химических компонентов по скважинам 8 (справа вверху) и 9 (слева внизу)

Оксид	CaO	MgO	SiO ₂	R ₂ O ₃	ППП
CaO	1	-0,98	-0,06	-0,2	-0,65
MgO	-0,99	1	-0,12	0,17	0,77
SiO ₂	0,0004	-0,03	1	0,23	-0,72
R ₂ O ₃	-0,44	0,42	0,49	1	-0,08
ППП	-0,97	0,98	-0,18	0,32	1

Таблица 4

Значения радиусов геометрической автокорреляции, м

Уровни изменчивости	CaO	MgO
I	2	2,2
II	6,4	6,8

Таблица 5

Амплитудная изменчивость физико-механических параметров по скв.8

Параметр	\bar{c} ,	S	E	A	V, %
Объемная плотность, г/см ³	2,68	0,04	2,25	-0,82	1,65
Удельная плотность, г/см ³	2,72	0,06	2,61	-0,17	2,25
Пористость, %	1,74	1,17	-0,81	0,61	67,51
Водопоглощение, %	0,63	0,37	0,38	0,92	59,6
Предел прочности (сух.), кг/м ²	944,04	208,9	-1,24	-0,35	22,13
Предел прочности (вод.) кг/м ²	701,91	150,1	0,14	0,76	21,38
Предел прочности (зам.) кг/м ²	563,11	129,4	3,18	1,5	22,98
Коэф. размягчения	0,74	0,17	-1,32	-0,06	23,62
Коэф. морозостойкости	0,83	0,14	-1,2	-0,22	17,83

Проблемы геохимии

Из физико-механических параметров самый большой коэффициент вариации установлен у значений пористости и водопоглощения (табл. 5). Это обусловлено, прежде всего, неоднородным литологическим составом пород.

Также были изучены соотношения химических и физико-механических свойств известняков. Достаточно тесная отрицательная корреляционная связь наблюдается между содержанием CaO и объемной плотностью -0,6, а также между водопоглощением и CaO -0,8. Это позволяет судить о физико-механических свойствах карбонатных пород косвенно, т. е. по соответствующим химическим анализам.

Решенные задачи имеют практическое и теоретическое значение. По результатам изучения частотной изменчивости геохимических полей можно судить о смене фациальных и палеотектонических обстановок накопления известняков, о цикличности осадконакопления в данном бассейне. Полученные оценки коэффициентов корреляции позволяют сделать вывод о целесообразности проведения физико-механических испытаний в ограниченном количестве, т.е. на стадии детальной разведки по опорным скважинам, а на стадии эксплуатационной разведки судить об их значениях по результатам химического опробования.

Список литературы

1. Кичигина Я.В. Минерагения карбонатов Пермского края. Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 2005. С. 126–131.
2. Ибламинов Р.Г., Ибламинова Н.Ф. Методика обработки данных поисковой геохимии / Перм. ун-т. Пермь, 1997. 40 с.
3. Петрова Л.И., Кокаровцев В.К. Агрокарбонаты Пермской области: справочник. Пермь, 1990. С. 25–49.
4. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям карбонатных пород. М., 1983. 40с. (ГКЗ).

Б.А. Бачурин, Т.А. Одинцова, А.Ю. Бабошко
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА В СОСТАВЕ ТЕХНОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАЛИЙНОГО ПРОИЗВОДСТВА

Отходы горнопромышленного производства являются одним из наиболее мощных источников поступления в биосферу соединений, многие из которых представляют экологическую опасность. Особую группу поллютантов представляют органические вещества, отличающиеся от других способностью к быстрой геохимической трансформации под воз-

Проблемы геохимии

действием внешних факторов, что определяет возможность появления в составе техногенных потоков рассеяния новых соединений, отсутствующих в исходных техногенно-минеральных образованиях [1].

Как показывает анализ условий формирования отходов горнoprомышленного производства, для многих из них характерен поликомпонентный состав, сочетающий взаимодействие природных и техногенных составляющих: наряду с геохимическими особенностями минерального сырья, определяющими природную литоэкологичность полезных ископаемых, значительную роль в формировании состава отходов играют технологические факторы, связанные с особенностями применяемой рудоподготовки и обогащения. Значительная роль технологических факторов в формировании состава отходов проявляется при флотационном обогащении, которое сопровождается возникновением различных физико-химических барьеров, приводящих к формированию поликомпонентных техногенно-минеральных образований с участием технологических химреагентов [2]. Многие из используемых в технологических процессах органических флотореагентов с экологической точки зрения практически не изучены. Они часто не совсем соответствуют своему названию и представляют сложную смесь соединений, некоторые из которых относятся к категории экотоксикантов (ПАУ, нефтепродукты, фенолы, амины). Все это приводит к тому, что формирующиеся в процессе переработки минерального сырья отходы во многих случаях представляют собой сложные органоминеральные комплексы, не имеющие природных аналогов и требующие исследования их экологической опасности [3].

Принятая технология переработки калийных руд Верхнекамского месторождения предусматривает извлечение полезных компонентов с помощью флотационного или галургического методов обогащения. Флотация проводится с использованием широкого комплекса органических реагентов (оксиэтилированные жирные кислоты ОЖК, полиакрилонитрилы, алифатические амины, диоксановые спирты, нефтепродукты), существенно увеличивающими степень органического загрязнения. Наиболее высокий уровень органического загрязнения характерен для глинисто-солевых шламов: содержание битумоидов (ХБА) колеблется в пределах 0.73–3.0 г/кг, нефтепродуктов (НП) – 0.34–1.25 г/кг. Более низкое содержание данных компонентов характерно для галитовых отходов, что связано с незначительным содержанием глинистого материала (табл. 1).

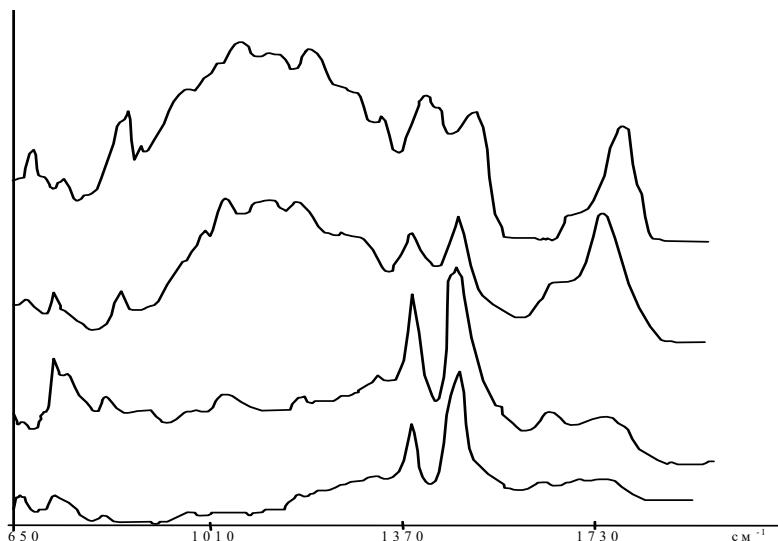
По данным тонкослойной хроматографии (ТСХ) и ИКспектроскопии (рисунок) в составе битумоидов шламов преобладают метано-нафтеновые структуры, причем степень насыщенности ими несколько выше, чем глинистой фракции калийных руд, что свидетельствует о дополнительном источнике их поступления (используемые в технологическом процессе химреагенты). Уровень органического загрязнения

Таблица 1

*Содержание органических соединений
в рудах и отходах калийного производства*

Исследованный объект	Содержание, мг/кг		Групповой состав по данным ТСХ, %		
	ХБА	НП	МНФ	НАФ	САФ
Калийные руды	30-270	20-110	35-51	0-11	48-60
Каменная соль	10-160	10-100	46-58	3-16	32-46
Галопелиты	5920-11070	1000-1580	26-54	7-32	38-62
Галит. отходы	20-130	1-12	21-51	0-9	40-79
Глинисто-солевые шламы	330-3890	140-1960	52-74	4-20	22-38
Жидкая фаза шламов	2.3-94.8	0.3-8.7	-	-	-
Водные вытяжки из шламов	0.5-8.6	0.02-1.2	57-83	0-6	17-39
Избыточные рассолы	1,1-22.3	0.2-2.1	1-44	0-22	42-91

Фракции битумоидов: МНФ – метано-нафтеновая; НАФ – нафено-ароматическая, САФ – смолисто-асфальтеновая.



ИК-спектры битумоидов отходов калийного производства: 1 – шлам; 2 – нерастворимый остаток шлама; 3 – водная вытяжка из шлама; 4 – избыточные рассолы

Проблемы геохимии

рассолов характеризуется следующими параметрами: содержание битумоидов – до 2,5–22,3, нефтепродуктов – 0,33–2,1, аминов – 0,35–0,96, фенолов – до 0,08 мг/л.

Исследование углеводородной фракции ХБА шламов методом хромато-масс-спектрометрии (ХМС) показало, что в ее составе преобладают насыщенные алифатические и галогенированные углеводороды ряда С₄–С₄₄ при незначительном содержании нафтеновых и ароматических структур. Неуглеводородные соединения представлены в основном карбоновыми кислотами и их производными при подчиненной роли других (кетоны, альдегиды, спирты, эфиры, галогенсодержащие соединения). Близкий состав МНФ битумоидов характерен для галопелитов, что подтверждает участие рассеянной органики глинистой фракции в формировании органической составляющей отходов производства (табл. 2).

Аккумулированные в глинисто-солевых шламах и галитовых отходах органические соединения могут рассматриваться как потенциальные вторичные источники загрязнения окружающей среды – высвобождение их из связанного состояния может происходить за счет выщелачивания отходов атмосферными осадками. Как показали результаты исследований, даже при однократном растворении шламов часть органических соединений легко растворяется в воде: содержание битумоидов в водных вытяжках из шламов колеблется в пределах 0,55–8,58 мг/л, нефтепродуктов – 0,02–1,18 мг/л, фенолов – 0,001–0,08 мг/л, аминов – до 0,78 мг/л.

Экспериментальное моделирование процесса длительного воздействия воды на глинисто-солевые шламы (последовательное многоэтапное растворение дистиллятом) показало, что переход органических соединений в водную фазу носит сложный неравномерный характер: сначала растворяются не связанные с минеральной матрицей соединения, затем происходит разрушение сформировавшихся в процессе обогащения калийных руд органо-минеральных комплексов, и на заключительном этапе – растворение структур, содержащихся в нерастворимом остатке ОВ. Отмечается и изменение состава переходящих в водную фазу битумоидов: если на первых этапах растворения доля нефтепродуктов в составе ХБА колеблется в пределах 1–15%, то на заключительном этапе содержание УВ увеличивается до 35–38%, что связывается с включением в процесс растворения РОВ глинистой фракции галопелитов. В целом на долю водорастворимых соединений приходится от 5 до 33% содержащихся в глинисто-солевых шламах органических веществ (табл. 3).

Установлено, что гидролитические процессы приводят к тому, что нерастворимый остаток может приобретать большую битуминозность, чем исходный образец. Так в ряде случаев в нерастворимом остатке шламов после их выщелачивания водой содержание углеводородных соединений (НП) увеличилось в 2,6–12,9 раз. Это свидетельствует о том, что в

Проблемы геохимии

Таблица 2

*Состав углеводородной фракции отходов калийного производства
(по данным ХМС)*

Объект исследования	Группы органических соединений, в % на фракцию			
	УВ	Кислород-содержащие	Галоген-содержащие	Прочие
Галопелиты	83,31 (24)	7,14 (14)	3,13 (6)	6,42
Н.О. глин	78,87 (29)	12,16 (18)	2,63 (8)	6,34
Водная вытяжка из глин	35,90 (13)	47,13 (23)	2,94 (4)	14,03
Оборотный маточник	11,90 (21)	55,32 (9)	28,66 (7)	4,12
Галитовые отходы	56,18 (27)	39,43 (17)	2,46 (7)	1,93
Глинисто-солевые шламы	49,97 (29)	37,48 (13)	8,79 (6)	3,76
Н.О. шламов	49,30 (24)	22,16 (10)	15,40 (4)	13,14
Водная вытяжка из шламов	8,24 (15)	89,82 (13)	1,18 (5)	0,76
Избыточные рассолы	15,76 (24)	79,72 (20)	2,02 (7)	2,50

Примечание: в скобках указано количество идентифицированных соединений.

Таблица 3

Характер перераспределения органических соединений в системе “шлам - вода”

Объект исследования	Количество ХБА/НП, мг		
	в исходном шламе	перешедшее в водную fazу	нерасторовимый остаток
Шлам с о/ф БКРУ-1	<u>155,4</u> 99,0	<u>21,1</u> 1,5	<u>76,1</u> 54,2
Шлам с о/ф БКРУ-2	<u>80,6</u> 38,0	<u>22,8</u> 1,3	<u>72,8</u> 44,3
Шлам с о/ф СП“Кама”	<u>73,2</u> 34,0	<u>9,8</u> 1,3	<u>80,1</u> 47,4
Шлам с о/ф БКРУ-4	<u>84,2</u> 48,0	<u>10,5</u> 0,8	<u>61,6</u> 22,2
Шлам из ш/х СКРУ-1	<u>166,1</u> 96,0	<u>23,4</u> 4,3	<u>207,6</u> 148,7
Шлам из ш/х СКРУ-2	<u>299,7</u> 125,0	<u>14,7</u> 2,2	<u>284,4</u> 214,8
Шлам из ш/х СКРУ-3	<u>117,0</u> 40,0	<u>10,2</u> 1,6	<u>133,1</u> 116,9

Проблемы геохимии

процессе выщелачивания отходов вода выполняет не только растворяющую и транспортирующую роль, а выступает как активный реагент, приводящий к перестройке структуры содержащихся в них органических соединений и повышению их миграционной способности.

Исследование состава битумоидов, переходящих в водную фазу, подтверждает значительную трансформацию структуры техногенных потоков рассеяния. Водорастворимые комплексы отходов калийного производства обогащены битуминозными и углеводородными соединениями (НП – 0,1–2,2 мг/дм³), в составе которых зафиксировано присутствие алифатических галогенсодержащих структур ряда С₉–С₁₈, являющихся маркерами сингенетичного ОВ галопелитов. По данным ИКС и ХМС в составе кислородсодержащих структур существенную роль играют сложные эфиры, в т.ч. фталаты, на долю которых приходится до 74–89% метано-нафтеновой фракции аквабитумоидов. Эти соединения, образование которых связано, по всей вероятности, с преобразованием природных и техногенных органических веществ в процессе обогащения, могут рассматриваться как специфические индикаторы техногенного органического загрязнения гидросферы в районах калийных предприятий.

Проведенные исследования органической составляющей отходов калийного производства показывают, что они являются источником эмиссии в природные геосистемы (в первую очередь в гидросферу) широкого комплекса соединений, требующих детального изучения с экологической точки зрения.

Список литературы

1. Бачурин Б.А. Научно-методические подходы к выявлению и идентификации источников органического загрязнения природных природных геосистем // Матер. научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. С. 234–239.
2. Бачурин Б.А. Геохимические барьеры и накопление экотоксикантов в отходах горнодобывающего производства // Стратегия и процессы освоения георесурсов / ГИ УрО РАН. Пермь, 2004. С. 33–37.
3. Бачурин Б.А., Одинцова Т.А. Органические поллютанты в отходах горно-промышленного производства // Сергеевские чтения. Вып. 7. М., 2005. С. 76–81.

Б.А. Бачурин, А.А. Борисов
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

О ХАРАКТЕРЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГАЗОВОГО ФОНА НЕФТЬЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ

Научной основой применения геохимических методов при поисках месторождений нефти и газа является представление о фильтрационно-

диффузионном массопереносе углеводородных газов и низкомолекулярных жидких углеводородов из залежей в перекрывающие осадочные толщи [1]. В результате сложного, поддающегося лишь весьма приближенному анализу, процесса в надпродуктивной части разреза формируются специфические “ореолы рассеивания” газообразных и частично парообразных углеводородов, приводящие к пространственной изменчивости природного геохимического фона приповерхностной части разреза и формированию аномалий нафтидного типа. Поступление углеводородов в зону гипергенеза обычно сопровождается бактериальным окислением, что приводит к вторичным преобразованиям пород и вод и позволяет в некоторых случаях расширить перечень нефтепоисковых индикаторов за счет косвенных геохимических показателей, отражающих эти процессы (наличие углеводородокисляющих бактерий, серы, сульфидов железа).

Как показывает опыт проведения геохимических исследований в различных регионах, к числу наиболее информативных нефтепоисковых показателей относятся углеводородные газы (УВГ), характеризующиеся генетической связью с залежами нефти и газа и наивысшей миграционной способностью [1]. С учетом объекта опробования различают следующие модификации газогеохимических съемок: атмогеохимические – основанные на исследовании состава подпочвенного воздуха; литогеохимические – сорбированных в грунтах и породах газов; газогидрохимические – водорастворенных газов родников и скважин.

На территории Пермского Прикамья нефтегазопоисковые геохимические исследования широко проводились начали с середины 70-х годов Камским отделением ВНИГНИ и ПермНИПИнефть [2]. Работы носили опытно-методический характер и показали принципиальную возможность использования данных исследований в нефтепоисковых целях на различных этапах геологоразведочных работ. Это было подтверждено и работами на ряде нефтяных месторождений Пермской области [3, 4]. Основными видами работ являлись грунтовая и водная газогеохимические съемки, выполняемые обычно в комплексе с зонально-региональными и площадными сейсморазведочными исследованиями (табл. 1).

На всех известных месторождениях в грунтах и приповерхностной гидросфере фиксируются зоны повышенного содержания УВГ, в составе которых присутствуют гомологи метана до пентана включительно, что характерно для ореолов рассеяния залежей. Аномалии носят мозаичный «кольцевой» характер, что обусловлено приуроченностью зон повышенной проницаемости разреза преимущественно к периферии структур (рис. 1). Это свидетельствует, что в формировании структуры приповерхностного газового фона решающую роль играют поля естественных напряжений земной коры, контролирующие интенсивность субвертикального массопереноса УВГ из залежей.

Таблица 1

Нефтепоисковые газогеохимические исследования, выполненные на территории Пермской области в 1990-2005 гг.

Объект	Год	Вид работ
Башкирский свод, региональный сейсмический профиль Дороховка– Павловка (45 км)	1990-1991	литогеохимические газогидрохимические
Юрюзано-Сылвенская депрессия, региональные сейсмические профили (150 км)	1991-1992	литогеохимические газогидрохимические
Пермский свод, Батуйская площадь (площадная сейсморазведка)	1999	литогеохимические
Верхнекамская впадина, Кленовская площадь (площадная сейсморазведка)	1999-2000	литогеохимические
Соликамская депрессия, Ростовицкая структура	2004	газогидрохимические
Висимская впадина, Камский свод, региональный профиль Майкор – Бондюг – Северный (270 км)	2004-2005	литогеохимические
Соликамская депрессия, мест-ние им. Архангельского	2005	атмогеохимические литогеохимические



Рис. 1. Характер газогеохимических аномалий по результатам литогеохимических исследований на Батуйской площади

Особенно это проявляется для нефтяных месторождений Соликамской депрессии, наличие в разрезе которой мощной галогенной формации определяет слабую контрастность и прерывисто-дискретный характер аномалий, приуроченных преимущественно к системам линеаментов, отражающих трещинно-разрывные зоны осадочного чехла (рис. 2).

К числу наиболее информативных показателей при выявлении аномалий нафтидного типа следует отнести гомологи метана (тяжелые предельные УВ – ТУпр), концентрация которых превышает фон в 10–100 раз. Специфической особенностью их состава является присутствие бутанов и пентанов. Если на нефтяных месторождениях встречаемость этих компонентов достигает 50–90%, то на непродуктивных площадях она колеблется в пределах 0–20%. Отмеченное в ряде случаев повышение суммарных концентраций ТУпр на этих площадях обусловлено в основном этапом и отражает влияние сингенетичной органики болотноторфяного типа. Помимо аномалий ТУпр, во многих случаях на продуктивных площадях фиксируется также повышенное содержание в сорбированных газах непредельных углеводородов и диоксида углерода. Как правило, это сопровождается снижением контрастности аномалий УВГ и ТУпр. Значимая корреляционная связь гомологов метана (ТУпр) с непредельными углеводородами (табл. 2) позволяет предположить, что генезис последних связан не только с сингенетичной органикой [1], но и с происходящими в приповерхностной части разреза биохимическими преобразованиями миграционных углеводородов. Данное предположение подтверждается и зафиксированной изменчивостью приповерхностного газового фона в зависимости климатических условий: в пробах, отобранных в зимний период, частота встречаемости гомологов метана значительно выше, чем отобранных в летний период (рис. 3), что связывается с активизацией при положительных температурах деятельности углеводородокисляющих бактерий. С этим же процессом, по-видимому, связано повышение в летний период опробования содержания в сорбированных газах диоксида углерода, являющегося конечным продуктом бактериального окисления УВГ. Данное предположение подтверждается усилением в данных пробах корреляционной взаимосвязи диоксида углерода с ТУпр. Отмеченные факторы позволяют рассматривать непредельные углеводороды и диоксид углерода в качестве косвенных нефтепоисковых показателей при интерпретации газогеохимических данных.

Таким образом, обобщение опыта газогеохимических исследований на территории Пермского Прикамья показывает, что при благоприятных структурно-тектонических условиях данный метод позволяет выявлять в приповерхностной части разреза аномалии нафтидного типа, связанные с «ореолами рассеяния» залежей УВ. Вместе с тем, сложный характер их проявления, обусловленный неоднородностью диффузионно-

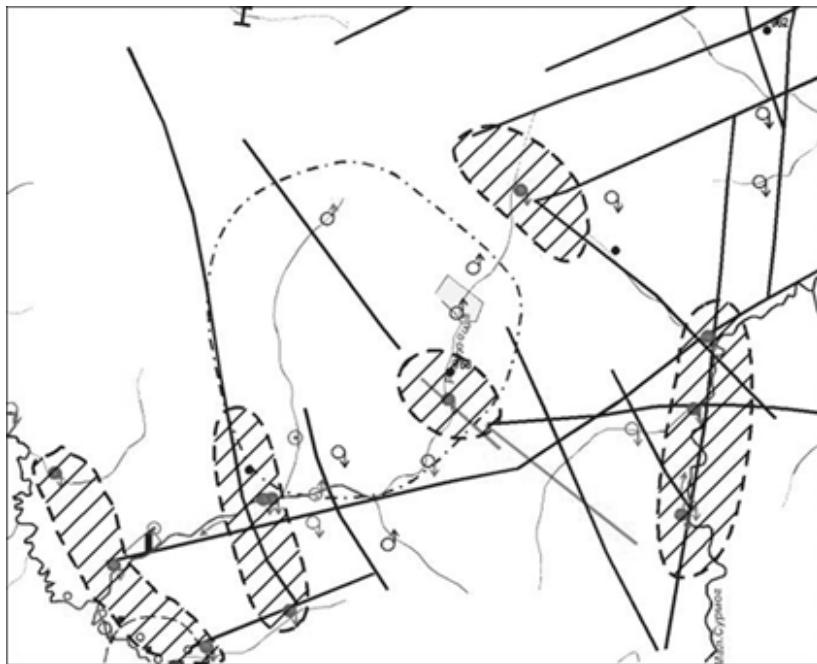


Рис. 2. Распределение газогеохимических аномалий в приповерхностной гидросфере района Ростовицкой структуры

фильтрационного массопереноса газовых компонентов и возможностью их преобразования в зоне гипергенеза, требует обязательного привлечения при интерпретации геохимической информации материалов аэрокосмогеологических исследований и использование современного математического аппарата, позволяющего выявлять корреляционно-связанные ассоциации газов-индикаторов.

Список литературы

1. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа / под ред. Е.В. Каруса. М.: Недра, 1986. 336 с.
2. Оценка нефтегазоносности локальных объектов Приуралья по биогеохимическим критериям // А.А. Оборин, М.А. Шишкин, Б.А. Бачурин и др. / УрО АН СССР. Свердловск, 1988. 124 с.
3. Бачурин Б.А. Газогеохимические методы при решении геологоразведочных и геэкологических задач // Стратегия и процессы освоения георесурсов: матер. науч. сессии / Горный институт УрО РАН. Пермь, 2005. С. 44–47.
4. Бачурин Б.А., Борисов А.А. Информативность газогеохимических методов при геологоразведочных и геэкологических исследованиях в нефтяных регионах // Геология и полезные ископаемые Урала: матер. регион. науч.-практ. конф. / Пермский ун-т. Пермь, 2005. С. 155–157.

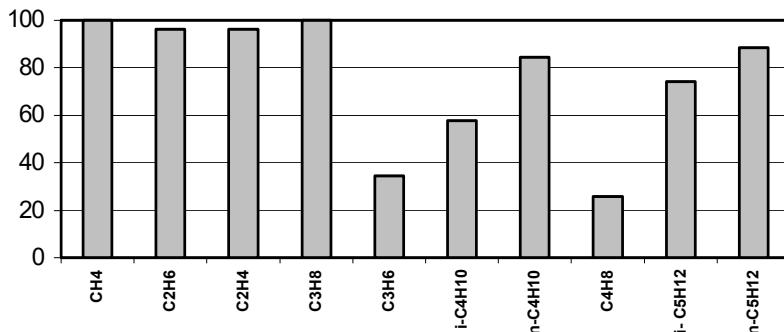
Таблица 2

Характер корреляционной взаимосвязи компонентного состава сорбированных газов

	УВГ	ТУпр.	ТУнепр.	CO ₂
УВГ	1	0,76	0,79	0,14
ТУпр.	0,65	1	0,57	0,22
ТУнепр.	0,06	0,66	1	0,29
CO ₂	0,01	0,42	0,38	1

Примечание: правый верхний угол – для зимнего периода, нижний левый – для летнего. Выделены значимые значения.

а



б

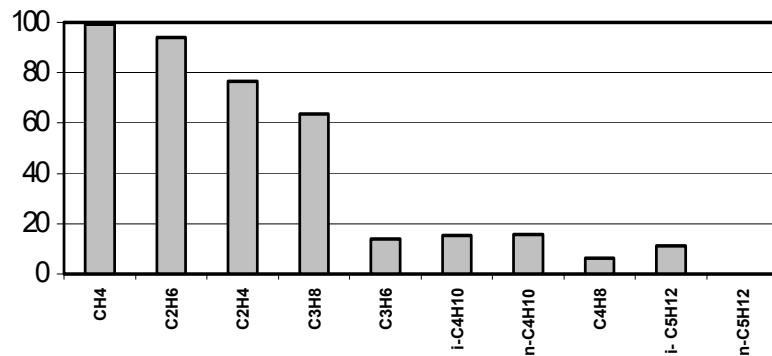


Рис. 3. Частота встречаемости (%) углеводородных компонентов сорбированных газов в летний (а) и зимний (б) периоды опробования

Проблемы геохимии

М.С. Леонтьев, А.Л. Котельникова, В.Ф. Рябинин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АНИОНОВ В ПРОФИЛЕ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Дерново-подзолистые почвы являются одними из преобладающих на Среднем Урале [2]. Данный регион в экономико-географическом отношении перенасыщен предприятиями разных отраслей промышленности – среди прочих здесь размещается ряд объектов цветной металлургии, самым мощным из которых по объёму производства признан Среднеуральский медеплавильный завод (СУМЗ; г. Ревда Свердловской области). В связи с этим обостряется проблема утилизации отходов названного предприятия с минимизацией отрицательных последствий для функционирования всех компонентов природных ландшафтов, включая плодородный почвенный слой. Техногенное давление, испытываемое дерново-подзолистыми почвами Среднего Урала в последние десятилетия, приобретает всё более угрожающий характер, и изменения верхних горизонтов коры выветривания, вызываемые им, нуждаются в тщательном мониторинге. Мы предприняли попытку, рассматривая почву в первую очередь как геологическое образование, проследить степень трансформации почвенной толщи при внесении в гумусовый горизонт шлака медеплавильного производства за достаточно краткий промежуток времени и на основе экого geoхимической характеристики распределения некоторых анионов – HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- – в верхней, наиболее плодородной, части почвенного профиля дать приблизительный прогноз изменения элементарных почвообразующих процессов (ЭПП).

Летом 2003 г. был начат эксперимент по эмиссии техногенного вещества в почву, рассчитанный на три года. Образцы нативных и загрязнённых разностей дерново-среднеподзолистых почв отбирались в 2003–2005 гг. в Шалинском районе Свердловской области (подзона южной тайги; в физико-географическом отношении – Западные предгорья Урала). Почвообразующей породой здесь выступают элювиальные отложения глинистых сланцев нижней перми [2]. Содержание анионов в почвенном растворе определялось стандартными методами в Институте промышленной экологии УрО РАН (аналитик – Л.В. Чембарцева).

Шлак вносили в гумусовый горизонт A1 на глубину 15...20 см от дневной поверхности в пропорции 1 кг/м³. Его химический состав (СУМЗ; г. Ревда) был следующим (%): Si – 16.7; Al – 2.4; Fe – 35.5; Mg – 1.02; Ca – 3.1; Na – 0.4; K – 0.5; P – 0.12; Си – 0.44; Zn – 3.3; Pb – 0.44; As

– 0.1; Sb – 0.03; S – 1.3; Cd – 0.002. Шлак вносился равномерно и осторожно перемешивался с почвенной массой, после чего вскрытый слой почвы прикрывался снятым дёрном и пробная площадь оставлялась в таком виде на 1 год. Таким образом, были сохранены все естественные условия почвообразовательного процесса.

В гумусово-аккумулятивном горизонте, куда вносили техногенное вещество, содержание *гидрокарбонат-иона* после первого года эксперимента осталось прежним (таблица). На второй год всё же его количество в A1 снизилось, причём довольно значительно. При этом не выявлено какой-либо зависимости величины содержания НСО₃ от величины рН. В то же время после второго года экспериментальной эмиссии шлака подщелачивание почвенной среды повлекло двоекратное повышение содержания гидрокарбонат-иона в горизонте A2. В данном случае повышение рН, скорее всего, привело к ускорению катализации окисления микроорганизмами мёртвого органического вещества, одним из итогов которого становится диссоциация угольной кислоты Н₂СО₃ на Н⁺ и НСО₃⁻ [1]. На первом этапе эксперимента этот процесс развивался в прежних ("нативных") масштабах.

Содержание НСО₃, SO₄, Cl⁻ в верхних горизонтах дерново-подзолистых почв Среднего Урала, мг/дм³

Генетический горизонт	pH	НСО ₃	SO ₄	Cl ⁻
До внесения шлака				
A0	4.12	262.40	27.16	19.10
A1	4.1	91.50	9.88	8.90
A2	3.84	18.30	11.52	7.80
Через 1 год после внесения шлака				
A0	4.41	231.90	9.06	10.20
A1	4.34	91.50	14.00	8.20
A2	4.43	12.20	6.58	8.50
Через 2 года после внесения шлака				
A0	4.31	195.30	10.56	15.19
A1	4.34	61.00	14.78	9.70
A2	4.09	36.60	3.52	8.86

Снижение же величины содержания НСО₃ в горизонте A1 можно объяснить иммобилизацией карбоксильной группы под влиянием поступившего со шлаком Са в почвенные карбонатные новообразования состава CaCO₃. Вещество вносимого шлака, помимо сульфидов (сфалерит, халькозин, пирит, ковеллин, борнит, халькопирит, пирротин), содержит некоторые силикаты – фогтит, муиллит, анортит, волластонит, фаялит, пижонит, виллемит. Ожидаемое увеличение масштабов кислотного гидролиза силикатов, судя по количеству в A1 гидрокарбонат-иона, после первого года экспериментальной эмиссии не фиксируется. Видимо, необ-

Проблемы геохимии

ходим определённый временной промежуток для интенсификации данного механизма выветривания, и один год в этом случае – незначительный отрезок времени. Однако на втором этапе эксперимента указанное выше повышение содержания HCO_3^- в элювиальном горизонте вкупе с подщелачиванием почвенной среды может косвенно свидетельствовать о начале подобного гипергенного процесса. Устойчивое снижение количества гидрокарбонат-иона в лесной подстилке техногенно изменяемого южно-таёжного ландшафта объясняется увеличением содержания в растворе A1 подвижной Cu (на 149% в сравнении с нативным аналогом – 0,05302 и 0,03569 мг/л соответственно), повлёкшим снижение всех показателей биологической активности и массы ежегодного растительного спада.

В.В. Иванов [3] указывает на преобладание в слабокислых природных водах комплекса $[\text{Pb}(\text{HCO}_3)]$. Уже через 1 год после внесения шлака в почву в гумусово-аккумулятивном горизонте A1 – объекте прямого техногенного воздействия – валовое содержание Pb составило 498% первоначального, нативного, уровня (120,39 и 24,14 г/т соответственно). В условиях техногенно спровоцированного взрывообразного повышения содержания свинца образование комплексного иона $[\text{Pb}(\text{HCO}_3)]$ приобретает более широкие масштабы, что и отражается на понижении содержания обычного гидрокарбонат-иона в горизонте A1 на протяжении второго года эксперимента: он просто вымывается за пределы профиля.

На фоне общего постоянного снижения по ходу эксперимента содержания *сульфат-иона* в горизонтах A0 и A2 обращает на себя внимание повышение его содержания на протяжении двух лет в гумусово-аккумулятивном горизонте A1. Очевидно, что данное явление спровоцировано, помимо гипергенных процессов, эмиссией техногенного вещества: шлак, богатый сульфидами Си, Zn, Pb и Cd, при попадании в почву подвергается интенсивному окисляющему воздействию со стороны микроорганизмов и почвенной влаги, в результате которого высвобождается в раствор геохимически значимое количество SO_4^{2-} . Таким образом, сульфат-ион интенсивно включается в латеральную водную миграцию на глубине примерно 15...25 см от дневной поверхности; нельзя исключить также возможности его "застаивания" в капиллярной почвенной влаге, откуда под действием осмотических сил он попадает в растительную фазу ландшафта, что в целом, учитывая катализирующие свойства серы, имеет для биоты положительное значение. Устойчивое снижение количеств сульфат-иона в элювиальном горизонте, скорее всего, свидетельствует об интенсивном образовании здесь малорастворимых сульфатов металлов типа ZnSO_4 , MgSO_4 и PbSO_4 . По прошествии двух лет после начала эксперимента вещество медеплавильного шлака из-за увеличившейся пористости горизонта A1 легко просачивается вниз по профилю с атмосферными осадками и вступает в реакции сульфатообразования, не

переходя в почвенный раствор. Кроме того, увеличившееся почти в два с половиной раза, уже после первого года экспериментальной эмиссии, содержание Cd (0,436 г/т в нативной почве и 1,052 г/т в загрязнённой) заставляет предполагать, помимо прочего, и образование таких форм нахождения кадмия, как CdSO_4 и $\text{CdSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Отсутствие явного тренда изменения содержаний SO_4^{2-} и Cl^- в лесной подстилке (AO) мы объясняем также флуктуацией величины годичного растительного опада; однако в отличие от HCO_3^- в данном случае важную роль играет атмосферный перенос соединений серы и хлора, выразившийся в повышении содержаний указанных ионов в AO на второй год эксперимента.

Хлорид-ион демонстрирует устойчивое возрастание содержаний в горизонте A2. Если на его поведение в вышележащих горизонтах явно оказывает влияние атмосферный перенос, то в элювиальном горизонте почвы, где уже затруднён доступ атмосферного воздуха и где под влиянием техногенной эмиссии формируется сорбционный геохимический барьер, увеличение содержаний Cl^- представляется закономерным, особенно учитывая повышение пористости горизонтов AO и A1 [4], отмеченное нами уже после первого года эксперимента.

Мы рассматриваем описанный выше эксперимент как один из основных этапов прогностического мониторинга, целью которого служит предвидение экологических ситуаций, возникающих вследствие действия (совместного воздействия) тех или иных факторов, в том числе антропогенных, на природную систему и разработка возможных методов минимизации отрицательных последствий данного воздействия [6]. Вещество медеплавильного шлака в данном случае выступает как фактор стихийной дезинтеграции почвообразующей породы, имитируя таким образом механизмы гипергенеза [5]. Первые прогностические результаты эксперимента по внесению шлака в плодородный слой позволяют заключить:

1. Техногенно детерминированное изменение реакции почвенной среды не влияет на концентрацию HCO_3^- в растворе, ускоряя лишь деструкцию микроорганизмами мёртвого органического вещества.

2. Эмиссия техногенного вещества в почву – центральный элемент ландшафта – влечёт за собой снижение интенсивности биологических процессов в растительной фазе и ежегодной массы растительного спада.

3. Повышение концентрации сульфат-иона в загрязнённой почве увеличивает масштабы поступления серы в растения, катализируя тем самым образование и функционирование растительных ферментов.

Работа выполнена при частичном финансировании за счёт Государственного контракта на выполнение научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ №10002-251/043-08/196-353/190704-637 от 19 июля 2004 г.

Проблемы геохимии

Список литературы

1. *Андруз Д., Бримблекумб П., Джикелз Т., Лисе П.* Введение в химию окружающей среды. М: Мир, 1999. 271 с.
2. Атлас Свердловской области. Екатеринбург: Роскартография, 1997.
3. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов. Кн.3. М.:Недра, 1996. 352 с.
4. *Леонтьев М.С., Рябинин В.Ф.* Экогеохимическая характеристика распределения халькофильных металлов в дерново-подзолистых и серых лесных почвах Урала // Ежегодник–2004 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005.
5. *Рябинин В.Ф.* К мобилизации вещества из медеплавильных шлаков // Минералогия техногенеза–2004 / Институт минералогии УрО РАН. Миасс, 2004. С. 74.
6. *Яковлев А.С. и др.* Влияние оксида меди и растворов серной кислоты на свойства дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 1992..№6. С. 92–100.

В.А. Гершанок, Л.А. Гершанок
Пермский университет

РОЛЬ ЭМАНАЦИЙ В РАДИАЦИОННОЙ НАГРУЗКЕ НА НАСЕЛЕНИЕ

В начале и середине прошлого века вопрос радиационного воздействия на человека так остро, как сейчас не стоял. На повестке дня больше были вопросы, связанные с физико-химическим загрязнением среды промышленными и бытовыми отходами. Пагубное влияние таких загрязнений (химического, теплового, светового, электрического) в своем большинстве человек ощущает с помощью органов чувств и имеет возможность своевременно принять защитные меры. Сложнее обстоит дело при воздействии ионизирующих источников, создающих радиационное поле. В процессе эволюционного развития у человека не появились органы чувств, реагирующие на воздействия альфа-, бета-, гамма-излучений. Опасность, которую таят в себе эти излучения, человеком не ощущается. К тому же считалось, что она незначительна. Однако сейчас не вызывает сомнений необходимость тщательного контроля наличия источников.

Проанализируем вклад различных источников ионизирующего излучения в общую дозовую нагрузку на человека. Отметим, что здесь мы не будем затрагивать случаи аварийных радиационных ситуаций, связанных с техногенными катастрофами, говорить о которых надо специально. Проанализируем лишь естественные источники, на долю которых, по данным лаборатории ядерной геофизики Института геофизики УрО РАН, приходится 70% общего ионизирующего воздействия. По данным этой же лаборатории, более половины ионизирующего воздействия на человека, связанного с естественными радиоактивными излучателями, обуслов-

лена изотопом радона – Rn^{222} и продуктами его распада. Как известно, радон это тяжелый инертный газ, не имеющий ни цвета, ни запаха и не влияющий на органы чувств человека. Он хорошо растворяется в воде и является промежуточным продуктом распада в уранорадиевом семействе.

Радон является дочерним продуктом распада радия и материнским по отношению к большой цепочке последующих продуктов. Радий существует практически во всех горных породах, водах, строительных материалах, но концентрация его обычно очень мала, хотя может сильно меняться. Так, по данным К. Гудмена и Р. Эванса, среднее содержание его в магматических породах кислого состава составляет $1,4 \cdot 10^{-12}$ г/т, среднего – $0,51 \cdot 10^{-12}$ г/т, основного – $0,38 \cdot 10^{-12}$ г/т и ультраосновного – $0,20 \cdot 10^{-12}$ г/т. Близкие к этим цифры для кислых и основных пород приводит Г.В. Войткевич.

Гораздо меньшие концентрации в горных породах образует радон, и, казалось бы, он не должен вызывать опасений как радиоактивный излучатель. Однако образующийся в процессе альфа-распада радия, радон за счет диффузии мигрирует на значительные расстояния. Его перемещению способствуют трещиноватость, тектонические нарушения, хорошие коллекторские свойства пород, высокий коэффициент эманирования. Поэтому нередки случаи, когда горные породы со сравнительно небольшим содержанием радия содержат большие концентрации радона.

Зоны повышенной трещиноватости, разломные участки способствуют повышенной миграции других газов, нередко отрицательно влияющих на самочувствие человека. С одной стороны, это может косвенно свидетельствовать о повышенной концентрации радона, с другой – обуславливать неадекватное поведение человека. Ярким примером является поведение некоторых людей в так называемых аномальных зонах. Известным примером этого в Пермском крае является район с. Молебки.

Радон является достаточно мощным альфа-излучателем с энергией частиц около $5,5$ Мэв, которые с воздухом, водой или пищей попадают в организм человека. Поскольку биологическое воздействие альфа-частиц на организм является самым высоким по сравнению с другими излучениями, то контроль его содержания является первостепенным. Опасность радона заключается не только в его прямом воздействии. Среди его дочерних продуктов распада находятся самые мощные гамма-излучатели урано-радиевого семейства - Pb^{214} и Bi^{214} , на долю которых приходится порядка 98% энергии гамма-излучения всего семейства, а в числе трех альфа-излучателей самый мощный в семействе – Po^{214} с энергией 7,7 Мэв.

Контроль радиационной безопасности осуществляется обычно по измерению гамма-поля. Учитывая свойства продуктов распада следует заметить, что такой контроль достаточным не является. Поскольку гамма-излучение с самим радоном практически не связано, то оно не может

Проблемы геохимии

свидетельствовать о наличии радона или его отсутствии. В этом случае для изучения концентрации радона должна проводиться не гамма-, а эмиссионная радоновая съемка. Радон, а точнее его изотоп Rn^{222} - одна из природных эманаций. Еще одним природным радиоактивным газом является другой изотоп радона – Rn^{220} , называемый тороном. Торон – газообразный продукт распада изотопа Ra^{224} и является членом ториевого семейства, родоначальником которого является Th^{232} . Сам торон, имея сравнительно небольшой период полураспада (менее минуты), обычно не создает высоких концентраций. Однако энергия его альфа-частиц более высокая (6,3 МэВ), чем у радона, и главное – он является материнским для самых мощных в семействе альфа- и гамма-излучателей, среди которых Po^{212} , излучающий альфа-частицы самой высокой среди всех естественных излучателей энергии – 8,8 МэВ.

Опасность торона в радиологическом отношении изучена меньше. В целом принято считать, что он со своими продуктами распада формирует третью часть от радиационной нагрузки, создаваемой радоном. В районах с повышенным содержанием тория она гораздо больше.

Роль третьей радиоактивной эманации – актинона (Rn^{219}), являющейся членом актиноуранового семейства, незначительна. Во-первых, концентрация родоначальника семейства U^{235} очень мала (0,7% от U^{238}), а во-вторых, мал период полураспада Rn^{219} (около 4 с) и он не образует значительных концентраций.

Источниками радиоактивных эманаций являются не только горные породы, но и различные материалы, применяемые для строительства. Особую опасность представляют некоторые сорта цементов, глин, керамзита, шлаков. В большинстве европейских стран разработаны санитарные нормы предельных концентраций эманаций, соблюдение которых являются важнейшим требованием при строительстве. Существуют такие нормы и у нас. Однако какой-либо строгий контроль не осуществляется. Особое значение это приобретает при строительстве малоэтажных построек сельского и дачного типа в тектонически ослабленных, трещиноватых, закарстованных районах. Жители таких построек подвержены наибольшему воздействию радиоактивных эманаций, поэтому выбор площадок под строительство приобретает важное значение.

Вопросам радиологического контроля в Пермском крае пока не уделяется должного внимания. Достаточно сказать, что многие регионы на основании утвержденного в 1996 г. Президентом России Закона "О радиационной безопасности населения" установили локальные нормативные акты, регламентирующие взаимодействие местных структур по обеспечению радиационной безопасности населения. Очевидно, назрела необходимость совершенствования законодательной базы и Пермского края.



СОДЕРЖАНИЕ

	П.Н. Чирвинский на Кольском полуострове	3
Раздел I	Проблемы минералогии	15
Раздел II	Проблемы литологии и петрологии	156
Раздел III	Проблемы минерагении	232
Раздел IV	Проблемы геохимии	315
	Авторский указатель	349

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Выпуск 9

Сборник научных статей

Главный редактор Чайковский Илья Иванович

Редактор *Л.Г. Подорова*

Корректор *Л. Т. Иванова*

Компьютерная верстка *Е.В. Чайковской*

Подписано в печать 13.01.2006. Формат 60x84¹/16

Бум. ВХИ. Печать офсетная. Усл. печ. л. 20,4.

Уч.-изд.л. 24,6. Тираж 200 экз. Заказ 1.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета
614990. г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета
614990. г. Пермь, ул. Букирева, 15



ОГЛАВЛЕНИЕ

Шпаченко А.К.

П.И. Чирвинский на Кольском полуострове (по архивным материалам) 3

**Попов В.А., Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Кудрявцев В.И.,
Забелин В.И.**

Состав и строение нового Тувинского метеорита Чедер 15

Мурзин В.В., Варламов Д.А., Кудрявцев В.И.

Особенности минерального состава проявления золотоносных родингитов в Агардагском массиве гипербазитов (Ю. Тува) 21

Юркова Р.М.

Петрография и минералогия родингитов 28

Чайковский И.И., Зайцева Е.П.

Жильные минералы родингитов Мойвинского и Сарановского массивов Центрально-Уральского поднятия..... 36

Алексеев А.В.

Зональность рудных тел по составу хромшпинелидов..... 44

Алексеев В.И.

Использование свойств полевых шпатов для расчленения гранитов Северного массива (Чукотка) 51

Силаев В.И., Лютоев В.П., Ильченко В.О., Голубев Е.А., Ковалева О.В.

Твердые битумы в рудных месторождениях (на примере Новоземельского антраксолита) 56

Глаголев Н.Е., Глаголев Е.В.

Современное образование сульфидов 76

Глаголев Е.В.

Особо чистый кварц..... 85

Кисин А.Ю.

Пирофанит в серпентинитах с Уфимского плато 92

Николаев А.Г., Ескин К.В.

Особенности кристаллохимического строения дипсидов из кимберлита трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) 95

Накарякова И.Р., Дерябина Ю.С., Крылова И.И., Манакова Н.Н.,

Панькова Н.Н.

О пиропах осадочных пород Верхнекамской впадины..... 98

Манакова Н.Н., Осовецкий Б.М., Казымов К.П., Меньшинина О.С.

Минералы-спутники алмаза в современном аллювии р. Весляны 106

Кателя О.В.

Минералогия алмазоносных среднедевонских терригенных отложений россыпи Ичетью (Средний Тиман) 118

Казымов К.П., Чиркова Е.С.

Минералогия аллювия рек северо-запада Кировской области 122

Губин С.А.

Минеральный состав тяжелой фракции Кочешорской, Полюдовской и Колчимской свит в районе Полюдово-Колчимского антиклиниория.... 127

Чайковский И.И., Прямилов Н.А., Николаев А.С.	
Новообразованные галоиды Верхнекамского месторождения (на примере Первого Березниковского рудоуправления)	131
Морозов В.Ю.	
Характер распространения эпигенетической минерализации в разрезе Верхнекамского месторождения калийных солей (на примере СКРУ-3).....	143
Потапов С.С., Наумов В.А.	
Искусственные и техногенные силикатные стекла как ювелирно-поделочное и декоративное сырье	146
Молоштанова Н. Е.	
Литогенетические изменения в эвапоритах Верхнекамского месторождения.....	154
Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н.	
Отношение TiO_2/Al_2O_3 в аргиллитах венда и рифея Среднего и Южного Урала как показатель обстановок их накопления.....	159
Подковыров В.Н., Маслов А.В.	
Систематика редкоземельных элементов в глинистых сланцах рифея Учуро-Майского региона Восточной Сибири (новые данные)	166
Корнилова А.Ю.	
Некоторые геохимические особенности глинистых сланцев сильвицкой серии венда Среднего Урала	174
Сташкова Э.К., Багаев А.Н.	
Такатинские отложения на территории Пермского края.....	178
Щербаков Э.С., Лыюров С.В.	
Ассоциации акессорных минералов основания келловейских отложений Печорского седиментационного бассейна	182
Зорина С.О., Афанасьева Н.И.	
Сопоставление верхнемеловых-палеоценовых минерагенических литостратонов Среднего и Нижнего Поволжья с новой шкалой геологического времени - 2004.....	189
Болонкина А.Ю.	
Влияние стратиграфических перерывов на коллекторские свойства пород	196
Пономарева Ю.А.	
Характеристика отложений карстовых полостей из некоторых пещер Среднего Урала	199
Курбацкая Ф.А.	
К петрографии некоторых железорудных месторождений Западного Урала.....	202
Оловянинников В.Г.	
Связь минеральных новообразований титана с этапами преобразования рифейских пород Тимана.....	208
Молошаг В.П., Сорока Е.И., Гуляева Т.Я., Иванов А.С.	
Глиноземистые породы Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал).....	210

Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.А.	
Некоторые физико-химические характеристики железисто-магнезиального метасоматоза на Семибратском месторождении кристаллических магнезитов Южно-Уральской провинции.....	214
Нигматов И.Н., Ибрагимова Д.Ш., Сабиров А.М.	
Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика северной части Войкаро-Сынгинского массива.....	223
Омгисбесов В.П.	
Аналитические этюды о понятии «структур» в геологии нефти, литологии, палеонтологии и логике высказываний	224
Ибламинов Р.Г., Клименко Б.В., Лебедев Г.В., Набиуллин В.И., Пунтусова Г.О., Сунцев А.С.	
Минерагеодинамика золотого оруденения западного склона Северного и Среднего Урала.....	232
Хазов А.Ф., Силаев В.И.	
Характеристика элювиально-аллювиального профиля золотоносных отложений в Большешалдинской золотоплатиновой россыпи (Средний Урал)	237
Мальцева М.В.	
О составе газово-жидких включений в кварце из золото-и хрусталеноносных проявлений западного склона Среднего и Северного Урала	247
Катаева И.В., Голдырев В.В.	
Новые данные о золотоносности верхнепермских пород Прикамья	254
Ермакова М.И.	
Золото в аллювии бассейна р. Лузы	258
Миняйло Е.И.	
Геологическое строение и вещественный состав Архангельскогорудопроявления золота (Енисейский кряж)	259
Набиуллин В.И.	
Об особенностях дизъюнктивной тектоники главного Сарановского месторождения хромитов в связи с геолого-экономической оценкой его северного фланга	261
Болотов А.А.	
Вольфрамоносные коры выветривания восточной окраины Соликамской впадины	282
Шурубор Ю.В.	
Уральский алмазный парадокс	284
Сулима А.И., Афонина Т.М.	
Характер распределения и локализации нефтенасыщенных прослоев в башкирских и верейских отложениях (по данным ГИС) на Шершневском месторождении нефти	301
Попов А.Г.	
Линеаменты Урала и Русской платформы в пределах Пермской области	305

Попов А.Г., Немтшин Г.Н.	
Геолого-картоографическое моделирование	309
Багаев А.Н.	
Использование геоинформационных технологий при проведении региональных исследований	313
Трофимов А.П., Фунтиков Б.В., Пивоваров А.П.	
Геохимические особенности золотоносности Высокогорского и Осокино-Александровского железо-скарновых месторождений на Среднем Урале.....	315
Богуши И.А., Бурцев А.А., Колесникова М.Н.	
Корреляционный, кластерный и факторный анализ геохимии колчеданных руд Южного Урала	323
Кичигина Я.В.	
Геохимические и физико-механические свойства карбонатных пород Южно-Чусовского месторождения.....	328
Бачурин Б.А., Одинцова Т.А., Бабошко А.Ю.	
Органические вещества в составе техногенно-минеральных образований калийного производства	331
Бачурин Б.А., Борисов А.А.	
О характере приповерхностного газового фона нефтяных месторождений Пермского Прикамья.....	336
Леонтьев М.С., Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф.	
Влияние техногенного вещества на распределение анионов в профиле дерново-подзолистых почв	342
Гершанок В.А., Гершанок Л.А.	
Роль эманаций в радиационной нагрузке на население.....	346