The cover features a decorative border of evergreen branches, likely spruce or fir, in a dark green color. The branches are arranged in a pattern that frames the central text, with some branches extending from the top and bottom edges towards the center. The background is a light, textured green.

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения
памяти П.Н. Чирвинского

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Пермский государственный университет
Кафедра минералогии и петрографии



**ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Сборник научных статей

Пермь 2001

БКК 26.3
П 78
УДК 550.8

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей / Перм. ун-т. –Пермь, 2001. – 160 с.

ISBN 5 – 7944 – 0196 -6

Сборник подготовлен по материалам докладов на третьей научной конференции, состоявшейся 7-8 февраля 2001 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии и геологии месторождений, т.е. тех наук, которые входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

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

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

Спонсор издания: **Комитет природных ресурсов по Пермской области и Коми-Пермяцкому автономному округу**

ISBN 5 – 7944 – 0196 –6

© Пермский университет, 2001

**ПРОБЛЕМЫ
ЛИТОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ**



АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИЕ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ТИПА РИФЕЯ:
К РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА ИСТОЧНИКОВ СНОСА

Для реконструкции питающих провинций чаще всего осуществляется изучение состава конгломератов и песчаников; менее широко вовлечены в этот процесс исходно глинистые породы. В настоящем сообщении сделана попытка сопоставить информацию о составе источников сноса для осадочных ассоциаций типового разреза рифея Башкирского мегантиклинория (БМА), полученную как традиционным способом, так и на основе данных геохимии глинистых сланцев.

Конгломераты. В конгломератах навашской подсвиты *айской свиты нижнего рифея* гальки представлены кварцитами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками кварцитовидного облика, кварцитопесчаниками, фрагментами кислых магматических пород, а также бластомилонитами, двуполевошпатовыми мигматитами и амфиболовыми гранитоидами. По всей видимости, в навашское время размыву подвергались в различной степени метаморфизованные и изверженные образования и слабометаморфизованные осадочные и осадочно-метаморфические породы. Иногда эрозия затрагивала и субсинхронные с навашским уровнем осадочные образования, что подтверждается примерно одинаковой степенью постдиагенетических изменений матрикса конгломератов и части галек. В конгломератах липовской подсвиты преобладают микроклиновые граниты, кварцевые порфиры, железистые кварциты и измененные основные эффузивы. Исходя из сказанного выше, можно предположить, что формирование терригенных последовательностей нижней части нижнего рифея было связано с размывом пород фундамента и раннепротерозойского осадочно-метаморфического проточехла Восточно-Европейской платформы при подчиненной роли кислых магматических образований.

Многочисленные пласты и линзы конгломератов, известные в разрезах *машакской свиты основания среднего рифея*, слагаются исключительно бедной гаммой обломков пород. Преимущественным развитием в них пользуются гальки кварцитопесчаников; в конгломератах из нижней трети свиты можно видеть также обломки филлитовидных сланцев, сходных с теми, которые типичны для подстилающей юшинской свиты нижнего рифея. В виде единичных фрагментов присутствуют также железистые кварцитопесчаники и песчанико-кварциты, обломки измененных (хлоритизированных и эпидотизированных) основных эффузивов и близкие к аркозовым кварцитопесчаники. Последние, наряду с фрагментами эффузивов, более типичны для средних и верхних уровней *машакской свиты*. Все сказанное выше указывает на размыв в машакское

время двух главных типов источников - осадочных и осадочно-метаморфических комплексов и относительно высокометаморфизованных образований.

Гальки конгломератов из разрезов *бирьянской подсвиты зильмердакской свиты основания верхнего рифея* представлены кварцевыми, полевошпато-кварцевыми и граувакково-аркозовыми песчаниками с конформно-регенерационной структурой или (редко) крустификационным кварцевым цементом, микрокварцитами, песчанико-кварцитами, кварцито-песчаниками и собственно кварцитами; изредка наблюдаются гальки окварцованных кислых эффузивов. Образование конгломератов происходило за счет размыва гранитов, гранито-гнейсов и связанных с ними кислых эффузивных и гипабиссальных разностей, а также осадочных и осадочно-метаморфических пород.

Песчаники. В разрезе рифея БМА развиты различные типы песчаников: граувакко-аркозы, аркозы, субаркозы, полевошпато-кварцевые граувакки, полевошпато-кварцевые и кварцевые псаммиты. Первые из них тяготеют преимущественно к базальным уровням бурзянской, юрматинской и каратауской серий и в значительной мере являются т.н. *«first cycle sediments»*. Средние и верхние уровни седиментационных серий слагаются олигомиктовыми и мономиктовыми псаммитами.

Анализ расположения фигуративных точек составов песчаников на диаграмме Q_mFL_4 (Dickinson, Suczec, 1979) показывает, что псаммиты базальных уровней нижнего и верхнего рифея формировались, по-видимому, за счет размыва внутренних частей кратона и его *переходных зон*. Псаммиты средних и верхних уровней бурзяния и юрматиния являются продуктами размыва значительно выположенных зон кратонов, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию. Определенную роль играли также, вероятно, процессы эрозии блоков с преобладающим распространением кварцитов и/или иных существенно кварцсодержащих пород и многократное переотложение обломочного материала в прибрежных и мелководно-морских обстановках относительно стабильных континентальных шельфов. Песчаники машакского уровня, а также бедерышинского и инзерского уровней верхнего рифея образованы за счет вовлечения в размыв минералогически зрелых осадочных и осадочно-метаморфических пород из областей т.н. *рециклированных орогенов*.

Анализ петрохимических параметров псаммитов также позволяет оценить общие особенности формирования кластики. На диаграммах AM и AF [1] отчетливо видно, что формирование песчаниковых ассоциаций айской и зильмердакской свит происходило, в основном, в результате разрушения комплекса кислых изверженных и вулканических пород. Поля составов псаммитов названных уровней берут начало в областях параметров A и M, характерных для гранитов и липарито-дацитов, что позволяет предположить незначительную роль в источниках сноса основных и ультраосновных пород.

Для псаммитов бурзянской серии установлено согласованное снижение абсолютных значений петрохимических модулей (AM, GM, NM и TM) вверх по разрезу, что отражает процесс созревания поступавшей в бассейн седиментации кластики от начала к концу цикла осадконакопления и соответствует представ-

лениям о размыве слабоизмененных изверженных и осадочно-метаморфических пород при постепенном нарастании в области сноса процессов химического выветривания, пенецилизации водосборов и ослабления тектонических движений. Для среднего и позднего рифея изменение указанных модулей *во времени* имеет отчетливо пилообразный характер, обусловленный, с одной стороны, постепенным вызреванием обломочного материала, поступавшего в области осадконакопления, а с другой – появлением на ряде этапов новых, незрелых в петрохимическом отношении, источников алюмосиликокластики.

Глинистые сланцы. Известно, что «...осадочные толщи ... в значительной мере наследовали особенности распределения РЗЭ, свойственные источникам сноса» [2]. Аналогичного мнения придерживаются и зарубежные исследователи, широко применяющие для реконструкции источников минерального питания данные не только о РЗЭ, но и других микроэлементов [5; 7]. Для типа рифея БМА М.В. Рыкусом и др. [3] было высказано предположение, что поли**Me-Ba-Zr-** и поли**Me**специализация низкоуглеродистых тонкозернистых алюмосиликокластических отложений верхней части айского и зигаинокомаровского уровней обусловлена размывом в источниках сноса кор выветривания на гранитногнейсовых породах. Середина и конец раннего рифея, так же как и машакское время, характеризовались предположительно размывом кор выветривания на базит-ультрабазитовых комплексах. Указанными авторами установлено, что низкоуглеродистые глинистые сланцы саткинского уровня имеют поли**Me-Cr-V-** специализацию; для аналогичных образований бакальского уровня типична **Co-Cu-Zn-** специализация, а для машакского уровня - **Cr-Co**.

Нами выполнен анализ содержания 42 редких, рассеянных и редкоземельных элементов в 12 пробах глинистых сланцев из всех литостратиграфических подразделений типа рифея методом ICP-MS (ИГЕМ РАН, аналитик Д.З. Журавлев) и для оценки качественного состава источников сноса и их изменения во времени использованы отношения La/Sc, Th/Sc, Co/Th, Cr/Th, Sc/Th, Cr/Zr, Th/Co, которые позволяют получить представление об относительной роли в составе питающих провинций кислых и основных (+ультраосновных) пород [4; 5; 6].

Анализ данных по парным коэффициентам показывает, что в раннем рифее в раннейское и половинкинское время в областях размыва преобладали, по-видимому, породы основного и ультраосновного состава, тогда как в позднеайское и раннебакальское время значительная роль принадлежала породам кислого состава. На всем протяжении среднего рифея в областях сноса господствовали, вероятно, породы основного и ультраосновного состава. Поздний рифей, напротив, характеризовался размывом в источниках сноса преимущественно пород кислого состава только для инзерского времени; исходя из относительно небольшого значения Th/Co, можно предполагать преобладание в источниках сноса пород основного состава. Интерпретация состава источников сноса по отношениям Th/Co, Cr/Zr, La/Sc, Th/Sc в тонкозернистых алюмосиликокластических отложениях миньярского и нижнеукского уровней достаточно затруднительна. На треугольных диаграммах Hf-Th-Co и Th-La-Sc эволюция

Проба	La/Sc	Th/Sc	Co/Th	Cr/Th	Sc/Th	Cr/Zr	Th/Co
28 Н	2,25	0,57	1,63	6,40	1,76	0,48	0,61
815-10-6	1,13	0,95	0,70	4,53	1,06	0,17	1,43
2835-6	3,60	0,62	1,53	4,80	1,60	0,33	0,66
41 III	3,63	1,10	1,23	3,99	0,91	0,27	0,82
2911-5	1,60	0,42	2,37	7,65	2,37	0,38	0,42
2809	2,38	0,71	4,46	5,95	1,41	0,35	0,22
2806	2,05	0,87	0,68	5,02	1,14	0,48	1,47
752-13-4	2,69	0,77	0,72	5,47	1,30	0,34	1,38
65-2-7	3,29	0,82	0,49	5,39	1,22	0,39	2,04
2677-6	2,65	0,92	1,03	4,55	1,09	0,34	0,97
2642-22	1,34	0,80	0,57	5,03	1,25	0,30	1,76
757-7-3	3,17	0,98	1,49	4,29	1,02	0,17	0,67

Примечания. Нижний рифей: 28Н – нижняя часть айской свиты; 815-10-6 – верхняя часть айской свиты; 2835-6 – половинкинская подсвита саткинской свиты; 41III – макаровская подсвита бакальской свиты. Средний рифей: 2911-5 – быковская подсвита машакской свиты; 2809 – зигазино-комаровская свита; 2806 – катаскинская подсвита авзянской свиты; 752-13-4 – куткурская подсвита авзянской свиты. Верхний рифей: 65-2-7 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; 2677-6 – инзерская свита; 2642-22 – миньярская свита; 757-7-3 – нижняя подсвита укской свиты.

состава возможных источников сноса для бурзяния, юрматиния и каратавия существенно различна. Так, на диаграмме Th-La-Sc практически все фигуративные точки локализованы на одном уровне и только глинистые сланцы верхнеайского и миньярского уровней тяготеют к области составов, формировавшихся преимущественно за счет размыва основных пород; на диаграмме Hf-Th-Co наибольший контраст составов сланцев выявляется для юрматинской серии (машакский и зигазино-комаровский уровни – размыв преимущественно основных пород; авзянский уровень – эрозия в основном кислых образований). Отношение LREE/HREE в глинистых сланцах рифея БМА варьирует в пределах 4-12; только для половинкинского, нижнебакальского и катасинского уровней оно превышает 15-17, что указывает на существенную роль в областях размыва в это время пород кислого состава. Для нижнеайского и бирьянского уровней величина LREE/HREE составляет соответственно 11,1 и 9,7, что заметно контрастирует с данными петрографических исследований конгломератов и песчаников. Сравнение данных о составе источников сноса, полученных по результатам изучения конгломератов, песчаников и тонкозернистых алюмосиликокластических осадков, показывает большую информативность последнего литотипа и важность привлечения в будущем информации о геохимии глинистых сланцев и аргиллитов рифея и венда для более точной интерпретации состава и эволюции питающих провинций позднего докембрия.

Исследования по данной теме выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497).

Библиографический список

1. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. №2. С. 8-24.
2. Ронов А.Б., Балашиов Ю.А., Гирин Ю.П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия. 1972. №12. С. 1483-1513.
3. Рыкус М.В., Андреев Н.И., Муркин В.П. и др. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. 40 с.
4. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
5. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geol. 1993. V. 104. P. 1-37.
6. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. B.R. Lipin & G.A. McKay (Eds.). Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. P. 169-200.
7. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic // GSA. 1990. V. 54. P. 343-354.

А.В. Маслов

ИГГ УрО РАН (Екатеринбург)

КАРБОНАТНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ТИПА РИФЕЯ

Рассмотрению состава и особенностей эволюции карбонатных последовательностей эталонного разреза рифея уделено в литературе значительно меньше внимания, чем терригенным. Литология карбонатных отложений юрматинской и каратауской серий подробно исследовалась в неопубликованном отчете А.З. Сюндюкова (ИГ БФАН СССР, Уфа, 1968 г.). С учетом структурно-генетических особенностей известняки и доломиты подразделены им на пелитоморфные, кристаллические, обломочные, псевдообломочные, органогенные и вторично-измененные. По данным названного автора доломиты древних свит принадлежат преимущественно к седиментационным или седиментационно-диагенетическим образованиям. Формирование карбонатных илов в катавское время (~ 900-800 млн лет назад) имело место в спокойном морском бассейне со слабыми течениями; основные источники тонкозернистой алюмосиликокластики располагались северо-западнее Башкирского мегантиклинория (БМА). В миньярское время (~ 800-700 млн лет назад) преобладали мелководно-морские обстановки, а размеры бассейна были весьма значительными; умеренно глубоководные зоны тяготели к современному Тирлянскому району. Ю.Р. Беккер [2] отмечал эволюцию состава карбонатных комплексов рифея БМА, проявившуюся в постепенном увеличении доли известняков среди карбонатных образований. Позднее эти данные были подтверждены исследованиями Л.В. Анфимова и Э.З. Гареева. Л.В. Анфимовым [1 и др.] на основе петрографического и петрохимического изучения описаны различные типы карбонатных пород (извест-

няки, доломиты, анкериты, сидериты и магнезиты) и показано, что они являются двойными или тройными смесями карбонатных минералов с переменным содержанием терригенной примеси и рассеянного ОВ.

Карбонатные последовательности имеют широкое распространение на нижне- и верхнерифейском уровнях; менее типичны они для юрматинской серии среднего рифея. Основную роль среди них играют хемогенные и фитогенные (строматолитовые) известняки и доломиты; в подчиненном количестве встречаются калькаренины, доларенины и другие обломочные разновидности. Хемогенные (кристаллически-зернистые) *известняки* слагают значительную часть катавской свиты и подынзерских слоев. Они наблюдаются также в нижней части миньярской свиты, присутствуют в виде пачек небольшой мощности в составе инзерской и укской свит. На нижнерифейском уровне известняки встречаются среди отложений саткинской и бакальской свит, а также отмечены в ряде разрезов суранской свиты. В разрезах авзянской свиты среднего рифея они приурочены к ушаковской и катаскинской подсвитам. Окраска их серая, зеленовато-серая, иногда почти черная; только в катавской свите преобладают вишнево-красные и красно-коричневые («шоколадные») разновидности. Для известняков наиболее типичны тонкая горизонтальная или пологоволнистая слоистость: реже встречаются массивные разновидности. В разрезах верхнего рифея преобладают пелитоморфные и пелитоморфно-тонкокристаллические разновидности; для бурзяния и юрматиния характерны тонко- и среднекристаллические породы. *Доломиты* наиболее широко распространены в разрезах саткинской, бакальской, авзянской (реветская подсвита), миньярской и укской свит. По генезису это первично-седиментационные или седиментационно-диагенетические образования. Типичные вторичные доломиты в разрезе рифея БМА крайне редки. Окраска доломитов в основном серая с различными оттенками. В них присутствует преимущественно тонкая горизонтальная или пологоволнистая слоистость; во многих разрезах наблюдаются грубоплитчатые неслоистые разновидности. Структуры доломитов в основном мелко- и среднекристаллические. *Фитогенные разновидности* известняков и доломитов сложены преимущественно столбчатыми и пластовыми строматолитами; подчиненную роль играют желваковые и пластово-желваковые разновидности. Наиболее широко развиты породы этого типа в разрезах миньярской и укской свит, а также подынзерских слоев. Строматолиты образуют биогермы или наблюдаются в виде вытянутых линз - биостромов. В ассоциации с ними иногда можно видеть маломощные прослои и линзы плоскообломочных карбонатных брекчий (ПОБр). С определенной долей условности среди фитогенных карбонатных пород рифея БМА можно наметить ряд различных по генезису ассоциаций. К *первой* принадлежат строматолиты, наблюдающиеся в тонко-, горизонтальнослоистых или массивных известняках и доломитах; последние выступают часто и как заполнение межстолбиковых и межбиогермных пространств. К данной ассоциации относятся известняки с *Gaia ircuskanica* в бакальской свите, доломиты с *Baicalia nova* в разрезах авзянской свиты, известняки с гимносоленами из подынзерских слоев, конофитоновая пачка в основании миньярской свиты и доломиты с миньярскими на более высоких ее уровнях. Формирование их происходило в основном в условиях

спокойной динамики среды на различных глубинах. *Вторая* ассоциация представлена строматолитами, наблюдающимися среди горизонтально- и волнистослоистых карбонатных пород с той или иной долей ПОБр. Это пластово-желваковые и желваковые строматолиты в составе нижнекусинской подсвиты саткинской свиты, пластово-желваковые и столбчатые строматолиты катаккинско-уровня авзянской свиты, ряд пачек и пластов в разрезах верхнего рифея. *Третья* ассоциация объединяет пластовые строматолиты, формировавшиеся на обширных участках дна бассейнов в виде ковров-матов, водорослевых лугов (?) или тонких пленок, прочно скреплявших рыхлые карбонатные илы.

Анализ пространственно-временных взаимоотношений хемогенных и фитогенных карбонатов позволяет реконструировать как некоторые весьма существенные особенности формирования последних, так и общие закономерности процессов седиментации. Наиболее важно это при изучении строения переходных пачек (терригенные \Rightarrow карбонатные \Rightarrow терригенные \Rightarrow карбонатные и т.п. последовательности), т.к. позволяет существенно уточнить имеющиеся представления о палеогеографии бассейнов в эпохи их трансформаций. Так, в разрезах верхней части бакальской свиты строматолиты известны на ряде уровней. Формирование их происходило в основном в условиях спокойной динамики среды, однако точное положение строматолитов внутри тех или иных фациальных зон бассейна не вполне ясно. Изучение строения верхней части иркусканского горизонта в карьерах Бакальского рудного поля показало, что строматолитовые биогермы в Гаевском карьере ассоциируют с тонко-, горизонтальнослоистыми пачками тонкого переслаивания низкоуглеродистых глинистых сланцев (НГС) и алевролитов, формировавшихся в спокойных гидродинамических обстановках, тогда как в Александровском карьере, в 2-3 км по простиранию, верхние уровни иркусканского горизонта не содержат строматолитовых построек и несут отчетливые признаки формирования на приливно-отливной равнине. Сказанное позволяет предполагать, что в конце иркусканского века строматолиты формировались здесь в обстановках верхней сублиторали. Небольшие столбчатые и пластово-желваковые постройки строматолитов присутствуют в верхней части катавской свиты; особенно эффектно они наблюдаются в окрестностях пос. Инзер вдоль автодороги Инзер-Нижняя Тюльма. Видимый здесь разрез катавской свиты начинается тонкоплитчатыми тонко-, горизонтальнополосчатыми кремевыми, желтовато-серыми и зеленовато-розовыми известняками. На них залегает пакет (1-1,3 м) тонкого чередования известняков с тесно сближенными столбчатыми строматолитами (мощность 7-10 см) и зеленовато-серых алевролитистых глинистых сланцев (2-3 см). Последние часто облекают верхние части индивидуальных столбиков строматолитов, образуя подобие перевернутой симметричной острогребневой ряби волнения. Выше залегают тонкоплитчатые известняки (1-1,5 м), известняки с биогермами пластово-желваковых строматолитов (до 2 м) и известняки с терригенной примесью, прослоями пестроцветных глинистых сланцев и алевролитов (4-5 м). Указанные особенности строения строматолитовых пластов и свидетельства их взаимоотношений с вмещающими образованиями позволяют предположить постепенный переход вверх по разрезу от умеренно глубоководных карбонатных осад-

ков к алюмосиликокластическим образованиям внутреннего (?) шельфа. Самые верхние уровни инзерской свиты в окрестностях г. Миньяра представлены глинистыми сланцами и аргиллитами с маломощными пакетами (мощность не более 1-1,2 м) переслаивания их с кварцевыми тонко-, параллельно-, волнисто- и косоволнистослоистыми алевролитами. Здесь присутствуют крупные караваеподобные биогермы строматолитовых известняков. Вверх по разрезу тонкозернистые алюмосиликокластические образования сменяются плитчатыми доломитами миньярской свиты. В данном случае наблюдается постепенное нарастание «глубинности» отложений и смена осадков внутренней части шельфа умеренно глубоководными образованиями внешнего края морского мелководья.

Анализ фациального облика, строения и изменчивости разрезов, состава и ряда других особенностей основных карбонатных уровней стратотипа рифея определил возможность предложить следующую схему их типизации [3]. Фациальный облик всех основных уровней распространения карбонатов примерно одинаков - это преимущественно мелководные и собственно бассейновые образования; следовательно, для разграничения карбонатных отложений этот критерий не вполне приемлем. По составу карбонатные последовательности подразделяются на: 1) преимущественно доломитовые и 2) известняковые с рядом разновидностей в каждом из этих типов. Для первого типа характерно преобладание тонкополосчатых или массивных сероцветных доломитов, в той или иной мере обогащенных тонкодисперсным ОВ. Строение разрезов более или менее выдержанное. Количество алюмосиликластической примеси невелико. На авзянском уровне среднего рифея разрезы данного типа карбонатных ассоциаций построены несколько более пестро: вкуче с НГС в ряде мест присутствуют прослой и микропакеты чередования хемогенных разностей и ПОБр. Роль последних в разрезах рассматриваемого типа значительно увеличивается к концу позднего рифея. Так, на миньярском уровне в ряде разрезов мощность ПОБр составляет в суммарном исчислении до 15-25% общей мощности свиты. Вторая разновидность доломитовых последовательностей представлена на 30-40% строматолитовыми разностями пород (миньярский и укский уровни каратавия). Ее характерные черты - значительные вариации мощности и строение разрезов от района к району при сохранении на большей части территории БМА вертикального распределения строматолитов. *Известняковые последовательности*, в отличие от доломитовых, не содержат большого количества строматолитов, за исключением ряда пачек в разрезах катавской и укской свит и подинзерских слоев. По характеру окраски они подразделяются на серо- и красноцветные. Последние, судя по литолого-геохимическим данным, формировались в условиях близкого к ариднему климата.

Максимумы карбонатакопления в разрезе рифея БМА приходится здесь на бурзяний и каратавий. Для раннерифейского этапа характерна ассоциация карбонатных, преимущественно доломитовых, и углеродистых отложений; собственно морские осадки известкового состава здесь практически отсутствуют. В позднем рифее парагенез доломитовых и углеродистых комплексов исчезает, широкое развитие получают морские и мелководно-морские извест-

ковые илы, характерно также появление пестроцветных их разностей (катавский уровень), маркирующих эпоху аридизации климата. В среднем рифее карбонатные отложения тяготеют к завершающей стадии развития бассейна. По сравнению с ранним рифеем несколько большее распространение здесь получают известняки, но сохраняется ассоциация доломитов и НГС. Наиболее резкие изменения обстановок накопления карбонатов приходится, таким образом, на границу среднего и позднего рифея и связаны в рассматриваемом регионе, вероятно, с изменением типов бассейнов седиментации.

Исследования по данной теме поддержаны грантом РФФИ 00-05-64497.

Библиографический список

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
2. Беккер Ю.Р. (Ред.). Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями): масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
3. Маслов А.В. Карбонатные формации стратотипа рифея (фации, основные черты строения и вопросы типизации) // Тез. докл. II Всес. школы "Карбонатные формации и условия их образования". Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 24-26.

Ф.А. Курбацкая
Пермский университет

О ПРОВЕДЕНИИ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ОСАДОЧНЫМИ И МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ НА ЗАПАДНОМ УРАЛЕ

На фоне обширной литературы, касающейся вторичных преобразований осадочных пород и разграничения с метаморфическими, изучению вторичных преобразований пород Западного Урала посвящено сравнительно немного работ. В связи с планомерным картированием данной территории вопрос о границе между осадочными и метаморфическими породами приобретает принципиальное значение. Макроскопическое определение пород по сланцеватой текстуре и отнесение по этому признаку к метаморфическим образованиям часто является недостаточным и неверным. Суть заключается в том, что сланцы необходимо рассматривать в ассоциации с другими терригенными породами, которые могут дать более точное представление о степени изменения пород. В частности, это относится к песчаным разностям, в которых с помощью стадийного анализа можно установить изменение отдельных минералов, появление новообразованных минералов, микроструктур и микроструктур, характерных для каждой стадии постдиагенетических изменений от катагенеза до метагенеза включительно.

На примере изученных разрезов осадочных пород западного склона Среднего и Северного Урала нами были показаны постдиагенетические изменения разных типов пород верхнего рифея и венда (рис. 1) и приведено их де-

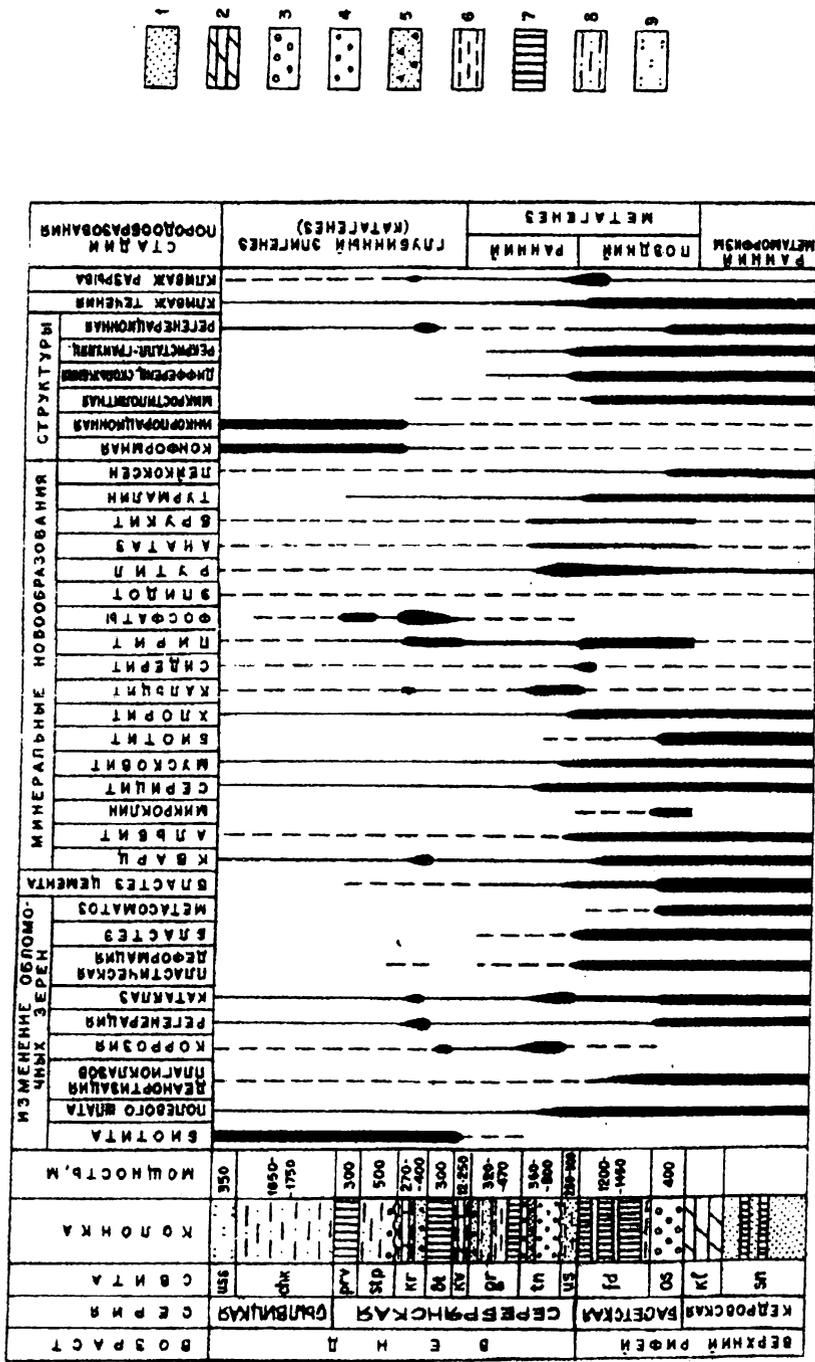


Рис. 1. Постдиagenетические изменения отложений верхнего докембрия Среднего Урала: 1—кварциты; 2-доломиты; 3-кварцитопесчаники; 4-конгломераты; 5-полевошлато-кварцевые песчаники; 6-сланцы; 7-углистые сланцы; 8-алевролиты; 9-полимиктовые песчаники

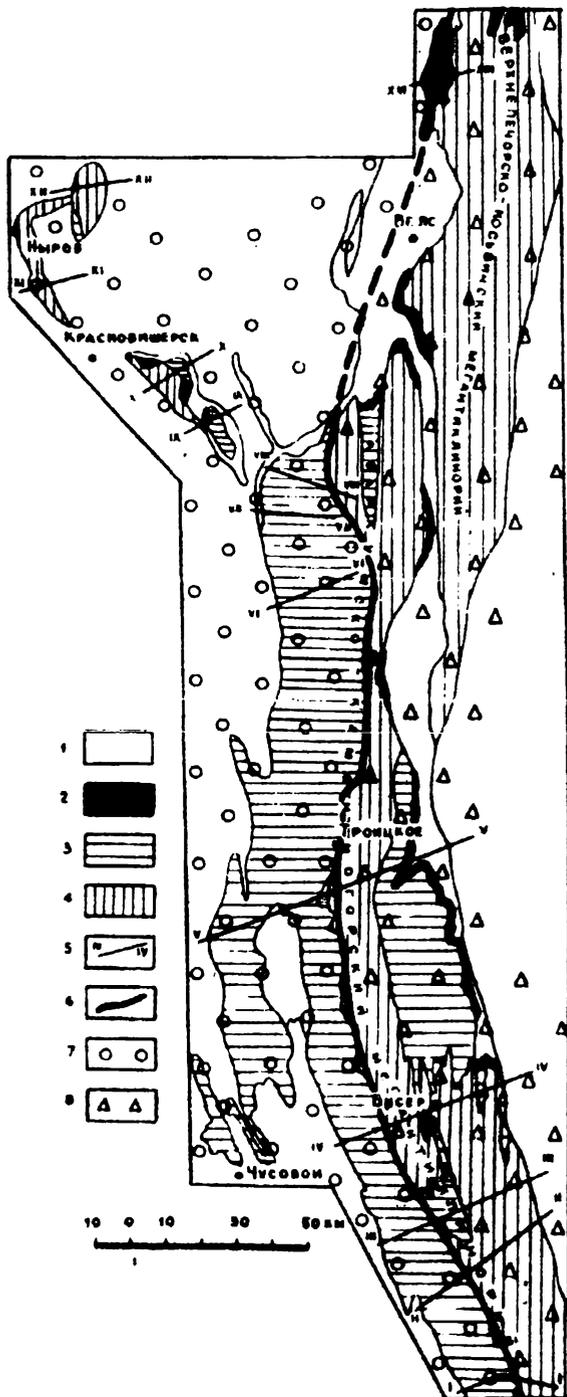


Рис. 2. Положение верхней границы позднего метагенеза на западном склоне Среднего и Северного Урала: 1-отложения силура и девона; 2-базальные слои ордовика; 3-отложения венда; 4-отложения рифея; 5-линии разрывов; 6-верхняя граница позднего метагенеза; 7-зона глубинного катагенеза (эпигенеза) и начального метагенеза; 8-зона позднего метагенеза и метаморфизма

тальное описание (Курбацкая, 1985). При этом установлено, что наиболее четко фиксируется граница между ранним и поздним метагенезом, нежели между поздним и ранним метаморфизмом. Она отчетливо устанавливается по исчезновению обломочного биотита, полному преобразованию глинистого вещества, массовому появлению квиважных текстур, резкому увеличению новообразований и т.д. К метаморфическим породам относятся породы с резким преобладанием кристаллобластических структур, но эта граница между поздним метагенезом и метаморфизмом гораздо менее выразительна.

Кик видно из приведенного примера, граница между ранним и поздним метагенезом разделяет отложения верхнего рифея и венда. При прослеживании этой границы по латерали оказывается, что она испытывает омоложение при приближении к осевой зоне Урала и заметно удревняется при удалении от нее.

Например, если породы верхнего рифея на Полподовом Кряже изменены до стадии позднего катагенеза, то породы ордовика и силура в восточной зоне изменены до стадии позднего метагенеза и раннего метаморфизма. Отсюда следует, что геологический возраст отложений не оказывает существенного влияния на вторичные преобразования. Какой же фактор является тогда определяющим в региональном плане?

При прослеживании верхней границы позднего метагенеза на площади обращает на себя внимание факт территориального совпадения этой границы с линией ограничения непереработанного кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, откуда следует, что жесткое основание фундамента служило барьером, препятствовавшим распространению в западном от осевой зоны Урала направлению стрессу и связанным с ним явлениям при складчатых коллизиях, и, следовательно, именно им принадлежит главная роль в преобразовании пород.

Латеральные постдиагенетические изменения пород отчетливо увязываются с глубинным строением земной коры Урала. Отложения, залегающие на континентальной коре внутрикратонного подтипа, изменены до стадии позднего катагенеза, на перикратонной – до стадии позднего катагенеза - раннего метагенеза, а на рифтогенной – позднего метагенеза - раннего метаморфизма.

Выявленные зоны постдиагенетических изменений пород прослеживаются вдоль всего Западного Урала, что позволяет уточнять корреляцию разрезов и площадное картирование. Проложение верхней границы позднего метагенеза на западном склоне Среднего и Северного Урала показано на рис.2, что, очевидно, следует иметь в виду при проведении геолого-съёмочных работ.

Ф.А. Курбацкая
Пермский университет

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД НА ЗАПАДНОМ УРАЛЕ

На Западном Урале широко развиты разнообразные по гранулометрическому и вещественному составу терригенные породы. Наиболее информатив-

ными с точки зрения корреляции разрезов, реконструкции палеогеографических и палеотектонических обстановок являются песчаные. При этом необходимо учесть, что состав пород существенно меняется в зависимости от интенсивности постдиагенетических преобразований. Истинную картину могут дать породы, измененные не более чем до стадии позднего катагенеза. Как нами было показано ранее на примере отложений осланской свиты верхнего рифея, уже в условиях раннего метагенеза аркозовые разности песчаников переходят в мономинеральные кварцевые и т.д.

Проследив эволюцию состава песчаных пород Западного Урала от рифейских до пермских включительно, можно сделать следующие выводы.

В изученных разрезах выделяются четыре главные разновидности песчаных пород: аркозовые и субаркозовые, олигомиктовые полевошпато-кварцевые, мономинеральные кварцевые, полимиктовые. Все они занимают определенное место в общем разрезе Западно-Уральской структуры, отражая таким образом особенности палеотектонического и палеогеографического режимов и обстановок.

Аркозовые и субаркозовые разности присутствуют среди отложений нижнего, среднего и верхнего рифея, входя в состав базальных частей рифейских циклов, отнесенных к фалаховым формациям. В типичном виде они представлены отложениями рассольнинской на Полудово-Колчимском поднятии и зильмердакской свит в Башкирском антиклинории. Обломочный материал в песчаниках включает продукты разрушения гранитов и гранитогнейсов фундамента Восточно-Европейской платформы.

Ранневендский этап, соответствующий спарагмитовой формации, отличается преимущественно олигомиктовым полевошпато-кварцевым составом песчаных пород, что свидетельствует о сравнительно большей дезинтеграции гранитных пород в областях сноса и более длительной транспортировке обломочного материала от источников питания.

Поздневендский этап флишоидно-молассодной формации резко отличается от нижележащих сменой вещественного состава песчаных пород: олигомиктовые разности переходят в полимиктовые, в которых большую роль играет примесь пирокластического и литокластического материала, а также разнообразие полевых шпатов и слюд. Этот этап совпадает со сменой грабенного режима на синеклизный и соответствующим включением новых питающих провинций.

Далее следует палеозойский этап развития Уральской структуры, в течение которого Западный Урал оставался пассивной окраиной Восточно-Евфопейской платформы с развитием литоральных и шельфовых фаций, что полностью согласуется с составом хорошо сортированных, преимущественно мономинеральных кварцевых песчаников, отличающихся составом цемента (например, карбонатным в силурийских, регенерационным кварцевым – в девонских и с пленочным углистым – во многих карбоновых).

Завершающий разрез песчаники пермского возраста имеют граувакковый полимиктовый состав. Это типичные для моласс разности, заполнившие Предуральский прогиб с обломками пород и минералов, снесенных с Уральских

кордильер. В них содержатся самые разнообразные осадочные, метаморфические, магматические породы и продукты их разрушения, слагающие Уральские горы.

Таким образом, по петрографическому составу песчаных пород Западного Урала можно уверенно коррелировать разрезы и получать надежные факты о смене палеотектонических режимов и палеогеографических обстановок. Четыре комплекса выделенных песчаных пород в виде аркозовых и субаркозовых – олигомиктовых полевошпато-кварцевых – мономинеральных кварцевых и полимиктовых граувакковых четко увязываются с главными этапами развития Западного Урала: грабеновым – внутрикратонным рифтогенным – пассивной континентальной окраины – орогенным с формированием передового прогиба.

В качестве примечания следует заметить, что обобщения базируются не на отдельных выборках, а на массовом изучении песчаных толщ в разных разрезах одной структурно-фациальной зоны.

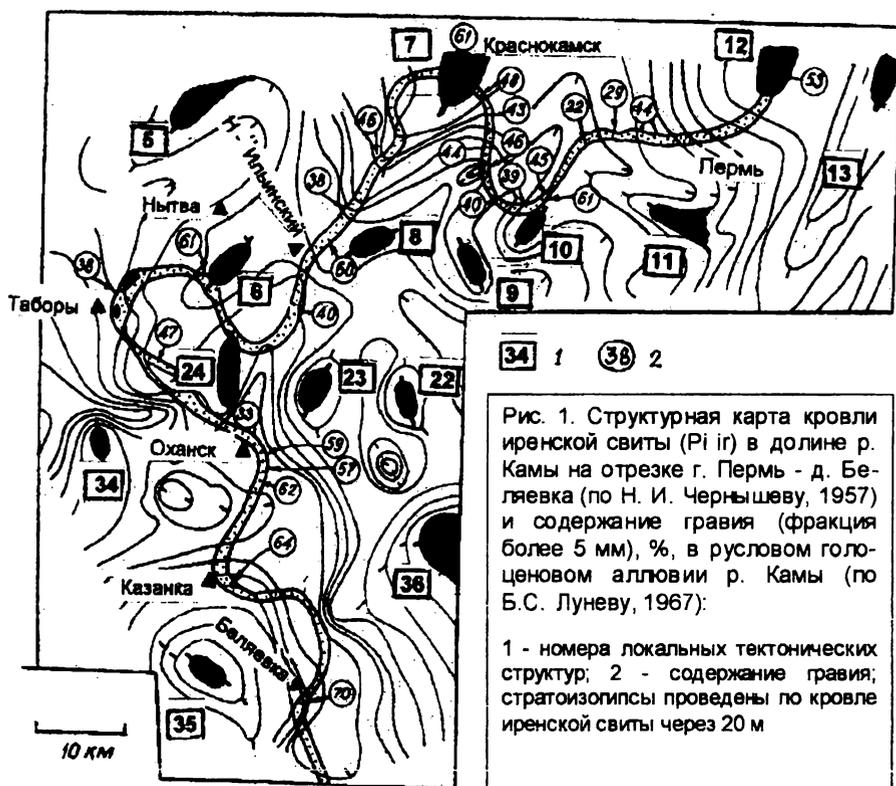
Б.С. Лунев, О.Б. Наумова
Пермский университет

О ВЗАИМОСВЯЗИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА АЛЛЮВИЯ С НЕОТЕКТОНИКОЙ НА ПРИМЕРЕ Р. КАМЫ

Неотектонические движения в границах Краснокамского озеровидного расширения ранее оценивались с учетом ряда показателей (Лунев, 1967): 1) искривление (подъем) подошвы аллювия (кровли размытых коренных верхнепермских пород) первой террасы и поймы в границах Краснокамской положительной тектонической структуры; 2) увеличение крупности аллювия (выхода крупных фракций) на сводовой части структуры; 3) рост содержания мелких ценных минералов и валового содержания тяжелой фракции.

Новыми исследованиями установлено, что вдоль русла р. Камы, пересекающей Краснокамское поднятие, существует: 1) деформация продольного профиля подошвы голоценового аллювия (кровли размытых коренных пород); 2) уменьшение мощности руслового аллювия среди наиболее молодых голоценовых отложений; 3) изменение петрографического состава грубообломочного аллювия (фракции более 5 мм), концентрация кварцитов и кварцевых песчаников в границах сводовой части структуры; 4) преобразование валового химического состава грубообломочного аллювия (геометро-химическим методом П.Н. Чирвинского установлено увеличение кремнезема и уменьшение содержания железа в границах поднимающейся структуры).

На рассматриваемом отрезке долины р. Кама неоднократно пересекает (частично или полностью) локальные положительные структуры (рис. 1). Аллювиальные русловые отложения на этом участке в основном представляют собой затухающий шлейф грубообломочного материала р. Чусовой. Состав



шлейфа переменный. В границах пересечения р. Камой положительной тектонической структуры 7 у г. Краснокамска выход гравия составляет 61%, структуры 6 у п. Нытва – 61%, структуры 35 у д. Казанка – 64%, у д. Беляевка – 70%. Ниже г. Оханска на продолжении структуры 23 отмечен выход гравия – 60 %, между Оханском и д. Таборы на продолжении структуры 6 содержание гравия наиболее высокое и составляет 77 %.

Аккумулятивные формы, сложенные самым молодым голоценовым аллювием р. Камы, имеют разный гранулометрический состав. В границах пересечения или приближения р. Камы к положительным тектоническим структурам содержание крупных фракций руслового аллювия (гравий, класс более 5 мм) увеличивается нередко в 2 раза – до 60 – 70%, на смежных участках синклиналей оно достигает только 30 %.

Строение самого молодого голоценового аллювия полнее всего прослежено по правому берегу р. Камы (рис. 2). В западной части Закамского сегмента (профили IV-а – XI) прослежена синклиналь, ограниченная положительными тектоническими структурами 10 и 9 (рис. 1). В границах восточной части Краснокамского сегмента (профили XIII – XXI) хорошо выражена антиклиналь (7), юго-восточное крыло которой разрезает современная Кама.

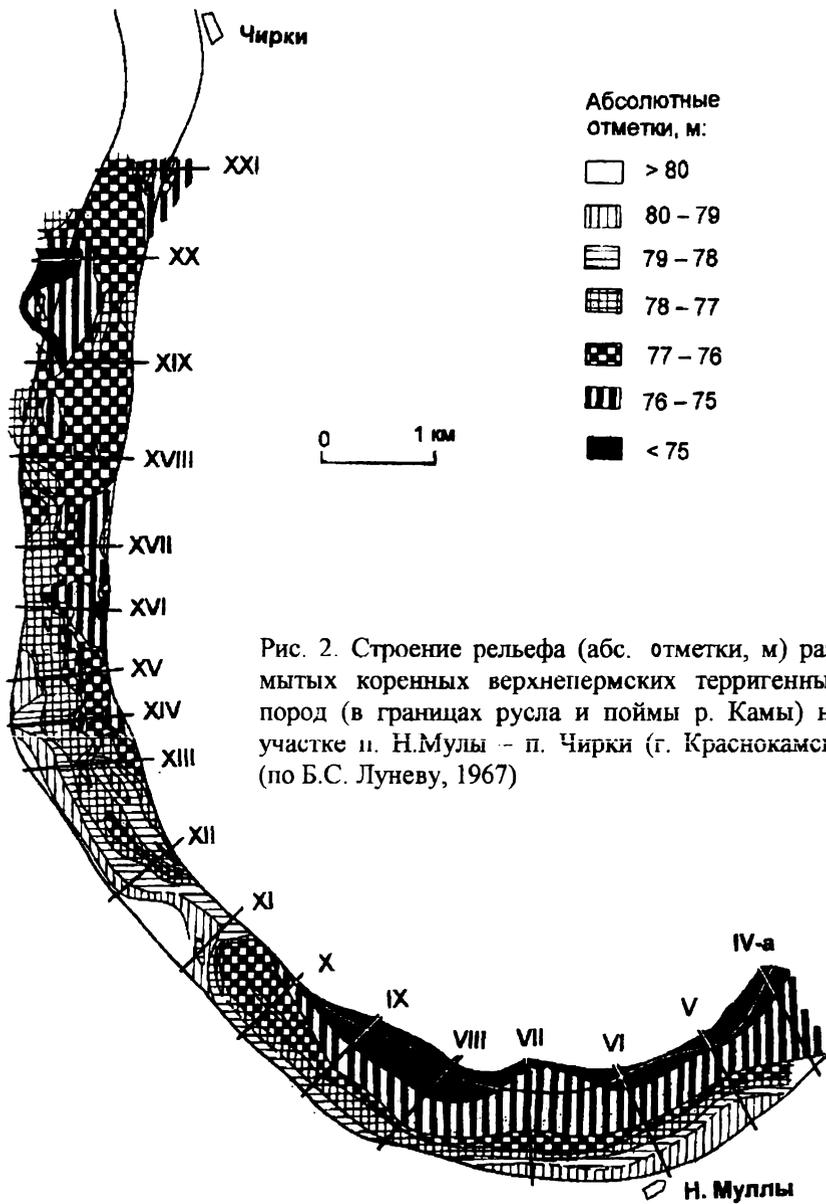
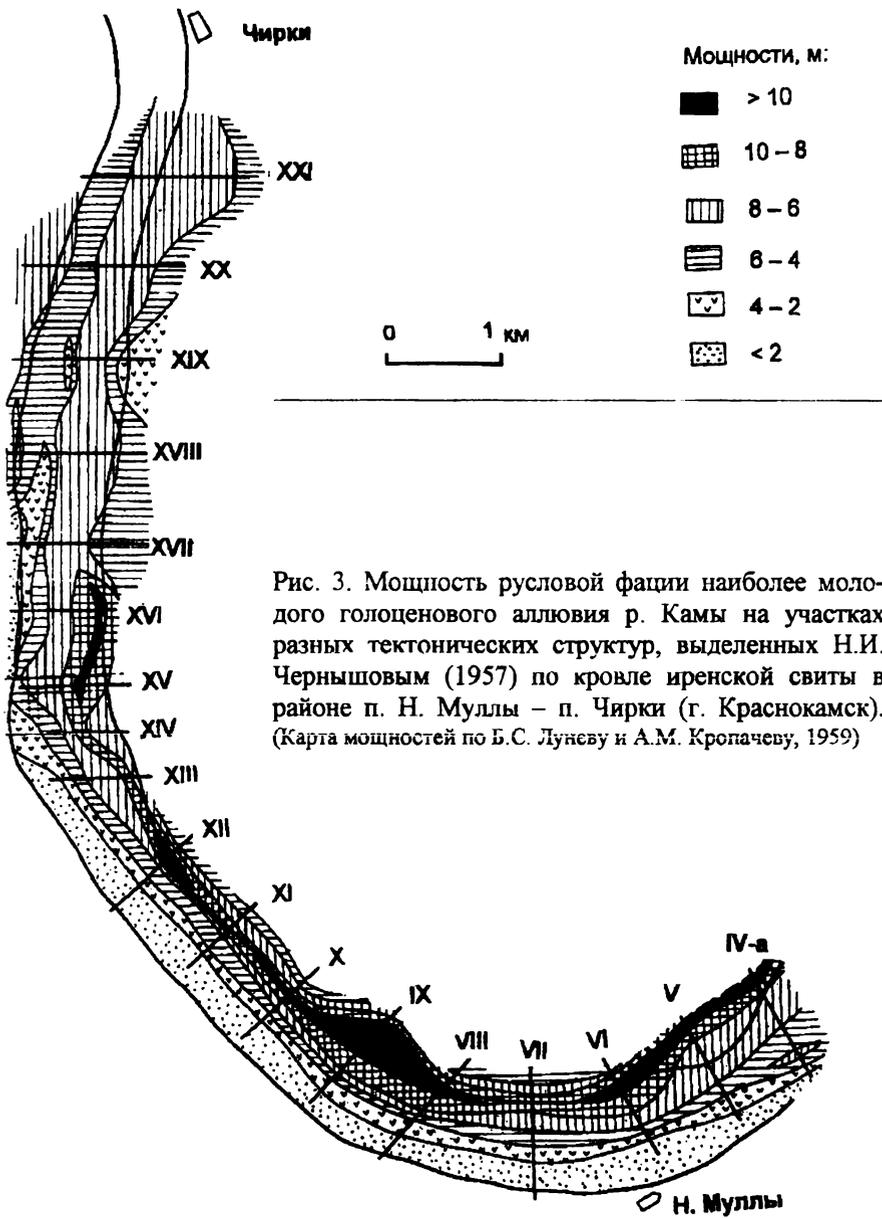


Рис. 2. Строение рельефа (абс. отметки, м) размытых коренных верхнепермских терригенных пород (в границах русла и поймы р. Камы) на участке п. Н.Муллы – п. Чирки (г. Краснокамск) (по Б.С. Луневу, 1967)



По левому берегу р. Кама размывает коренные породы, и данные по аллювию не учитываются. В Закамском сегменте (рис. 2) преобладает рельеф коренных терригенных верхнепермских пород с абсолютными отметками 76 – 75 м. Значительные площади на этом участке заняты рельефом с отметками менее 75 м. В Краснокамской части излучины рельеф размытой кровли терригенных верхнепермских пород (подошвы голоценового аллювия) имеет отметки 76 – 77 м. Разница рельефа двух сравниваемых участков составляет 1 – 2 м. Подошва голоценового аллювия поднимается в сторону Краснокамской положительной тектонической структуры. Голоценовые аккумулятивные формы имеют разное геоморфологическое положение в зависимости от строения локальных тектонических структур, выделенных Н. И. Чернышевым (1957) по кровле иренской свиты.

Максимальные мощности наиболее молодого руслового голоценового аллювия (рис. 3) соответствуют южной части Закамского сегмента р. Камы (профили IV-а - XI). Значительные площади приходятся на отложения с мощностями 8 – 10 и более метров. В восточной части Краснокамского сегмента р. Камы (профили XIII - XXI) преобладает русловой песчано-гравийный аллювий мощностью 6 – 8 и 4 – 8 м. Сравнение двух участков с разными тектоническими обстановками показывает, что мощности аллювия отличаются почти в 2 раза. Наименьшие мощности соответствуют площадям развития положительной тектонической структуры.

Изменение продольного профиля водной поверхности рек происходит при пересечении рекой активной локальной тектонической структуры, в связи с пересечением реками пород разной устойчивости к процессам выветривания, а также на участках впадения притоков.

Анализируемая территория между городами Пермью и Краснокамском характеризуется достаточно однородным составом терригенных верхнепермских пород шешминской свиты. На этом отрезке долины нет крупных притоков, которые могли бы существенно повлиять на уклоны водной поверхности Камы (Н. Мулянка и Ласьва такой способностью не обладают, что подтверждено специальными расчетами и построениями). Вместе с тем аномалия (деформация) водной поверхности существует и составляет 0,8 м. Деформация приходится на сводовую часть Краснокамского поднятия у г. Краснокамска и связана с современными движениями земной коры.

Таким образом, современные движения земной коры влияют на строение и состав аллювия: деформируется подошва аллювия; изменяется мощность речных отложений; идет перераспределение компонентов по гранулометрическому, минеральному и химическому составу; изменяется выход мелких ценных минералов.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДИК МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Ошибки минералогического анализа могут быть обусловлены многими факторами. Основными из них являются: методика исследования вещества; объем изучаемой пробы; представительность исследуемой фракции; степень сортировки отложений; моно- или полиминеральность вещества тяжелой фракции; выбор размерного класса для анализа; погрешности определения минерала в пробе (ошибки выборки), форма, плотность минералов. Степень влияния разных ошибок на конечный результат минералогического анализа неравнозначна. Автором оценена *эффективность методик минералогического анализа и дана количественная характеристика ошибок анализа*. За эталон для сравнения принята методика исследования вещества нескольких (3 – 5) размерных классов с последующим вычислением средневзвешенного. С эталоном сопоставлены результаты анализа по другим методикам.

Наибольшая (*теоретическая*) ошибка, возникающая при анализе широкоразмерной фракции (0,5-0,01мм), достигает 15625 раз (Вийдинг, 1965) и является результатом сравнения в анализируемой пробе частиц максимального и минимального размера. С учетом плотности вещества ошибка возрастает до 23000 раз (Лунев, 1967).

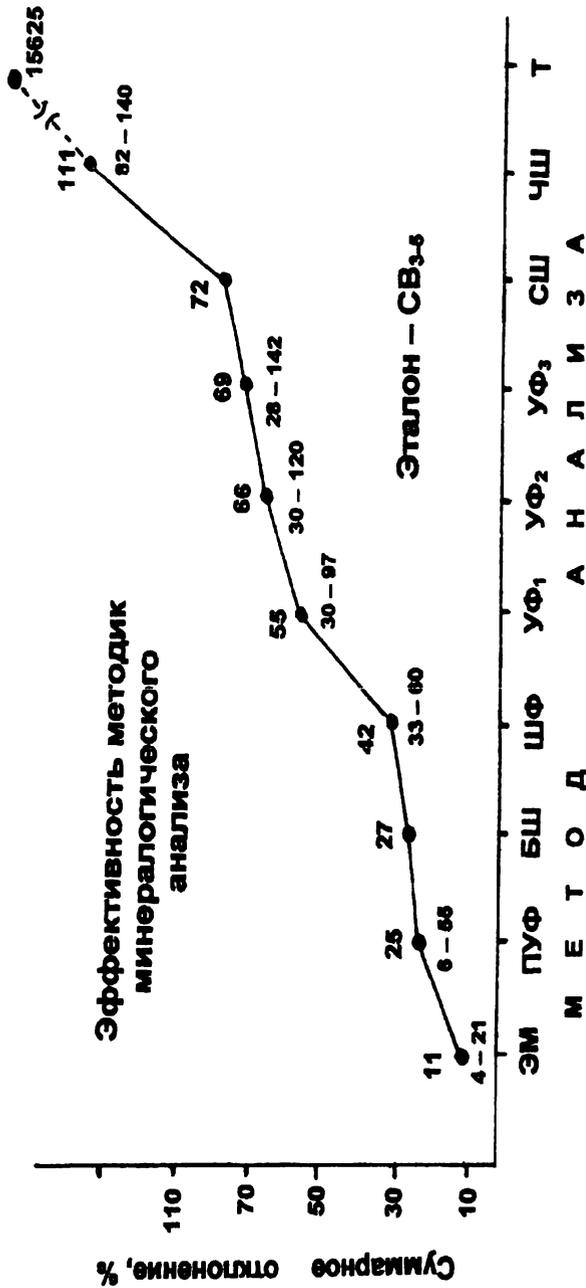
Ошибка при анализе *черного шлиха* составляет 82 – 140 % (среднее 111). Она возникает за счет неравномерного смыва минералов разной гидравлической крупности. Использованы данные 60 шлиховых анализов (средние значения) по 10 пунктам Прикамья.

Суммарное отклонение при изучении *серого шлиха* составляет 72 % (средние данные более 200 шлиховых анализов по 10 пунктам Прикамья).

Ошибка при исследовании *непредставительной узкоразмерной фракции 0,5 – 0,25 мм* возможна от 28 до 142% (ср. 69). Использованы данные 23 минералогических анализов отложений разного возраста, литологического состава и генезиса.

Суммарное отклонение от эталона при анализе *непредставительной узкоразмерной фракции менее 0,05 (0,056) мм* изменяется от 30 до 120 % (ср. 66). В подсчете участвовали результаты 26 минералогических анализов отложений разного возраста, литологического состава и генезиса.

Ошибка при анализе *узкой размерной фракции, занимающей положение максимума в гранулометрическом профиле изучаемой пробы для плохо сортированных отложений* (положение максимума 20 – 40%), достигает 30 – 97 % (ср. 55). Использованы данные 33 минералогических анализов тяжелой фракции отложений разного возраста и генезиса.



Сопоставление с эталоном результатов минералогического анализа, выполненного разными способами. За эталон приняты результаты средневзвешенного по 3 – 5 размерным классам (СВ₃₋₅), ошибка анализа равна нулю (ось абсцисс). Выше графика (11, 25, 27) – средние значения ошибок анализа, ниже (4-21, 6-55) – минимальные и максимальные ошибки. ЭМ – результаты анализа экспресс-методом с учетом 500 зерен минералов (по 76 анализам); ПУФ – анализ представительной узкоразмерной фракции, составляющей более 40 % в пробе; БШ – бедный шлик; ШФ – широкая фракция 0,5-0,01 мм; УФ₁ – анализ узкоразмерной фракции, занимающей положение максимума в гранулометрическом профиле пробы плохо сортированных отложений; УФ₂ – анализ непредставительной узкоразмерной фракции менее 0,05 мм; УФ₃ – анализ непредставительной узкоразмерной фракции 0,5-0,25 мм; СШ – серый шлик; ЧШ – черный шлик; Т – максимальная теоретическая ошибка при анализе широкомерной фракции

Анализ *любой узкой размерной фракции независимо от ее места в гранулометрическом профиле пробы "даёт"* ошибку от 6 до 142 % (среднее 45). Малые ошибки относятся к узким размерным фракциям, соответствующим высокому максимуму гранулометрического профиля (до 80 %). Суммарные отклонения от эталона по отдельным непредставительным размерным фракциям (они обычно являются крайними членами гранулометрического профиля) очень велики и составляют 30 – 140 %. Во внимание приняты данные 120 минералогических анализов.

Ошибка при исследовании *широкой фракции* (0,5 – 0,01 мм) составляет 33-60 % (среднее 42) (данные 4 анализов).

Суммарное отклонение при исследовании *бедного шлиха* равно 27% (1 анализ).

При анализе *представительной узкоразмерной фракции, занимающей положение максимума (ПУФ)* в гранулометрическом профиле изучаемой пробы, ошибка составляет 6 - 55%. Для хорошо сортированных отложений (положение максимума более 80%) она равна 5 – 10% (ср. 7). В плохо сортированных отложениях (максимум 20 – 40%) ее величина значительно выше: 30 – 97% (ср. 55). Используются данные 23 минералогических анализов тяжелой фракции отложений разного возраста и генезиса.

Исследование вещества тяжелой фракции *экспресс-методом (ЭМ – 500)* дает наилучшие результаты. В анализе участвует вещество всех размерных фракций пропорционально их процентному выходу в гранулометрическом профиле изучаемой пробы. Величина ошибки не зависит от степени сортировки отложений. Средняя ошибка такого исследования составляет 11%. Максимальные и минимальные суммарные отклонения (ошибки анализа) находятся в пределах ошибок выборки: (4 – 20%) - погрешности минералогического анализа. Используются данные 76 минералогических анализов отложений разного возраста и генезиса.

Минеральная ассоциация тяжелой фракции определяется преобладающими компонентами. В ней учитываются минералы, содержание которых в валовом минералогическом составе пробы равно или превышает 10 %. Некоторые пробы отличаются своей мономинеральностью, т.е. на долю одного минерала приходится более 70% содержания всей тяжелой фракции. Ошибка анализа в этом случае тоже уменьшается.

При анализе *экспресс-методом в пробах с высокой степенью мономинеральности* суммарное отклонение (ошибка анализа) составляет 4 - 21% (ср. 10). В пробах, где на один минерал приходится более 80 % вещества пробы, ошибка наименьшая (5 – 10 %). В пробах с относительно низким выходом преобладающего минерала (20 – 40%) ошибка анализа несколько выше – 15 – 20%. Ни в том ни в другом случае ошибка не превышает допустимую погрешность минералогического анализа. Используются данные 68 минералогических анализов отложений разного литологического состава, возраста и генезиса.

На основании проведенных исследований с уверенностью можно утверждать, что использование экспресс-метода при минералогических исследованиях тяжелой фракции эффективно. При малых затратах труда и времени дости-

гаются хорошие результаты. Ошибка анализа при исследовании любых отложений всегда находится в пределах ошибки выборки.

Н.Е. Молоштанова, Ю.Л. Устькачкинцева
Пермский университет

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЛЕГКОЙ ФРАКЦИИ ГАЛОПЕЛИТОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В составе породообразующих компонентов продуктивных пластов Верхнекамского месторождения обязательно присутствуют галопелиты, на долю которых приходится от 3,5 до 18 %. Галопелиты представляют собой многокомпонентную систему, в составе которой выделяют карбонаты (доломит, реже кальцит и магнезит), сульфаты (ангидрит) и силикаты (хлорит, иллит, монтмориллонит, калиевый полевой шпат и др.), водорастворимые соли, поровые рассолы и ОВ. Легкая фракция галопелитов - тонеозернистая масса была исследована с помощью дифрактометра, рентгеноструктурного анализа, а силикатная часть была подвержена химическому анализу.

Особый интерес вызывает исследование минералов глин, кристаллохимические характеристики которых являются индикаторами определенных геологических обстановок [2].

При исследовании Верхнекамского месторождения проводились сопоставления их состава с минералами глин Кунгурской ледяной пещеры. Предполагается, что основные компоненты как в галопелитах, так и в отложениях пещеры должны быть идентичны, что обусловлено их формированием в едином эпиконтинентальном морском бассейне с повышенной соленостью в аридном климате. Действительно, комплекс аутигенных глинистых минералов, характеризующий стадию осолонения сульфатных бассейнов, близок: хлориты, хлорит-монтмориллониты и корренситы в ассоциации с ферроиллитом и каолинитом.

На более высокой стадии осолонения бассейна, достигающей концентрации рассолов по выпадению в осадок хлоридов калия, среди минералов глин исчезают каолиниты, как это отмечается в пещерных отложениях. Вместо них присутствуют новообразования калиевого полевого шпата с неупорядоченной структурой (адуляра) [1]. При этом было установлено, что область распространения аутигенного адуляра в соляной толще ограничена калийной залежью. Это свидетельствует о том, что калиевый полевой шпат формировался при участии растворов с минерализацией, близкой к стадии кристаллизации калийных солей. При значительном рассолонении рапы в бассейне процессы калишпатизации быстро затухали.

Библиографический список

1. *Аполлонов В.Н., Иванов А.Г.* О соотношении аутигенной и аллотигенной составляющих в галопелитах //Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 38-43.
2. *Коссовская А.Г. Соколова Т.Н.* Конвергентность и индикаторность геокристаллохимии аутигенных минералов эвалоритов // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 56-61.

А.В. Чистяков, Е.В. Шарков
ИГЕМ РАН, Москва

БУРАКОВСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ ПЛУТОН (Ю.КАРЕЛИЯ) КАК ДОЛГОЖИВУЩИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Работы последних лет, посвященные расслоенным плутонам основного - ультраосновного состава, показали, что их становление происходило в течение длительного периода и, вероятно, сопровождалось многократным поступлением новых порций расплава в кристаллизующиеся камеры [1]. Согласно результатам исследований одного из крупнейших расслоенных интрузивов - раннепалеопротерозойской Великой Дайки Зимбабве [5] - формирование массивов подобного типа возможно также из пространственно сближенных первоначально изолированных камер, которые на уровне современного эрозионного среза представляют собой единые тела. В ходе проведенных нами исследований была сделана попытка решить эти проблемы на примере крупнейшего на Балтийском щите Бураковского расслоенного плутона основного-ультраосновного состава как части раннепалеопротерозойской магматической провинции кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии [3] восточной части Балтийского щита.

Бураковский расслоенный плутон (БП) расположен в пределах древнейшего на Балтийском щите Водлозерского блока. Массив имеет лополитообразную форму, его длина достигает 50 км при ширине 13-17 км. Согласно геолого-геофизическим данным БП образован двумя крупными автономными телами - Аганозерским (АТ) и Шалозерско-Бураковским (ШБТ), соотношения между которыми остаются неясными. Ранее предполагалось, что оба тела являются тектоническими блоками единого интрузива с различными уровнями эрозионного среза. Однако проведенные петрологические и изотопно-геохимические исследования позволили выявить ряд существенных различий между ними, а полученные новые изотопные датировки свидетельствуют и об их неодинаковом возрасте.

На современном эрозионном срезе Аганозерское тело сложено главным образом ультрабазитами, а Шалозерско-Бураковское - габброидами. В разрезах

обоих тел выделяются Краевая и Расслоенная серии пород [2]. В состав последней входят 5 зон, породы которых различаются наборами кумулятивных фаз (снизу вверх): *Ультраосновная* мощностью до 3000 м, *Пироксенитовая* (от 20-80 м в Шалозерско-Бураковском до 200 м в Аганозерском теле), *Габброноритовая* (от 80 до 500 м соответственно), *Пижонитовых габброноритов* (до 800 м) и *Магнетитовых габбронорит-диоритов* (600 м). Последние две зоны представлены только в Шалозерско-Бураковском теле. В кровле Ультраосновной зоны в обоих телах наблюдаются хромититовые прослои, а среди габброидов присутствуют горизонты перидотитов, рассматриваемые как маркирующие. Однако одноименные зоны в пределах каждого блока имеют отличительные особенности в строении и составе пород (рис. 1).

Для геохимических исследований нами были отобраны образцы по разрезам расслоенных серий обоих тел (см. рис.1). Определения содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) проводились нейтронно-активационным методом в лаборатории ГИН РАН и методом ICP-MS в ЦХЛ ИГЕМ РАН. Вся совокупность исследованных горных пород обоих тел характеризуется в целом однотипным фракционированным трендом распределения РЗЭ (рис.2). По результатам изучения спектра РЗЭ в породах обоих тел на фоне накопления РЗЭ и последовательного обогащения легкими РЗЭ вверх по разрезам выявлена существенная обогащенность РЗЭ пород Шалозерско-Бураковского тела относительно одноименных пород Аганозерского. В последнем изменении суммарного содержания РЗЭ снизу вверх по разрезу расслоенной серии составило от 2,5 г/т в Ультраосновной зоне до 29 г/т в Габброноритовой зоне, в Шалозерско-Бураковском - от 10 г/т до 72,8 г/т. В этом же направлении последовательное обогащение легкими РЗЭ отчетливо иллюстрируется возрастанием отношения Ce/Yb в Аганозерском теле от 4,5 до 21,6 и от 13,7 до 49,2 - в Шалозерско-Бураковском.

По результатам Sm-Nd изотопных исследований, проведенных в ИГГД РАН, для двух пород, отобранных из верхних частей разрезов расслоенных серий в обоих телах, построены минеральные изохроны (рис.3). Для образца из АТ наклон изохроны отвечает возрасту 2372 ± 22 млн лет ($\epsilon_{Nd} = -3.22 \pm 0.13$). В то же время для образца из Шалозерско-Бураковского тела Sm-Nd изохронный возраст равен 2433 ± 28 млн лет ($\epsilon_{Nd} = -3.14 \pm 0.14$), что в пределах ошибки совпадает с возрастом 2449 ± 1.1 млн лет, определенным ранее для габброидов из ШБТ U-Pb методом по циркону [4].

Формирование каждого тела, вероятно, сопровождалось внедрениями дополнительных порций расплавов в затвердевающие камеры, о чем свидетельствует появление перидотитовых горизонтов в габброидной части разрезов. Для этих дополнительных внедрений характерны более низкие $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ отношения и более высокие величины $\epsilon_{Nd}(T)$.

Таким образом, проведенные работы показали, что раннепалеопротерозойский Бураковский плутон образован двумя интрузивными телами – Аганозерским и Шалозерско-Бураковским, формировавшимися с интервалом приблизительно 50 млн лет, и представлял собой долгоживущий магматический центр. Образование интрузивов происходило за счет однотипных, но несколько раз –

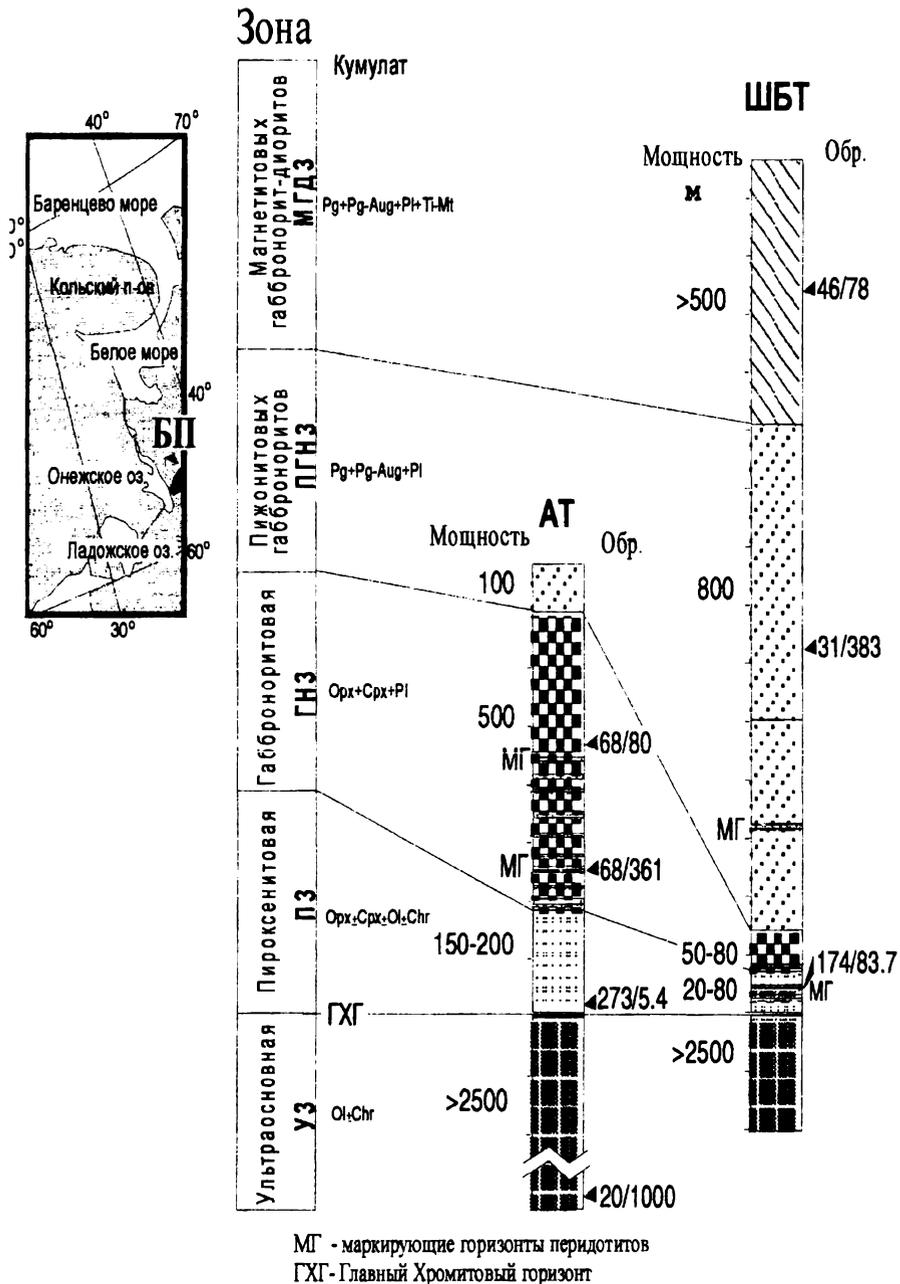


Рис. 1. Генерализованные разрезы расслоенных серий для Аганозерского и Шалозерско-Бураковского тел. Приведены главные кумулятивные парагенезисы и местоположения в разрезах изученных образцов

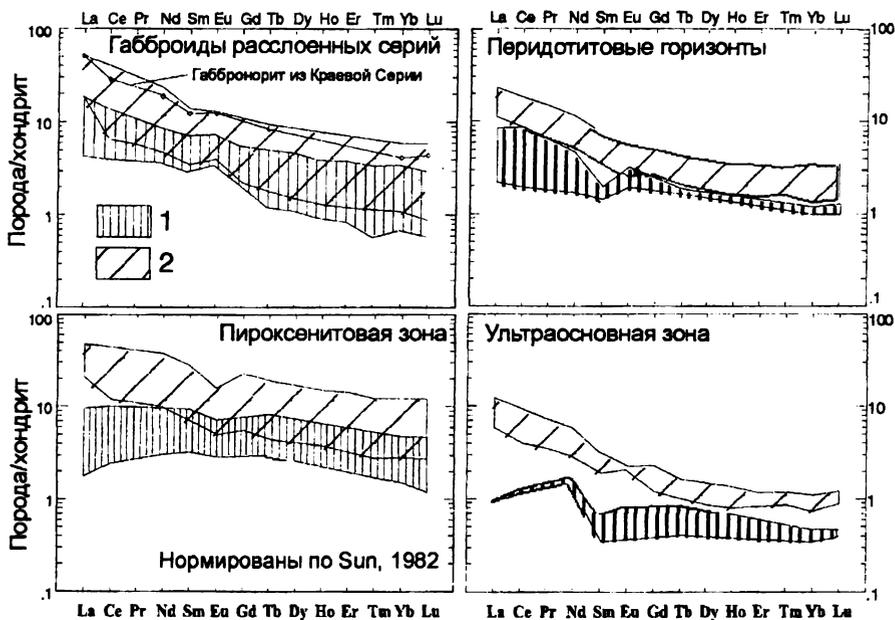


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах Аганозерского (1) и Шалозерско-Бураковского (2) тел

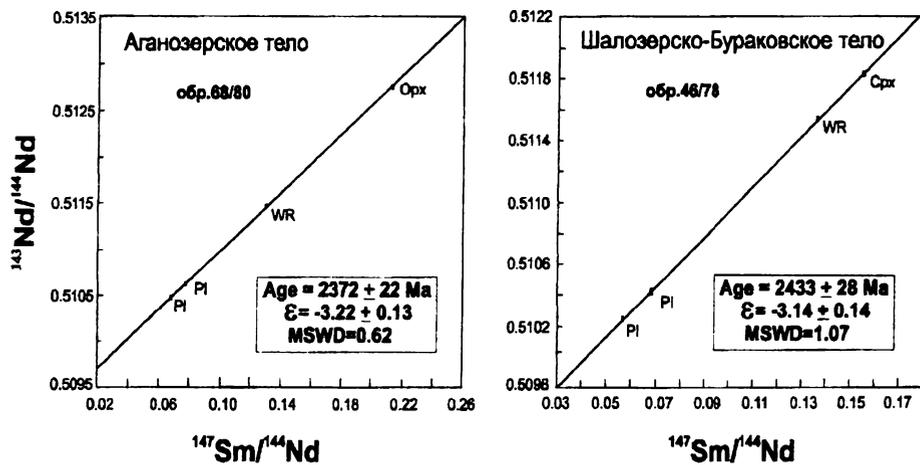


Рис. 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Бураковского плутона

личных родоначальных расплавов кремнеземистой высокомагнезиальной серии, на что указывают близкие изотопно-геохимические характеристики исходных расплавов. Затвердевание интрузивов сопровождалось внедрениями дополнительных порций расплава в кристаллизующиеся камеры.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 98-05-64458 и 98-05-64671).

Библиографический список

1. *Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П.* // Материалы конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических процессов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С.15-16.
2. *Ганин В.А., Гриневич Н.Г., Логинов В.Н.* // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1995. Т.2, кн.2. С.19-23.
3. *Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* // Петрология, 1997. №5. С. 503-522.
4. *Semenov V.S., Berkovsky A.N., Korneyev S.I. et al.* // 30th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. Abstracts. Vol.2. P.423.
5. *Wilson A.H.* The Great Dyke of Zimbabwe // Layered Intrusions (ed. R.G. Cawthorn). Elsevier Science B.V., 1996. P.365-402.

О.В. Удуратина, В.Л. Андреев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Rb-Sr ВОЗРАСТ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Рассматриваемые редкометалльные метасоматиты располагаются в поле распространения доуралит Харбейского блока. Субстратом для них служат гранитоиды тайкеуской интрузии доордовикского (?) возраста [2; 6-8] и вмещающие их метаморфиты няровейской серии среднего рифея. Возраст гранитов доказывается наличием гранитной гальки в перекрывающих отложениях ордовика [5; 9]. Изотопных данных, подтверждающих геологический возраст гранитов, нет. Имеющиеся K-Ar и Pb-Pb датировки относятся приблизительно к 360 и 290 млн лет, отражая и более поздние наложенные процессы щелочного метасоматоза [1; 3; 4]. Применение Rb-Sr систематики позволило получить новые данные, подтверждающие глубокое метасоматическое преобразование горных пород. Датирование осуществлялось по пробе измененного окварцованного гранита (№ Ка-25) с начальным весом 15 кг и выделенным из нее монофракциям минералов – альбита, микроклина и мусковита.

Порода имеет лейкократовый облик, среднезернистую структуру и массивную текстуру. Сложена агрегатом зерен кварца (30–35 %), решетчатого микроклина (25–30 %), лейстового альбита (25–30 %) и мусковита (5 %). Рудные и акцессорные минералы представлены цирконом, танталом/ниобатами, магнетитом и сульфидами. Микроструктура породы катакластическая с участками реликтовой гранитной и новообразованной гранобластовой. Наблюдаются

реликтовые минералы, представленные более основным плагиоклазом (олигоклазом) и пертитовым калиевым полевым шпатом. В целом исследуемая порода на фоне альбититов и альбитизированных гранитов классифицируется химически (таблица) как гранит с повышенным содержанием натрия по отношению к калию ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2$) и кремния - пониженным содержанием Al_2O_3 , CaO .

На диаграмме фигуративные точки образуют эрохрону, соответствующую возрасту 299 ± 41 млн лет (2σ). Об этом свидетельствует большая величина СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений), равная 39.6, но полученный возраст близок к реальному; при столь значительных вариациях Rb/Sr отношения, даже если бы величина СКВО удовлетворяла требованиям изохронной модели, цифра возраста изменилась бы незначительно. Величина первичного отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), равная 0.731 ± 0.003 (2σ), указывает на то, что

Химический (мас. %) и изотопный составы гранита № Ка-25

Компоненты	Порода	Альбит	Микроклин	Мусковит
SiO_2	80.85	68.64	64.86	49.58
TiO_2	0.05	н. о.	н. о.	0.70
Al_2O_3	9.46	18.82	17.82	25.40
Fe_2O_3	сл.	0.12	0.25	0.64
FeO	1.29	0.10	0.06	4.75
MnO	сл.	н. о.	н. о.	0.02
MgO	0.32	0.64	0.32	2.67
CaO	1.45	0.66	0.88	0.88
Na_2O	3.62	10.22	2.46	0.20
K_2O	1.63	0.68	12.60	10.56
P_2O_5	0.15	-	-	-
ППП	0.04	0.04	0.36	4.42
Сумма	99.63	100.49	99.61	99.82
Rb, мкг/г	272.2	83.9	543.3	1163.5
Sr, мкг/г	97.6	155.8	87.8	42.6
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	8.115	1.562	18.077	81.920
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.76772	0.73778	0.80497	1.07814
$\pm 1\sigma$	0.00009	0.00008	0.00007	0.00020

Примечание: н. о. – не обнаружено, сл. – следы, - не определялось.

порода испытала значительные вторичные изменения, по-видимому, неоднократные.

Таким образом, полученные результаты подтверждают реальность установленного ранее рубежа 300 млн лет. В эндогенной эволюции региона он соответствует среднекарбовому этапу коллизии, который выразился в региональном метаморфизме горных пород и локальном щелочном метасоматозе, обусловившем формирование редкометалльной минерализации.

Библиографический список

1. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал) / Ф.Р.Апельцин, В.И.Мальцев, С.И.Зыков и др. // Советская геология. 1968. № 6. С. 89–99.
2. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967. 202с.
3. Калиновский А.В. Редкометалльные щелочные метасоматиты в тектоно-магматической эволюции севера Урала // Магматизм и рудные полезные ископаемые Европейского северо-востока СССР (Тр. X геологической конференции Коми АССР). Сыктывкар, 1988. С. 75-78.
4. Калиновский А.В. Проблемы региональной металлогении севера Урала // Геология севера Урала: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО Российской академии наук. Сыктывкар, 1992. Вып. 78. С.70-82.
5. Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Советская геология. 1957. Сб. 55.
6. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150с.
7. Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 185с.
8. Его же. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 175с.
9. Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288с.

**ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ
МЕТАЛЛОГЕНИИ**



К ВОПРОСУ О МИНЕРАГЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

Проблема минерагенического (металлогенического) районирования территорий не нова, она имеет длительную историю, различные способы решения и важное практическое значение. По мнению А.И. Кривцова [11], целью металлогенического районирования является выделение пространственных категорий металлогении различных рангов для установления закономерностей их распределения в геологическом пространстве, являющихся основой прогнозных (прогнозно-металлогенических) построений. Он отмечает, что для этого применяются два различных взаимосвязанных и дополняющих друг друга подхода. Первый - историко-геологический и тектонический, основан на анализе связи минерагенических факторов с геологической историей развития регионов и сформировавшимися в результате тектоническими структурами. В этом случае минерагеническое районирование обуславливается преимущественно тектоническим. Второй, формационный подход, в первую очередь учитывает связь минерагенических факторов, и главным образом продуктов рудогенеза, с определенными геологическими формациями. Во втором случае районирование опирается на результаты формационного анализа горных пород. Вместе с тем следует подчеркнуть, что оба подхода не противоречат друг другу, только во втором случае минерагеническое подразделение означает объединение формаций горных пород, имеющих в то же время определенную структурную позицию. Историко-геологический подход в сочетании с формационным приобретает особенно важное значение для комплексных минерагенических исследований совокупности полезных ископаемых регионов. Нами отдается предпочтение именно такому комплексный подходу.

Как отмечали Л. Бауман и Г. Тишендорф [1], принципы современного минерагенического районирования были выработаны в основном советскими (Ю.А. Билибин, Е.Т. Шаталов и др.) и французскими исследователями (П. Рутье и др.).

Ю.А. Билибин в работе 1949 г. [2] предлагал выделять в качестве металлогенических структур первого порядка *металлогенические пояса*, соответствующие складчатым поясам земной коры типа Средиземноморского или Урало-Монгольского, в формировании которых могут принимать участие несколько тектоно-магматических циклов, отличающихся своей металлогенией. Однако термин металлогенический пояс не совсем удачен, поскольку выделяются еще и локальные рудные пояса, поэтому А.И. Кривцов [12] предложил название *планетарный металлогенический пояс*. Нам представляется более целесообразным использовать краткий термин *суперпровинция*, предложенный П. Рутье [20]. В качестве структур второго порядка в пределах поясов Ю.А. Билибиным

выделялись *металлогенические провинции*, отвечающие отдельным складчатым системам, например Уральской. В таком значении понятие металлогеническая провинция впервые было использовано В. Линдгреном в 1913 г., хотя сам термин в более узком смысле как область размещения месторождений был введен Л. де Лоне еще в 1897 г. [1]. При этом следует отметить, что Ю.А. Билибин уже тогда различал три главнейших типа металлогенических провинций с преобладанием уральского, восточноазиатского и западноевропейского типов минерализации. Для уральского типа характерно преобладание полезных ископаемых раннего этапа тектоно-магматического цикла, для восточноазиатского - среднего и позднего, а для западноевропейского - позднего. В качестве территорий третьего порядка им выделялись рудные пояса (при линейном расположении месторождений) или районы (при их площадном расположении), а четвертого - структуры, непосредственно контролирующие оруденение. Ю.А. Билибиным же было введено понятие *структурно-металлогеническая зона*. Он отмечал, что внутри провинции каждый отдельный минеральный комплекс проявлен с наибольшей интенсивностью лишь в пределах определенных структурных зон, отличающихся от других зон провинции особенностями осадконакопления, структурными, магматизма и эндогенной минерализации, которые и называются структурно-металлогеническими зонами [3].

Авторы книги “Рудоносность ...” [14] вслед за Ю.А. Билибиным широко пользуются термином “зона”, употребляя его для металлогенических подразделений земной коры. Основой их построений является понятие *структурно-формационная зона* - участок распространения закономерного ряда геологических формаций (структурно-вещественного комплекса), возникшего на определенной стадии развития земной коры. По контурам структурно-формационных зон обычно проводятся контуры структурно-металлогенических зон. *Структурно-металлогеническая (металлогеническая) зона* - линейновытянутая рудоносная или потенциально рудоносная площадь, совпадающая со структурно-формационной зоной или являющаяся ее частью. Многие исследователи относят металлогенические зоны к числу базовых таксонов [11; 14], выделяемых как эквивалент структурно-формационных зон, образованных двумя-четырьмя взаимосвязанными геологическими формациями, образовавшимися в течение подстадии тектоно-магматического цикла. В этом случае металлогеническая область рассматривается как группа металлогенических зон, или *мегазона*. Внутри металлогенических зон различаются *подзоны*, соответствующие рудным районам [12]. Существует также понятие *рудная зона* [17] - линейно вытянутая рудоносная площадь, выделяемая в пределах металлогенических зон, областей, рудных районов, содержащая месторождения определенных рудных формаций и типов, приуроченных к одной геологической формации. В пределах рудной зоны могут быть выделены несколько рудных узлов. Наконец, используется термин *зона минерализации (минерализованная зона)* для характеристики площади, отличающейся от фоновой по качественному и количественному содержанию металлов и минералов.

В.И. Смирнов [15; 16] определял следующие уровни распространения месторождений полезных ископаемых в земной коре: провинция, область (бас-

сейн, пояс), район (узел), поле распространения месторождений (рудное поле), месторождение. *Провинция полезных ископаемых* рассматривалась как крупный участок земной коры, относящийся к платформе, складчатому геосинклинальному поясу или дну океана со свойственными ему месторождениями. Внутри провинций находятся *области полезных ископаемых*, приуроченные к одному или нескольким тектоническим элементам первого порядка. В качестве синонима термина *область* для платформенных регионов рекомендуется употреблять термин *бассейн* (например, Подмосковский буроугольный), а для складчатых - *пояс* (например, полиметаллический пояс Рудного Алтая). Следующему уровню строения земной коры отвечают *районы полезных ископаемых* - участки территорий площадью в сотни и тысячи квадратных километров, где сосредоточены месторождения области. Они могут быть приурочены к крупному интрузиву или участку пересечения разрывных нарушений. Синонимом района является термин *рудный узел*. Районы ограничиваются участками распространения геологических формаций, сформировавшихся в определенной локальной палеотектонической обстановке. В пределах районов выделяют *рудные поля*, представляющие собой совокупность месторождений, объединяемых общностью происхождения и геологической структуры.

Некоторые исследователи внутри провинций отмечают промежуточное между провинцией и областью подразделение - *субпровинции*, связанные с геологическими структурами второго порядка. Например, в пределах провинции Восточно-Европейской платформы можно выделить субпровинции Балтийского щита, Русской плиты или в пределах Уральской металлогенической провинции - Западно-Уральскую и Восточно-Уральскую.

Составители "Инструкции ..." [9] рекомендуют при составлении карт масштаба 1:200000 использовать следующую иерархию минерагенического районирования: минерагеническая зона (продуктивные бассейны), рудные районы (части бассейнов), рудные узлы (рудные зоны, продуктивные структуры), рудные поля (продуктивная залежь). В этой последовательности между районами и полями появляются рудные узлы, которые уже не являются синонимами районов, как рекомендуют В.И. Смирнов и А.И. Кривцов. Кроме того, дважды используется термин зона, что вносит определенную путаницу в терминологию.

Анализ всего многообразия подходов к металлогеническому районированию территорий позволяет прийти к выводу, что в современных металлогенических построениях в большинстве случаев намечается следующая иерархия подразделений земной коры для этих целей: *суперпровинция* (планетарный металлогенический пояс, металлогенический пояс), *провинция*, *субпровинция*, *область* (мегазона), металлогеническая зона (бассейн, пояс), *район* (рудный узел, подзона), *рудное поле* (участок подзоны), *месторождение*.

Несмотря на кажущуюся общепринятость употребления таксонометрических единиц металлогении, единый подход в применении терминологии к районированию территорий отсутствует. Это хорошо видно на примере анализа металлогенических исследований Уральского региона.

В монографии К.К. Золоева и др. [4] Уральская металлогеническая провинция подразделяется на две металлогенические области: Западно-Уральскую и Восточно-Уральскую. Первая рассматривается как западное жесткое обрамление эвгеосинклинали, а вторая - как собственно эвгеосинклиналичная область. Области подразделены на металлогенические зоны. Так, Западно-Уральская область подразделена на три зоны: Предуральскую, Западно-Уральскую, Центрально-Уральскую, а Восточно-Уральская на шесть зон: Тагило - Магнитогорскую, Салдинско - Мурзинскую, Сысертско - Ильменогорскую, Алапаевско - Брединскую, Восточно - Мугоджарско - Красногвардейскую и Кустанайскую. Из перечня зон следует, что они пространственно соответствуют структурам второго порядка тектонической схемы Урала И.Д.Соболева. Отмечается, что в каждой из них могут быть выделены рудные пояса, узлы и поля, но конкретных примеров таких подразделений не приводится. Таким образом, получается следующая иерархия подразделений: провинция, область, зона, пояс, узел, поле.

При составлении Металлогенической карты Урала масштаба 1:1000000 [13] ее авторы использовали следующий тип деления: провинция, субпровинция, мегазона, зона. Внутри Уральской провинции выделены три субпровинции: Западная, Центральная и Восточная. Дифференциация Уральской провинции на субпровинции осуществлена по преобладающему палеотектоническому режиму с учетом геофизических данных о глубинном строении земной коры по Н.Г. Берлянд. Так, в Западной субпровинции преобладают миогеосинклиналичные образования поздних уралид и геосинклиналичные - ранних, ей соответствует континентальный тип коры с преобладанием перикратонного и внутрикратонного подтипов, а в восточной части - рифтогенного. В Центральной субпровинции широко распространены комплексы пород, сформировавшиеся во внутренней эвгеосинклиналичной области, которой отвечает островодужный тип коры. Восточная субпровинция рассматривается как периферическая область эвгеосинклинали. Она характеризуется слабо регенерированной континентальной корой.

Субпровинции подразделены на мегазоны, в основном, по структурно-формационному признаку. Среди мегазон выделены преимущественно архейско-рифейские мегазоны основания Уральской складчатой области, включающие мегазоны комплексов геосинклиналичного и протогеосинклиналичного происхождения (Башкирскую, Тиманскую и др.) и срединных массивов (Салдинскую, Тараташскую и др.), а также рифейско - палеозойские Уральской складчатой области и ее мезо-кайнозойского платформенного чехла. Мегазоны Уральской складчатой области подразделяются на раннеуральские и позднеуральские, сформировавшиеся в условиях геосинклиналичного тектонического режима. Позднеуральские мегазоны разделены на эв- и миогеосинклиналичные, а также с учетом стадий развития - на раннегеосинклиналичные, позднегеосинклиналичные и орогенные.

Так, в пределах Западной субпровинции выделены три протяженные субмеридиональные мегазоны: мегазона Передового прогиба в пределах Предуральского краевого прогиба с комплексом орогенных осадочных геологических формаций поздних уралид, мегазона Миогеосинклинали поздних уралид в

пределах Западно-Уральской складчатой области с миогеосинклинальными формациями ранней и поздней стадии геосинклинального развития поздних уралид и мегазона Ранних уралид в пределах Центрально-Уральского поднятия с формациями раннеуральской геосинклинали и платформенной рифтогенной венд-кембрийской. Кроме названных трех выделены пять мегазон раннепротерозойско-рифейских комплексов основания Уральской складчатой области: Харбейская, Уфалейская, Башкирская, Уралтауская, Тиманская, а также архейско-раннепротерозойские срединные массивы: Хобеизский, Неркаюсский, Тараташский. Восточнее в Центральной субпровинции представлены Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская, Алапаевско-Иргизская, Центрально-Магнитогорская мегазоны, сформировавшиеся в эвгеосинклинальных условиях ранней и поздней стадий развития, две мегазоны комплекса основания (Мугоджарская и Зауральская) и две мегазоны, отвечающие срединным массивам - Салдинскому и Ильменогорскому. Восточная субпровинция разделена на три мегазоны: Денисовскую, Валерьяновскую и Боровскую, сформировавшиеся, как полагали авторы, в периферической области эвгеосинклинали.

Мегазоны включают конкретные структурно-формационные зоны, в которых заключены одноименные комплексы горных пород. Каждой стадии тектонического развития территории (ранне-, позднегеосинклинальной, орогенной и др.) отвечает один или несколько типов структурно-формационных комплексов (зон), которые подразделяются на стратифицированные и секущие. Металлогенические зоны соответствуют площадям распространения минерагенических геологических формаций, например Кизеловская - угленосных, Сарановская - хромитоносных расслоенных гипербазитов и т.п. Таким образом, каждый тип структурно-формационных комплексов в свою очередь состоит из одной или нескольких геологических формаций. С геологическими формациями увязаны рудные формации и минеральные ассоциации, причем рудоносные и рудовмещающие геологические формации показаны на карте крапом в пределах металлогенических зон.

Сопоставление иерархии пространственных делений земной коры, использованной при составлении карты, с подразделениями вышеназванных авторов [4] позволяет видеть, что субпровинции карты отвечают областям этих авторов, мегазоны - зонам, а зоны, по-видимому, - поясам или узлам.

Остановимся подробнее на металлогенических зонах, выделяемых в пределах западного склона Северного и Среднего Урала. Мегазона Передового прогиба в направлении с севера на юг включает четыре зоны, сформировавшиеся в условиях орогенного режима. Первая - северная Большесыныньско-Верхнепечорская относится к терригенному угленосному типу комплексов, в котором продуктивной является галечно-песчано-глинистая регрессивно-параличская формация пермского возраста, а три остальные зоны относятся к терригенно-карбонатному пестроцветному типу, включающему Приуральскую зону медистых песчаников, Соликамскую соленосную и Улутелякскую марганцосную. В пределах Миогеосинклинальной мегазоны поздних уралид на севере в пределах Печорской плиты выделяются на западе Западно-Уральская полиметаллическая зона карбонатных каменноугольных отложений, восточнее

- Папийская зона осадочных железных руд и бокситов в девонских терригенных отложениях и еще восточнее близ Центрально-Уральского поднятия - южная часть Ильичско-Кожимской зоны полиметаллов в карбонатных отложениях нижнего палеозоя. В средней части субмеридиональная Миогеосинклинальная мегазона пересекается Тиманской мегазоной с полиметаллическим оруденением в рифейских карбонатных породах. В южной части мегазоны за Тиманом продолжается Западно-Уральская зона, а западнее ее выделяется Кизеловская угленосная зона. В Центрально-Уральской мегазоне в границах Ляпинско-Кутинского мегантиклинория отмечается громадная Центрально-Уральская металлогеническая зона меди, свинца, цинка, золота, железа, вольфрама, марганца и редких металлов. Причем в южной части мегазоны на карте показаны раннегеосинклинальные образования ранних уралид (докембрийских), а в северной - позднегеосинклинальные. Обратим внимание на то, что позднегеосинклинальные образования в современной трактовке соответствуют средней субдукционной стадии развития складчатых областей. Южнее, в средней части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория в пределах Центрально-Уральской мегазоны, выделена Сарановская хромитоносная зона. В части Тагило-Магнитогорской мегазоны, примыкающей к Центрально-Уральской, показаны западная Качканарско-Ревдинская зона, соответствующая Платиноносному поясу, а восточнее нее - Северо-Уральская зона скарновых месторождений.

Позднее К.К. Золоев с соавторами [6] в пределах Урало-Монгольского металлогенического пояса выделил Уральскую, Тянь-Шанскую, Южно-Монгольскую металлогенические провинции, преимущественно с линейно ориентированными рудными поясами, а также Казахстанскую и Алтае-Саянскую - с мозаичным ориентированием поясов. Это не противоречит вышеиспользованным понятиям суперпровинции и провинции. В Уральской провинции, вслед за авторами Металлогенической карты Урала [13], ими выделяются три субпровинции. Субпровинции подразделены на территории, названные металлогеническими поясами, однако такой термин ими уже употреблялся ранее для суперпровинций. Пояса соответствуют геолого-структурным мегазонам, в пределах которых обособляются металлогенические зоны, приуроченные к структурно-формационным зонам.

Существует еще один аспект проблемы районирования. Все предыдущие термины и подразделения были разработаны для геосинклинальной (фиксистской) модели развития складчатых поясов. Однако современная геология рассматривает формирование складчатых областей как результат раскрытия и закрытия океанов и наблюдаемая современная картина палеозойских и мезозойских поясов является результатом коллизионных процессов, приведших к скучиванию геологических образований, сформировавшихся в различных палеотектонических обстановках. С этой точки зрения возникает необходимость увязки металлогенических подразделений с палеотектоническими обстановками, в результате которых возникли металлогенические формации горных пород и связанные с ними формации полезных ископаемых. На эту сторону районирования обратили внимание В.А. Коротеев и др. [10], которые дают определенные металлогенической зоны как площади распространения структурно-

вещественной ассоциации конкретной геодинамической обстановки. Опыт составления геологических и тектонических карт Урала на геодинамической основе имеется [7]. К.С. Иванов, характеризуя Урал в целом, выделяет западный палеоконтинентальный и восточный палеоостроводужный секторы, границей между которыми является шовная зона Главного Уральского глубинного разлома. Такое деление отвечает описанным ранее субпровинциям. Секторы подразделяются на мегазоны. В состав западного палеоконтинентального сектора Урала входят три мегазоны: Предуральский передовой прогиб, заполненный терригенными отложениями флиша и молассы верхнего палеозоя - триаса, Западно-Уральская мегазона, являвшаяся в палеозое пассивной окраиной Восточно-Европейской платформы, и Центрально-Уральская - сложенная метаморфизованными докембрийскими толщами, являющимися выступами фундамента Восточно-Европейской платформы. Западный сектор отделяется от восточного зоной Главного Уральского глубинного разлома, который представляет собой сутурную зону, границу Восточно-Европейского континента и Уральского палеоокеана. Восточный палеоостроводужный сектор включает Зеленокаменную мегазону, состоящую из Тагильско-Присакмарской зоны, заложенной в среднем-позднем ордовике, и Магнитогорской, заложенной в раннем девоне; Восточно-Уральскую мегазону с широко распространенными гранитоидами и в целом континентальным типом коры с хорошо выраженным гранитным слоем; Зауральскую мегазону, сложенную вулканогенно-осадочными толщами девона-карбона.

Нами в соответствии с новыми данными и представлениями о формировании Уральской складчатой области и описанной выше иерархией пространственных подразделений для территории западного склона Северного и Среднего Урала и ее обрамления предлагается общая схема минерагенического районирования.

Металлогенической суперпровинции отвечает Урало-Монгольский складчатый пояс, формирование которого происходило в течение нескольких циклов тектонического развития (циклов Бертрана по В.Е. Хайну [19]), главнейшими из которых являлись каледонский и герцинский. Названные циклы Бертрана вместе отвечают одному, более протяженному по времени, циклу полного раскрытия и закрытия палеоазиатского океана, что соответствует циклу Уилсона. Кроме того, в срединных массивах и краевых частях пояса имеются образования архея и протерозоя, которые можно рассматривать в качестве окраин или частей континентов, окружавших палеозойский палеоокеан. Таким образом, металлогения суперпровинции в целом определяется, с одной стороны, палеоокеаническими обстановками, обусловленными протеканием цикла Уилсона, а с другой - геологическими особенностями палеоконтинентов и их активизацией, обусловленной формированием складчатого пояса. Времени формирования пояса в целом отвечает серия планетарных палеотектонических обстановок, обусловивших образование серии палеоокеанических и палеоконтинентальных формаций. Вместе с тем в пределах палеоконтинентов сохранились серии древних архейско-протерозойских формаций.

Сопоставительная схема металлогенических подразделений Урала и структурно-формационных, временных и палеотектонических

Подразделения					Пример металлогенических подразделений
металлогенические	структурно-формационные	временные тектонические	палеотектонические	формационные	
Суперпровинция	Складчатый пояс	Совокупность циклов Бертрана (цикл Уилсона)	Серия палеотектонических обстановок	Серия геологических формаций	Урало-Монгольская
Провинция	Складчатая система	То же	То же	То же	Уральская
Субпровинция	Складчатая подсистема	Цикл Бертрана, реже их совокупность	Группа, реже серия обстановок	Группа, реже серия формаций	Внутренняя (палеоокеаническая)
Область	Мегазона	Стадия цикла или их совокупность	Класс обстановок (палеотектонический режим)	Класс формаций	Тагильская
Пояс (зона)	Зона	Стадия цикла	Палеотектоническая обстановка	Ассоциация формаций	Платиноносный
Район	Подзона	Стадия или ее отрезок	Местные палеотектонические условия	Формация	Качканарско-Ревдинский
Поле	Участок подзоны	То же	То же	Субформация (магматический комплекс)	Качканарское
Месторождение	—	Отрезок стадии	—	Часть рудной формации	Гусевогорское

Уровню металлогенической провинции соответствует складчатая система, в данном случае Уральская. В принципе этому уровню отвечают те же серии обстановок и формаций, что и суперпровинции, но, может быть, с меньшим проявлением отдельных циклов Бертрана.

Большая часть исследуемой территории западного склона Северного и Среднего Урала является составной частью Уральской складчатой области и

одноименной минерагенической провинции. В юго-западной части территории к ней примыкает провинция Восточно-Европейской платформы.

Описываемую часть Уральской провинции предлагается разделить на три субпровинции. В основу их выделения положены особенности глубинного строения, являющиеся, по нашим представлениям, в конечном счете определяющими для особенностей их металлогении [7]. Большую часть территории, расположенную на ее юго-западе и покоящуюся на непереработанном или частично переработанном архейском гранит-зеленокаменном фундаменте Русской плиты, будем относить к первой субпровинции - Восточной окраине Русской плиты, восточная граница которой проводится по Главному Уральскому глубинному разлому. Другая, северо-западная часть территории, расположена на рифейско-вендском фундаменте Печорской плиты Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области. Юго-западная граница Печорской плиты проводится по Тиманскому глубинному надвигу, ограничивающему с юго-запада Канино-Тиманскую гряду, а восточная граница - по Главному Уральскому глубинному разлому [18]. В пределах Печорской плиты нами выделяется вторая субпровинция - Юго-Восточная окраина Печорской плиты. Наконец, восточнее обеих субпровинций, восточнее Главного Уральского разлома располагается третья субпровинция - Уральская палеоокеаническая область, характеризующаяся палеозойским островодужным типом коры по Н.Г. Берлянд.

В пределах субпровинций с учетом особенностей состава и строения чехла, т.е. по геолого-формационному и структурному критериям, выделены металлогенические области, соответствующие структурно-формационным мезазонам. Они в целом соответствуют описанным выше мезазонам карты, составленной под редакцией А.М. Марейчева и И.А. Петровой, но отличаются принадлежностью к разным субпровинциям. Таким образом, первые две западные субпровинции - Восточная окраина Русской плиты и Юго-Восточная окраина Печорской плиты, состоят из трех мезазон: Предуральской, Западно-Уральской и Центрально-Уральской. Причем на описываемой территории располагаются только либо северные, либо южные части названных мезазон. Мезазоны субпровинций разделяются Тиманской мезазоной, относящейся к Тимано-Канинской субпровинции. Уральская субпровинция на данной территории представлена частью Тагильской мезазоны. Металлогения каждой мезазоны определяется преобладающими в ней геологическими формациями, сформировавшимися в различных палеотектонических обстановках. Металлогения Предуральской мезазоны характеризуется формациями, образовавшимися в обстановке передового прогиба герцинского коллизионного режима. Западно-Уральская и Центрально-Уральская мезазоны вместе представляют надвиговый пояс форланда, однако металлогения первой определяется обстановками эпикаледонского платформенного режима пассивной окраины Уральского палеоокеана, второй - грабеново-рифтогенными обстановками рифея и венда и наложенными на геологические формации этих обстановок обстановками каледонской субдукции и коллизии. Причем последние наиболее активно проявились в Центрально-Уральской мезазоне субпровинции Юго-Восточной окраины Печорской плиты [8]. Тагильская мезазона фактически представляет собой сутур-

ную зону и аккрецированную к Европейскому континенту часть окраины хинтерланда. Ее металлогения определяется каледонскими спрединговым и субдукционным режимами. Все названные мегазоны испытывали тектономагматическую активизацию в связи с протекавшими восточнее (в современных координатах) герцинскими событиями развития и закрытия Уральского палеоокеана.

Металлогенические области подразделены на пояса, отвечающие структурно-формационным зонам. В субпровинции Восточной окраины Русской плиты в Предуральской мегазоне выделяется Уфимско-Соликамская зона, в Западно-Уральской - Язьвинско-Чусовская, в Центрально-Уральской - Кваркушско-Каменногорская. В субпровинции Юго-Восточной окраины Печорской плиты выделены в Предуральской мегазоне - Большесыньинско-Верхнепечорская зона, в Западно-Уральской - Кожимо-Вишерская, в Центрально-Уральской - Верхнепечорско-Кутимская, Колпаковская, Уловско-Висимская. Причем исходя из особенностей палеотектонических обстановок региона Верхнепечорско-Кутимская и Колпаковская зоны, которые рассматриваются как реликты каледонской островодужной системы, могут быть объединены в единую Верхнепечорско-Колпаковскую, а Уловско-Висимская как реликт задугового бассейна может быть продлена на север и называться Вишерско-Висимской [8]. Разделяет зоны указанных субпровинций Тиманская мегазона, представленная на территории Полудовской зоной. В Тагильской мегазоне могут быть выделены с запада на восток следующие зоны: Саранхапнерско-Хомасьинская, Салатимская, Качканарско-Ревдинская (Платиноносная) и др.

В пределах металлогенических поясов (зон) выделены районы распространения полезных ископаемых (рудные районы), отвечающие структурно-формационным подзонам, а в пределах районов - поля полезных ископаемых (рудные поля), соответствующие участкам подзон. Например, в Кваркушско-Каменногорском рифтогенном металлогеническом поясе (зоне) выделяется Сарановско-Ашкинский район распространения расслоенных интрузий сарановского габбро-анортозит-дунит-гарцбургитового комплекса гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, включающий Сарановское рудное поле, состоящее из Главного и Южного Сарановского месторождений хромовых руд. Аналогичным образом в Тагильской спредингово-островодужной металлогенической области выделяется Платиноносный пояс пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации с Качканарско-Ревдинским рудным районом, куда входят Качканарское и Первоуральское рудные поля, включающие первое - Собственно Качканарское и Гусевогорское месторождения титаномагнетитовых руд, а второе - Первоуральское. Таким образом, нами использована иерархия пространственных металлогенических подразделений, увязанная со структурно-формационными, временными тектоническими, палеотектоническими и формационными подразделениями (см. схему).

Библиографический список

1. Бауман Л., Тишендорф Г. Введение в металлогению - минерагению. М.: Мир, 1979. 372с.

2. *Билибин Ю.А.* Общие принципы регионального металлогенического анализа // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. III. С.16 - 60.
3. Там же. С.67 - 130.
4. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
5. *Иванов К.С.* Структурно-тектонические и геодинамические исследования на Урале // 100 лет геологического картографирования на Урале. Екатеринбург: Уральский Комитет по геологии и использованию недр, 1997. С. 124 - 143.
6. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов/ К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1990. 191 с.
7. *Ибламинов Р.Г.* Глубинное строение и алмазоносность Западного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей/Перм. ун-т. Пермь, 2000. С.74 - 76.
8. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского ун-та, 1999. Вып. 3. Геология. С. 11 - 20.
9. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. М.: Роскомнедра, 1995. 244 с.
10. *Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Сазонов В.Н.* Главные принципы металлогенического районирования и прогнозирования в складчатых системах с позиций плитотектоники // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 203 - 210.
11. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
12. *Кривцов А.И., Яковлев П.Д.* Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. М.: Недра, 1991. 383 с.
13. Металлогеническая карта Урала. Масштаб 1:1000000. 1983/ Ред. А.М. Маренчев, И.А. Петрова. Л.: ВСЕГЕИ, 1987(5 листов).
14. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/ Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 424 с.
15. *Смирнов В.И.* Пути развития металлогении // Закономерности размещения полезных ископаемых. М: Наука, 1981. Т. 13. С. 8 - 20.
16. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
17. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. СПб: ВСЕГЕИ, 1991. 210 с.
18. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
19. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
20. *Routhier P.* Les gisements metalliferes. Paris, 1963. Vol. 2.

Н.Е. Молоштанова
Пермский университет

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СИЛЬВИНИТОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как показало последнее совещание в Соликамске, вопрос о генезисе сильвинитов до настоящего времени является дискуссионным. Наиболее эффективными и чувствительными геохимическими индикаторами, позволяющими

ми решать вопросы условий их образования, являются распределения микрокомпонентов Rb^+ и Bg^- , которые изоморфно замещают соответственно K^+ и Cl^- в сильвинитах и карналлитах.

Установлено, что природный путь кристаллизации солей из сгущающейся морской воды сопровождается накоплением брома и рубидия в жидкой фазе, при этом возрастание концентрации первого наблюдается вплоть до стадии эвтоники, а рубидий накапливается в растворе только до начала садки карналлита [10].

Наиболее полные исследования по содержанию брома в соляных породах Верхнекамского месторождения были проведены Р.Э. Шлеймович [14]. Изучению поведения рубидия в солях посвятили свои работы А.М. Кропачев [7], В.Н. Аполлонов[1]. Использовали в качестве геохимических индикаторов бром и рубидий при оценке генезиса калийных солей М.Г. Валяшко и Н.С. Петрова [3; 4].

По данным химического анализа была составлена таблица, отражающая содержание брома и рубидия в цветовых разностях сильвина из продуктивных сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения, и рассчитаны бромхлорный коэффициент и отношение рубидия к калию. Последние использовались для выяснения условий накопления и преобразования сильвинитов в соответствии с закономерностями, установленными М.Г. Валяшко и Н.С. Петровой. При изменении бромхлорного показателя от 2,9 до 4,2 и при отношении рубидия к калию в пределах от 0,32 до 1,02 кристаллизация минералов происходила из сгущающейся морской воды; формирование сильвинитов из рапы, образовавшейся при разложении карналлитов, сопровождается повышением значений отношений рубидия к калию (до 10,33) в сильвиновых зернах, а количество брома в таких разностях должно составлять 0,5 его содержания в исходном карналлите. В том случае, когда сильвин кристаллизуется из рассолов, образовавшихся при растворении сильвинитов, содержание брома и рубидия значительно уменьшается во вновь выделяющихся сильвиновых зернах и соответственно бромхлорный коэффициент и отношение рубидия к калию будут значи-

Содержание брома и рубидия в разновидностях сильвиновых зёрен

Разновидности сильвина	Содержание Br, % *	(Br · 10 ³ /Cl)*	Содержание Rb, % **	(Rb · 10 ⁴ /K)
сургучно-красная(21)	0,077	1,27	следы	-
красная (35)	0,089	1,80	0,0009	0,19
розовая (34)	0,112	2,5	0,0019	0,38
молочно-белая (6)	0,178	3,13	0,0034	0,67
пёстроокрашенная (5)	0,060	1,21	0,0037	0,75

Примечания: цифры в скобках - количество определений; * - содержание брома определялось в лаборатории аналитической химии Уральского филиала ВНИИГалургии; ** - содержание рубидия – спектрофотометрическим методом на кафедре геохимии МГУ.

тельно ниже, чем в первично седиментационных минералах, кристаллизовавшихся из рапы солеродного бассейна.

Эти закономерности не могут быть использованы для установления генезиса сильвинитов без учета физико-химических и геологических условий формирования соляных отложений, так как при рассмотрении кристаллизации солей необходимо учитывать глубину и рельеф дна солеродного бассейна, его температурный режим, расслоение рассолов по плотности и т.д.

Многочисленные исследования по изучению термических режимов, глубоководности и стратификации рассолов по плотности солеродных бассейнов [5; 6; 8; 15], изучение литолого-фациальной изменчивости сильвинитовых пластов на Верхнекамском месторождении, а также исследования микровключений в соляных породах дают возможность воссоздать более полную картину формирования соляных отложений и предложить новую модель формирования сильвинитов в относительно глубоководном (несколько десятков метров) солеродном бассейне со стратифицированными по плотности и по составу рассолами.

За основу была принята модель Верхнекамского солеродного бассейна, предложенная В.И. Копниным, В.М. Ковалевичем с дополнениями автора по материалам Р.Ф. Шмальца (рис. 1). При этом доказывается, что глубина солеродного бассейна должна колебаться в пределах от 20 до 130 м, максимальная глубина соответствует наибольшей мощности сильвинит-карналлитовой толщи (110м) с характерной слоистой текстурой. К этому следует добавить 20 м в связи с тем, что в мелководных условиях не могут эффективно происходить процессы стратификации соленой воды по плотности, так как до глубины 20 м водная масса испытывает вертикальные перемещения [15].

Расслоение рапы в солеродном бассейне по плотности признано большинством исследователей. Многие из них, в частности Е. Фульда и Г. Рихтер-Бернбург [16; 18], объясняют этим фациальные переходы в соляном пласте, а, по мнению В.И. Борисенкова [2], на состав выделяющихся солей будет влиять неодинаковый прогрев рапы на мелких и глубоких участках бассейна. Исследования температурного режима оз. Развал А.И. Дзенс-Литовским в 1953г. [5] показали, что температурным колебаниям подвержен только верхний слой рапы до глубины 4 - 5 м, ниже температура сохраняется постоянной во все времена года. Следовательно, температурный режим может оказывать влияние на прогрев растворов и осадка, которые находятся не глубже 4-5 м.

Учитывая вышеизложенное, предлагается рассмотреть модель солеродного бассейна, в котором выделяются три слоя рассолов, стратифицированных по плотности и содержанию хлоридов калия, магния, рубидия и анионов брома. Концентрация последних возрастает постепенно от верхних слоев рапы к придонным, максимально увеличиваясь в межкристалльных растворах. Начало формирования продуктивной толщи приурочено к началу отложения красных сильвинитов. При этом в солеродном бассейне, частично изолированном от морских вод, верхний слой характеризуется переменным составом и непостоянной мощностью. В весенний период этот слой, разбавленный десцендентными растворами, насыщенный хлоридами натрия и обогащенный глинистым ма-



Рис. 1. Модель (продольный разрез) Верхнекамского соленодного бассейна (по данным В.М. Ковалевича, Р.Ф. Шмальца, В.И. Копнина). Цифры – плотность, г/см³

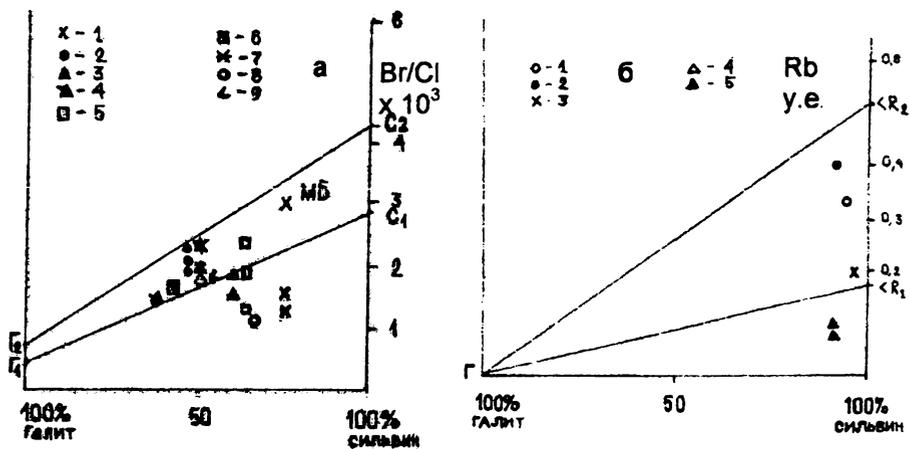


Рис. 2. Диаграммы М.Г. Валяшко, отражающие нормальные поля кристаллизации сильвинитов: а-для смешанных галит-сильвинитовых пород в слоях пласта КР-II и в пластах А и Б (1-пласт Б, 2-пласт А, 3-слой 1, 4-слой 2, 5-слой 3, 6-слой 4, 7-слой 5, 8-слой 6, 9-слой 7); б-для состава сильвинитовых пород (1-пестроокрашенного, 2-молочно-белого, 3-розового, 4-красного, 5-сургучно-красного). Линиями на диаграммах ограничены поля осадочного сильвинита

териалом и гидроокислами железа, принесенными с континента, мог иметь мощность до десяти метров. С наступлением лета в процессе интенсивного испарения начинает кристаллизоваться галит, его быстро растущие кристаллы захватывают частицы пыли и капельки материнской рапы. Вновь образованные зерна галита тяжелеют и опускаются на дно, где более крупные кристаллы продолжают расти, а мелкие – растворяются, при этом уровень рассолов в бассейне существенно снижается.

Ближе к осени концентрация рассолов в верхнем слое возрастает и достигает значений, соответствующих стадии осаждения сильвина, но лавинная садка зерен сильвина начнется только с наступлением осенних холодов, когда наступит резкое пересыщение по хлориду калия. В связи с этим возникает масса зародышей кристаллов сильвина; быстро увеличиваясь в размерах, они захватывают хлопья гидроокислов железа. В экспериментальных работах Г. Нельса [11] было установлено, что в одном кубическом сантиметре раствора количество зародышей сильвина достигает 500 тыс. и более, а увеличение размера зерен от 0,1 до 0,5 мм происходит за 65 минут. Такой процесс возможен только в верхнем пятиметровом слое, который подвержен температурным колебаниям. Таким образом, на всей площади солеродного бассейна до пятиметровой глубины формируются кристаллы сургучно-красного сильвина, который сохраняется только в прибрежных участках и на возвышениях рельефа дна бассейна. Поскольку верхний слой характеризуется низкими содержаниями рубидия и брома, то в сургучно-красных сильвинитах количество этих элементов не достигает значений, соответствующих нормальному полю накопления сильвинитов в соответствии с диаграммой, предложенной М.Г. Валяшко (рис. 2).

Большая часть кристалликов сургучно-красного сильвина попадает во второй слой, с более высоким содержанием брома и хлоридов калия и рубидия, где отсутствует взвесь из гидроокислов железа. Здесь зерна сильвина обрастают новыми порциями хлорида калия, обогащаются бромом и рубидием, при этом происходит перераспределение красящего вещества в зернах сильвина, которое перемещается к краевым участкам зерна. Если погружение сильвиновых зерен продолжается, то они попадают в зону третьего слоя, наиболее высококонцентрированного по содержанию всех микро- и макрокомпонентов, так как в глубоководных участках бассейна наблюдается влияние межкристалльных растворов, где происходит преобразование красных сильвинитов в розовые еще на стадии раннего диагенеза [9]. Последние характеризуются наиболее высокими значениями геохимических параметров, отражающими условия формирования сильвинитов в обстановках, соответствующих нормальным значениям диаграммы М.Г. Валяшко.

С повышением аридности климата уменьшается поступление десцендентных растворов с суши, сужается акватория осадкообразования сильвинитов, усиливается расчлененность рельефа дна солеродной ванны и происходит значительное сгущение рапы до такой концентрации хлорида магния, при которой возможно выпадение в осадок карналлитов на отдельных участках уже в период формирования пласта Б. Глубина бассейна к этому времени сокращается на 30–40 м. На этом этапе формирования сильвинитовых пластов отдельные,

относительно глубоководные, участки бассейна имеют ограниченную связь с питающими метаморфизованными водами из эпиконтинентального моря. На участках, изолированных от общего солеродного бассейна, накапливаются наиболее высококонцентрированные рассолы, с максимальными содержаниями хлоридов калия, рубидия и анионов брома, но недонасыщенные по хлориду магния. В таких зонах наблюдается сероводородное заражение и возможна лавинная кристаллизация молочно-белых сильвинитов. Подтверждением лавинной садки молочно-белого сильвина является большое количество микровключений (по данным Оксениуса 2250 кристалликов галита с длиной ребра от 1 до 30 мк [17], сопровождаемых газово-жидкими включениями размером от 2 мк и мельче). Вероятней всего, галит попал внутрь кристаллов сильвина в виде насыщенного рапного раствора и выкристаллизовался на стадии диагенеза, при этом газово-жидкая фаза выделилась в форме пузырька. Данная разнородность сильвинитов характеризуется наибольшим насыщением газов как внутри зерен сильвина, так и в межкристалльных полостях. По данным Н.З. Несмеловой [12] газы представлены метаном, сероводородом и азотом. На других участках в это же время формировались карналлиты, следовательно, молочно-белый сильвинит является фациальным аналогом карналлитов и для него характерны геохимические параметры, отражающие первично седиментационный генезис.

На раннем этапе формирования карналлитовых пластов преобладают участки, сложенные молочно-белыми и пестроокрашенными сильвинитами, так, пласт Б только на 16 % представлен карналлитом. Экспериментально была доказана возможность кристаллизации карналлитов из приповерхностных слоев рассолов [13], на что указывает интенсивная окраска карналлитов, обусловленная примесью гидрогетита. Новообразованные кристаллы карналлита до глубины пять метров подвержены температурным колебаниям, поэтому они часто подвергаются полному или частичному растворению, а на их месте формируются пестроокрашенные сильвиниты или смешанные соли, представленное чередованием сильвинитов и карналлитов. В связи с этим пестроокрашенные сильвиниты характеризуются высокими содержаниями рубидия (как в карналлитах) и низкими значениями бромхлорного показателя, что подтверждает их вторичное происхождение за счет рассолов, образованных при растворении карналлитов.

Библиографический список

1. *Аполлонов В.Н.* Рубидий и аммоний в сильвинитах Верхнекамского месторождения // ДАН СССР. 1980. Т. 255, №4. С. 961-963.
2. *Борисенков В.И.* Зоны разубоживания калийного пласта гессен серии Верра (ГДР) и условия их возникновения. Дис. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. М., 1969.
3. *Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования калийных солей. М., 1962. 397 с.
4. *Валяшко М.Г., Петрова Н.С.* Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей // Бром в соляных отложениях и рассолах / МГУ. М., 1976. С. 418 – 427.

5. *Дзенс-Литовский А.И.* Минеральные озера Илецкого соляного купола и их термический режим //Труды лаборатории озераведения АН СССР. 1953. Т.П.
6. *Ковалевич В.М., Московский Г.А., Копнин В.И.* Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.,1985. С. 203 – 211.
7. *Кропачев А.М., Кропачева Т.С.* К изоморфизму рубидия в сильвине и карналлите из Верхнекамского месторождения //Вестник ЛГУ. 1967. №6. С. 94-96.
8. *Молоштанова Н.Е., Новопоселенских Л.А.* Физико-химические условия кристаллизации сильвина, выявленные в процессе эксперимента // Геологическая среда и рациональное использование минеральных ресурсов Пермской области: Тез. докл. Пермь, 1986. С. 15–16.
9. *Молоштанова Н.Е.* К вопросу о взаимосвязи текстурно-структурных и геохимических особенностей сильвинитов Верхнекамского месторождения // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М., 1986. С.122-131.
10. *Молоштанова Н.Е., Кропачев А.М., Беляева Г.Л.* Закономерности распределения брома и рубидия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: Тез. докл. междунар. конф. Соликамск, 2000. С. 158-161.
11. *Неельс Г.* Об образовании зародышей роста кристаллов в водных растворах солей калия // Тр. ВНИИГа. 1959. Вып. 36. С. 160-176.
12. *Несмелова З.Н.* О газах в калийных солях Березниковского рудника // Материалы по геологии районов соленакопления: Тр. ВНИИГ, 1959. Вып. XXXV. С. 206-242.
13. *Протопопов А.Л.* Об искусственной кристаллизации хлоридов натрия, калия и магния // Петрография галогенных пород. Л., 1974. С.3-14.
14. *Шлеймович Р.Э.* Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах / МГУ. М, 1976. С. 46-140.
15. *Шмальц Р.Ф.* Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., 1972. С. 5 – 45.
16. *Fulda E.* Studie über die Entstehung der Kalilagerstetten des deutschen Leehsteins. Leitschr Deutsch. Geol., 76.Mondtsbichte., 1924.
17. *Ochsenius C.* Die Bildung der Steinsalzlager. 1877.
18. *Richter-Bernburg G.* Über saline Sedimentation//Leitschr Deutsch Geol., Ges. 105, 1955.

Е.С. Кучин

ПТТИ Пермрудгеофизика

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ*

Как бы ни различались эндогенные рудные месторождения видом минерального сырья, формой рудных тел, глубиной распространения минерализации, вмещающими горными породами и пр., их формирование возможно только при наличии двух основных предпосылок – источника рудного вещества и тектонических структур, необходимых для размещения рудных тел. Определение источника рудного вещества и установление характера рудовмещающих структур и благоприятных условий для их заложения могли бы стать фунда-

© Е.С. Кучин, 2001

* Публикуется в порядке дискуссии

ментом для разработки универсального механизма прогноза и поиска рудных месторождений, что позволит комплексно оценивать изучаемую территорию на все возможные в ее пределах виды рудного минерального сырья и сократить затраты на выполнение прогнозных исследований и проведение геологоразведочных работ.

Созданию такого универсального механизма мешает нерешенность ряда основных вопросов рудообразования и геологической науки в целом. К числу дискуссионных относятся проблемы источника энергии эндогенных процессов, образования интрузивных горных пород, источника рудного вещества, взаимоотношения рудных тел и метасоматически измененных вмещающих горных пород и др.

Основной путь решения проблем - это осмысление имеющегося фактического материала, аргументированное его объяснение только с позиций очевидности, а также критический анализ всех сложившихся представлений об эндогенных процессах, определяющих рудообразование. Результаты попытки с иных позиций взглянуть на процессы и явления, определившие формирование и размещение рудных месторождений, могут быть представлены в следующем виде.

Одним из общих геологических вопросов, правильное решение которого важно для понимания процесса рудообразования, является вопрос об источнике энергии. Зная источник энергии и формы проявления последней, можно предвидеть результаты ее воздействия на геологическую среду, а также судить о реальности тех или иных предполагаемых эндогенных процессов. Наиболее вероятными источниками энергии являются вращение Земли вокруг своей оси (ротационная энергия) и энергия силы тяжести, которые служат причиной тектонических движений. Все остальные процессы - метаморфизм горных пород, вулканическая деятельность, площадные излияния лавы, формирование месторождений полезных ископаемых - это следствие тектонических движений.

Актуальным является вопрос о происхождении интрузивных пород, потому что непосредственно с ними или с магматическим очагом, из которого будто бы в виде расплава будущие интрузивные породы двигались вверх, связывается теория формирования месторождений многих полезных ископаемых, в которой магматическому очагу отводится роль источника рудного вещества при формировании эндогенных рудных образований. Перемещения огромных масс расплавленного вещества в условиях высоких давлений при полном отсутствии свободного пространства в пределах складчатых зон представляются маловероятными. Более обоснованным было бы считать так называемые интрузивные породы метаморфическими, образовавшимися из первично-осадочного материала в условиях относительного растяжения.

Проблема источника рудного вещества рассмотрена в работе [3], где автор приходит к выводу, что таким источником являются горные породы независимо от их генезиса. Рудное вещество и материал в целом, из которого образовались горные породы, имеют космическое происхождение. В виде космической пыли рудные минералы наравне с другим материалом участвовали в формировании нашей планеты и в рассеянном состоянии находились в образовав-

шихся горных породах до тех пор, пока не создалась благоприятная тектоническая обстановка для их концентрации в виде рудных тел. В соответствии с этим лишь красивым вымыслом выглядит, например, предположение об образовании алмазов в верхней мантии и их транспортировке к поверхности Земли расплавами кимберлит лампроитового состава. Алмазы, являясь чистым углеродом, не могли находиться в расплавах, потому что в этих условиях они бы сгорели. Да и углерод, необходимый для образования алмазов, в свободном виде в расплавах существовать не может.

Рудовмещающие разрывные структуры -- зоны тектонически разуплотненных пород -- охарактеризованы в работе [2]. Они формируются только там, где залегание горных пород осложнено предыдущими тектоническими дислокациями, чаще всего это флексурные изгибы. Выявление разрывных рудовмещающих структур затруднено, потому что они не имеют четких границ, переходы к ненарушенным породам постепенные.

Процесс формирования рудных тел видится как мобилизация рассеянного рудного вещества из разуплотненных вмещающих горных пород, его перенос и отложение в открытых трещинах или метасоматическое замещение и цементация рудным веществом этих же разуплотненных пород [3]. Рудообразование - не есть образование рудных минералов, а лишь перераспределение внутри горных пород уже существующего минерального вещества. Для образования хромитовых залежей необходимо, чтобы в составе вмещающих гипербазитов были хромшпинелиды, для формирования медных руд нужно присутствие минералов меди, для появления алмазов промышленной крупности требуется наличие во вмещающих породах мелких алмазов.

Искусственное выращивание любых минералов возможно только в случае использования в качестве шихты того же минерала, что и выращиваемый кристалл. Известно, что при синтезе в автоклавах кристаллов горного хрусталя шихтой служат те же кристаллы горного хрусталя (плавочное сырье) и кристаллический жильный кварц. Для выращивания крупных алмазов в качестве шихты можно рекомендовать мелкие алмазы. Получение алмаза из углерода с помощью взрыва, вероятно, имело место в космосе в процессе формирования Вселенной.

Процесс рудообразования с извлечением рудного вещества из тектонически разуплотненных вмещающих пород естественным образом объясняет происхождение метасоматитов. Метасоматическое изменение горных пород непосредственно связано с процессом рудообразования и происходит одновременно с ним. Более того, не метасоматическое преобразование пород является результатом процесса рудообразования, а рудные тела - продукт метасоматической переработки тектонически нарушенных горных пород.

Предполагаемое наличие множества слепых эндогенных месторождений является одним из основных положений общепринятой теории рудообразования. Вывод о принципиальной невозможности формирования слепых месторождений и о неперенной их связи с земной поверхностью сделан в работе [1] и основан на том, что образование разрывных рудовмещающих структур с открытой трещиноватостью возможно только в приповерхностном слое земной

коры, при этом образовавшиеся трещины обязательно имеют связь с поверхностью. Рудные тела, выполняя трещины, также выходят на поверхность. Очевидно, что в приповерхностной части земной коры могли существовать и существовали Р-Т условия, необходимые для кристаллизации руд. Можно предполагать наличие перекрытых рудных месторождений под осадочным чехлом в кристаллическом фундаменте платформ.

Сохранность месторождений, образовавшихся близ земной поверхности, свидетельствует о чисто косметической роли процессов выветривания, эрозии и денудации в формировании рельефа и о его тектонической природе. Следовательно, не было огромного по масштабам разрушения горных систем и сноса обломочного материала на платформы. Единственным источником материала для осадочных толщ платформенного чехла мог быть только космос.

Установление сути процесса рудообразования, которая заключается в концентрации рассеянного рудного вещества, находящегося во вмещающих горных породах, в результате метасоматической переработки тектонически разуплотненных пород значительно упрощает генетическую классификацию. Так как перемещение огромных масс рудного вещества даже на малые расстояния без водных растворов представить трудно, то процесс рудообразования явно связан с гидротермами. Генезис всех рудных месторождений, если использовать существующую терминологию, можно определить как гидротермально-метасоматический или гидротермально-метаморфический, поэтому какая-либо их генетическая классификация невозможна.

Основные положения предлагаемой концепции эндогенного рудообразования выглядят следующим образом:

1. Ротационная энергия (вращение Земли вокруг своей оси) и энергия силы тяжести являются причиной тектонических движений.

2. Метаморфизм горных пород, вулканическая деятельность, площадные излияния лавы, формирование эндогенных месторождений полезных ископаемых - следствие тектонических движений.

3. Интрузивные породы являются также метаморфическими, образовавшимися из первично-осадочного материала в пределах складчатых зон в условиях относительного растяжения.

4. Вмещающие горные породы независимо от генезиса служат универсальным источником рудного вещества при формировании всех эндогенных месторождений.

5. Определяющая роль в размещении рудных образований принадлежит тектоническим структурам.

6. Рудовмещающими являются зоны разуплотненных пород, формирующиеся на участках развития флексуобразных складчатых структур.

7. Размеры зон разуплотнения зависят от размеров и амплитуды флексурных осложнений, а также от мощности горизонта пород, подвергшихся разуплотнению, и их способности к хрупким деформациям.

8. Переход рудного вещества от рассеянного состояния к концентрированному в некотором ограниченном объеме разуплотненных пород составляет суть процесса рудообразования.

9. Рудные тела - продукт метасоматической переработки вмещающих горных пород.

10. Процесс образования рудных тел происходит на минеральном уровне. Рудные минералы имеют космическое происхождение.

11. Размеры рудных тел определяются размерами зон разуплотнения и содержанием рудного вещества в разуплотненных породах.

12. В период формирования рудных тел Р-Т условия (давление и температура) на поверхности Земли, по крайней мере в складчатых зонах, были иными, чем ныне существующие.

13. Формирование слепых рудных месторождений в принципе невозможно. Наличие перекрытых рудных образований можно предполагать под осадочным чехлом в кристаллическом фундаменте платформ.

14. Генезис всех рудных месторождений определяется как гидротермально-метаморфический.

15. Сохранность месторождений, образовавшихся в приповерхностных условиях, свидетельствует о тектонической природе рельефа и чисто косметической роли процессов выветривания, эрозии и денудации в его формировании.

Как следует из вышеизложенной концепции эндогенного рудообразования, для убедительного прогноза и постановки поисковых работ нужны литолого-петрографическая и тектоническая характеристики территории. Сведения о составе горных пород, слагающих изучаемую площадь, о их минералогической специализации в необходимом объеме могут дать материалы региональной геологической съемки.

Информация о зонах разуплотненных пород, связанных с флексуорообразными структурами, по-видимому, может быть получена только при помощи геофизических исследований. Геофизические методы достаточно эффективны при непосредственных поисках лишь некоторых полезных ископаемых, поэтому весьма перспективным является их использование для обнаружения рудоконтролирующих структур, когда вид минерального сырья не имеет значения. Предполагая различие в плотностных свойствах нарушенных метасоматически измененных и монолитных пород, можно ожидать, что рудоконтролирующие структуры будут выделяться при гравиметрической съемке. Электроразведочные методы, возможно, зафиксируют аномалии низкого сопротивления.

Исследования по выявлению разрывных рудоконтролирующих структур при поисках рудных месторождений оправданы еще и тем, что размеры зон тектонически нарушенных и метасоматически измененных горных пород во столько раз превышают размеры рудных тел, во сколько раз содержание полезного компонента в рудных телах выше его содержания во вмещающих породах.

Библиографический список

1. Кучин Е.С. К вопросу об условиях формирования и закономерностях размещения месторождений горного хрусталя // Современные проблемы геологии Западного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 1995. С. 96-97.

2. *Его же*. О диагностике тектонических структур, определивших формирование и размещение месторождений полезных ископаемых // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 128-129.
3. *Его же*. Об источнике рудного вещества при формировании месторождений полезных ископаемых // Там же. С. 129-131.

К.В. Тиунов, В.В. Шолохов

Пермский университет, Институт физики Земли (Москва)

О ПОИСКАХ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ТУРКМЕНИСТАНЕ

Среди месторождений кайнозойских глин Северо-Западного Туркменистана выделяется уникальное Огланлинское месторождение бентонитовых глин. Подробно строение месторождения, состав и происхождение освещены в ряде работ [2; 3; 5].

В целом месторождение представляет собой пластовую залежь, прослеженную на протяжении более чем 12 км при мощности до 20 м. Залежь приурочена к среднеэоценовым отложениям. Среди бентонитовых глин выделяются Са-бентониты и Na- бентониты, из которых последние отличаются более высокими технологическими свойствами. По происхождению Огланлинское месторождение принадлежит к типу гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных месторождений.

Как известно, бентонитовые глины широко используются в глубоком бурении, литейном производстве, в энергетической, химической, строительной, пищевой и других отраслях промышленности [1].

К сожалению, на Огланлинском месторождении не производилось селективной разработки кальциевых и натриевых бентонитов, на необходимость применения которой указывалось неоднократно. Кроме того, значительную часть бентонитовых глин планировалось использовать для производства железорудных окатышей, что является не лучшим применением этого ценного полезного ископаемого.

С учетом перспектив развития промышленности Туркменистана возникает необходимость решения вопроса об увеличении сырьевой базы бентонитовых глин. Непосредственно в районе Большого Балхана, к северному крылу которого приурочено месторождение, прироста запасов ожидать не приходится, так как на большей части этого региона отмечается перерыв в осадкообразовании, охватывающий стратиграфический интервал, к которому приурочены бентонитовые глины [3]. Прослой глины типа бентонитовых уже отмечались в пределах Красноводского полуострова и других регионах Северо-Западного Туркменистана [2]. В этом отношении интересными являются данные, содержащиеся в статье Н.П. Чирвинского о наличии вулканического пепла в ачкагыльских

глинах Челекена [4]. В ней подробно описан состав глин. К сожалению, эти сведения остались незамеченными и не были востребованы в свое время.

Представляется необходимым вернуться к поискам бентонитовых глин на большей площади Северо-Западного Туркменистана и в более широком возрастном диапазоне.

Библиографический список

1. Неметаллические полезные ископаемые СССР (справочное пособие)/ред. В.П. Петров. М.: Недра, 1984. 407 с.
2. Ротко М.А., Тиунов К.В. Сырьевая база бентонитовых глин Туркмении и ее использование // Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., 1972. С.129-135.
3. Тиунов К.В. Геологическое строение Огланлинского месторождения бентонитовых глин и его перспективы // Труды Пленума Всесоюзной комиссии по исследованию и использованию глин. Ашхабад, 1971. С. 161-170.
4. Чирвинский П.Н. Вулканические пеплы и туфы в третичных и четвертичных отложениях Кавказа и о. Челекена // Нефтяное хозяйство. 1923. № 5(Баку) С. 60-72.
5. Шоболов С.П. Геология, вещественный состав и генезис бентонитовых (монтмориллонитовых глин Огланлинского месторождения), Западная Туркмения. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1964. 40 с.

Ю.В. Парфенова
ООО ПермНИПИнефть

К МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАШКИРСКО-КЫНОВСКОГО ПАЛЕОШЕЛЬФА ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ

На территории Пермского Прикамья основная нефтегазоносность связана с визейской терригенной толщей (ВТТ), относящейся к котинентально-терригенной формации визейского яруса нижнего карбона, которая подстилается турнейскими морскими и покрывается также морскими визейскими карбонатными отложениями. ВТТ представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями углей и известняков. Формирование залежей нефти обусловлено палеогеографическими условиями седиментации и тектоническим фактором [1].

В основу методики прогноза нефтегазоносности положены палеогеоморфологический и фашиальный анализ. При детальной интерпретации геолого-геофизических материалов поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин выделены зоны распространения песчаных пород увеличенных толщин (более 5 м). Коллекторами нефти в терригенных отложениях нижнего карбона являются песчаники, песчаные алевролиты и алевролиты, выделяемые как проницаемые пласты Тл_{2А}, Тл_{2Б}, Бб₁, Бб₂, Мл. Зоны с характерной линейной формой распространения пластов увеличенных толщин имеют преобладающее северо-западное и меридиональное направление и представляют собой фраг-

менты дельтовой речной системы визейского времени [1, 2], которые могут служить не только путями миграции УВ из зон нефтегазообразования, но и при благоприятных тектонических факторах ловушками для нефти и газа. Нефтегазоносность ВТТ определяется развитием нефтепроизводящих доманиковых и доманиковидных толщ франского яруса верхнего девона почти по всей территории [3]. Общие закономерности соотношения строения осадочного чехла и фундамента, выявленные по данным геофизики, оказывают влияние на распространение скоплений углеводородов в ловушках различного возраста. Составление структурных карт по основным маркирующим горизонтам палеозоя, карт толщин отдельных нефтегазоносных комплексов позволит проследить время формирования локальных структур и время заполнения ловушек УВ.

В пределах Башкирско-Кыновского палеошельфа ареал промышленной нефтегазоносности ВТТ прерывист. Одной из задач прогнозирования поисков ловушек нефти и газа является трассирование полос песчаников увеличенных толщин.

По результатам исследований предполагается наметить участки, перспективные для применения сейсморазведочных технологий 3Д. Проведение совокупности сейсморазведочных и палеотектонических исследований обеспечит поддержание высокого уровня эффективности геологоразведочных работ.

Библиографический список

1. *Пахомов В.И., Пахомов И.В.* Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.:Недра, 1980.152с.
2. *Ваксман С.И., Курасова М.С.* Возможности повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в визейской терригенной толще на юго-востоке Пермской области // Геология, разработка, бурение и эксплуатация нефтяных месторождений Пермского Прикамья / ПермНИПИнефть, 1999. Вып.1.
3. *Ваксман С.И.* Типы нефтегазоносных ловушек, прогноз и направление их поисков на территории Пермского Прикамья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГиРГИ. М., 1984.191с.

В.В. Подённых
Пермский университет

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМОВЫХ РУД В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ

Среди месторождений хромовых руд выделяются своей значимостью месторождения в альпинотипных гипербазитах. К данному типу относятся крупнейшие месторождения Урала: Кемпирсайское (Казахстан), Центральное, Рай-Из (Россия).

О происхождении гипербазитов и связанном с ними хромовом оруденении, а также характере связи их с верхней мантией оформились следующие представления.

Магматическая модель кристаллизационной дифференциации рассматривается в работах А.Г. Бетехтина, Г.А. Соколова и Н.В. Павлова [4; 9; 10]. В понимании авторов формирование гипербазитов происходило из внедрившегося в земную кору магнезиально-силикатного магматического расплава. Образование хромитовых скоплений обосновывается остаточными расплавами, локализованными среди дунитовой или богатой магнезией перидотитовой магмы.

В работах А.С. Варлакова, А.А. Савельева, В.И. Ваганова, Н.Е. Кузнецова, Т.А. Смирновой [1; 8] важное значение придается метасоматическим процессам образования хромовых руд. А.С. Варлаков возникновение хромовых руд связывает с магнезиальным метасоматозом и мобилизацией рассеянного рудного вещества из первично магматических перидотитов.

А.А. Маракушев в своих работах большое внимание уделяет процессу ликвации. По его мнению, в условиях постепенного понижения температуры и существования градиента силы тяжести первично достаточно однородная магма начинает делиться с образованием несмешивающихся расплавов - происходит ликвация магмы, вплоть до образования рудных магм.

С развитием концепции тектоники плит изменились и взгляды исследователей на происхождение гипербазитов и локализации в них хромовых руд [3]. Альпинотипные гипербазиты в качестве важнейшей составной части входят в состав офиолитовых поясов. В современном понимании офиолиты представляют собой реликты океанической коры, образовавшиеся в срединно-океанических хребтах, откуда они медленно мигрировали вследствие раздвигания океанического дна по направлению к окраинам континентов. Слагающие нижние части офиолитовых серий альпинотипные гипербазиты формировались в океанической мантии в результате многоэтапных процессов селективного плавления и истощения первичного мантийного субстрата. Комплексы гипербазитов связаны постепенными переходами, что объясняется спецификой мантийных процессов: формированием гипербазитов вследствие поэтапного истощения первичного мантийного субстрата в субсолидусных условиях высоких температур и давлений, т. е. рестирования.

Исходя из данных представлений, Б.В. Первозчиков [6; 7] придерживается особого мнения по поводу модели формирования хромового оруденения. Для хромовых руд высокохромистого типа хромитообразование происходило в геодинамической обстановке островных дуг в пределах надсубдукционного клина. В процессах хромитообразования выделяются две стадии. В первую стадию наблюдалось истощение гарцбургитов хромом, передвижение рудных флюидов (типа раствор-расплав) в сторону средних и крупных дунитовых тел и их накопление. В противоположном направлении перемещались базальтоидные компоненты, которые формировали тела пироксенитов и габбро на периферии дунит-гарцбургитового комплекса.

Вторая стадия хромитообразования проявилась на фоне затухания процессов деплетирования гипербазитов и выразилась в отжимании рудных флюидов из дунитовых тел по проницаемым пластично-сколовым зонам и их локализации в виде тел богатокрашенных хромовых руд инъекционного типа. Следы более раннего скопления рудных флюидов в крупных и средних дунитовых те-

лах обнаруживаются в виде значительных по размерам штокообразных неправильной формы тел бедновкрапленных руд. Процессам рудообразования благоприятствовало наличие натрийсодержащих водных флюидов, поступающих в надсубдукционный мантийный клин из погружающейся океанической коры.

В связи с тем, что экспериментальное моделирование этих процессов практически неосуществимо, делаются попытки построения математических моделей. Как одну из возможностей объяснить механизм рудообразования с помощью численного решения задач следует рассматривать работы В. М. Пасконова, В. И. Полежаева и Л. А. Чудова [5], где большое внимание уделено процессам тепломассопереноса бинарной смеси.

Применяя их исследования к процессам, происходящим в мантии, рассматривая мантийный субстрат как бинарную смесь (рудная и нерудная составляющие), первично однородную, можно предположить, что разделение (рудообразование) могло происходить в мантии вследствие конвективных течений.

Библиографический список

1. Комплексные геофизические исследования при прогнозе, поисках и разведке хромитовых месторождений / Под ред. Т. А. Смирновой, Л. А. Певзнера. М.: Недра, 1986. 260 с.
2. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
3. Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург.: УрО РАН. 1996. 248 с.
4. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чутьрина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968.
5. Пасконов В. М., Полежаев В. И., Чудов Л. А. Численное моделирование процессов тепло- и массообмена. М.: Наука, 1984. 288 с.
6. Перевозчиков Б. В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М.: Наука, 1995. 46 с.
7. Его же. Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзор / АОЗТ «Геоинформмарк». М. 1995. 45 с.
8. Савельева Г. И. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1986. 246 с.
9. Соколов Г. А. Хромиты Урала: их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. Ин-та геол. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.

Э. И. Галеева
Пермский университет

МИНЕРАГЕНИЯ ЛЫСЬВЕНСКОГО РАЙОНА

Лысьвенский район входит в состав Пермской области и находится на западном склоне Урала и прилегающей к нему восточной окраине Русской равнины.

Палеотектоническая основа развития Лысьвенского района была заложена в венде после закрытия ранневендского рифта. В позднем венде устано-

вился синеклизный режим, в условиях которого формировалась флишоидно-молассоидная формация (Курбацкая, 1985). Далее описываемая территория развивалась как пассивная окраина Русской плиты. Развитие региона от такатинского времени раннего девона до сакмарского века ранней перми происходило в условиях эпикаледонского плитного тектонического режима. В начале эмерсивной стадии этого режима соответствует терригенная и кор выветривания формация ($D_{1tk} - D_{2cs}$). К данной формации приурочены проявления бурых железняков п. Кын.

Трансгрессивной стадии режима отвечает терригенно-рифогенная угленосная формация ($D_{2ps} - C_1$), включающая пашийский и визейский фациальные комплексы. Для первого характерны оолитовые красные и бурые железняки и бокситы (месторождения Душное, Закрасовское, Стеренское), а для второго – угли (месторождение Обманковское).

Следующая за трансгрессивной инундационная стадия плитного режима нашла свое отражение в биогермно-битуминозной карбонатной формации среднего карбона – нижней перми ($C_2 - P_1s$). С ней связаны месторождения известняков, нефти (Лысьвенское) и газа (Серебрянское, Рыбнинское, Некское).

Позднегерцинская коллизия проявилась в регионе в складко- и надвигообразовании и формировании бассейна некомпенсированного осадкообразования в Предуральском прогибе с молассовой надформацией, для которой характерно проявление инфильтрационных медных руд в песчаниках.

Далее регион вступает в эмерсивную стадию плитного эпигерцинского режима, в течение которого шло образование континентальной терригенной и кор выветривания формаций, наиболее продуктивными в которой является кайнозойский аллювиальный комплекс с россыпями золота и алмазов. К нему приурочены также месторождения стекольных песков и огнеупорных (Ломовское) и кирпичных глин (Новиковское и Оленевское), а также песчано-гравийных смесей (Гаревское, Дубровинское).

В результате проведения палеотектонического анализа выявлены следующие перспективы расширения минерально-сырьевой базы Лысьвенского района. Целесообразно дополнительное изучение структур, перспективных на газ, располагающихся южнее п.Кын. Для дальнейшего направления разведочных работ на каменный уголь необходимо установление коррелятивов для детальной стратификации угленосной толщи и увязки между собой пластов угля.

Наиболее перспективными на облицовочный камень являются известняки серпуховского яруса, представленные светло-серыми и белыми сахаровидными массивными разновидностями. Подобные породы наблюдаются на Обманковском и Кыновском месторождениях строительного камня.

Большой поисковый интерес представляют бурые железняки в рудниках Покровском, Сергеевском, Бобылевском, Безымянном, Ивановском. Рентгеноструктурный анализ показал наличие в них гетита, гидрослюда, гематита, кварца, лепидокрокита. Л.П. Нельзиным была сформулирована идея, что часть месторождений бурых железняков может оказаться осадочной корой выветривания магматических пород. Спектр полезных ископаемых, связанных с ней, мо-

жет быть достаточно широк – цветные и благородные металлы, полудрагоценные камни и даже алмазы.

Библиографический список

1. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. 1999. Вып. 3. Геология. С.11-20.
2. *Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Там же. 1997. Вып. 4. Геология. С.27-30.
3. *Нельзин Л.П.* Перспективы поисков первоисточников алмазов и других полезных ископаемых на западном склоне Урала // Проблемы геологии Урала и Приуралья: Матер. регион. конф./Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 61-64.

Е.В. Русинова

Пермский университет

К МИНЕРАГЕНИИ КАРБОНА ПЕРМСКОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

На территории Пермской области в пределах восточной окраины Русской плиты и Западно-Уральской зоны складчатости в каменноугольных отложениях отмечаются различные месторождения полезных ископаемых.

В пределах платформенной части ввиду глубокого залегания отложений каменноугольной системы главный интерес представляют залежи нефти, газа и подземных вод, а с отложениями карбона, выходящими на поверхность в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, связаны залежи угля и карбонатных пород [2].

Основные запасы нефти приурочены к нижне - среднекаменноугольным отложениям, которые образовались в инудационную стадию развития средне - палеозойского цикла плитного тектонического режима. В карбоне главным образом накапливались осадки двух карбонатных формаций:

- 1) *терригенно-карбонатной* (ранний карбон), где залежи нефти, установленные в турнейской карбонатной толще, к породам данной формации относятся турнейская карбонатная нефтеносная толща;
- 2) *карбонатной* (от позднеульского времени до позднего карбона), коллекторами для нефти здесь являются органогенные пористые трещинные известняки и доломиты. Залежи нефти выявлены в верейско-подольской терригенно-карбонатной и серпуховско-башкирской карбонатной нефтеносных толщах.

В промежутках между периодами образования указанных формаций в турнейско-ранневизейское время в связи с общим подъемом территории море отступило в бобриковско-раннетульское время и в условиях теплого гумидного климата образовалась континентальная песчано-глинистая угленосная формация. Залежи нефти и газа связаны с песчаниками и алевролитами карбоновых палеорек. В этих отложениях выделяется визейская терригенная нефтеносная толща, к которой приурочено около половины из всех залежей нефти [1].

Исходя из особенностей строения каменноугольной толщи пород и изменения свойств нефтей выделяют семь зон, пять из которых нефтеносные: Верещагинско–Краснокамская, Ножовско–Касибская, Дороховская, Сылвинская, Западно-Уральская и две нефтегазонаосные: Шумовско–Бельская и Куедино–Веслянская. Куедино–Веслянская зона включает наибольшее число нефтяных и газонефтяных залежей. Эта зона в тектоническом отношении приурочена к Пермско–Башкирскому своду [1].

Каменноугольные отложения имеют широкое распространение в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, где преимущественно представлены карбонатными породами, среди которых имеются месторождения угля и карбонатных пород. Отложения карбона здесь формировались в условиях плитного эпикаледонского тектонического режима, включающего трансгрессивную и инундационную стадии [3].

К трансгрессивной стадии относится терригенно-рифогенная угленосная формация, объединяющая средне - позднедевонские и раннекаменноугольные отложения от пашийского горизонта и турнейского, визейского и намюрского ярусов. С породами формации связано наибольшее число месторождений карбонатных пород и угля.

В инундационную стадию образовалась биогермно – рифогенная битуминозная формация [4], которая включает средне - позднекаменноугольные и нижнепермские отложения. К этой формации приурочены месторождения карбонатных пород.

Положение месторождений полезных ископаемых в Западно-Уральской зоне определяется двумя факторами:

- 1) *литолого-стратиграфическим* – контролируется выходом каменноугольных отложений на поверхность;
- 2) *географо-экономическим положением* территории (месторождения флюсовых известняков – «Белый Камень», Пашийский гребешок; месторождение стройматериалов – Косьвинское, «Гора Белая»).

Библиографический список

1. Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Кунгурская области. Полезные ископаемые / Кол. авторов. М.: Недра, 1973. С. 632.
2. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Перм. кн. изд-во, 1995. 136 с.
3. *Они же.* Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. 1999. Вып. 3. Геология. С. 11-20.
4. *Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выполнения осадочных формаций Западного Урала и металлогенические оценки их перспективности. // Вестник Пермского университета. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27-30.

К МЕТОДИКЕ ПОЛЕВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И НАБЛЮДЕНИЙ (в порядке завещания)

Ускорение научно-технического прогресса обуславливает необходимость решения задачи оперативной оценки результатов разведки.

После окончания геологоразведочного техникума (1953) автору пришлось участвовать в поисках и разведке сложных многопластовых складчатых месторождений, когда разбуривание по заранее запроектированной сети оказывалось нерациональным и местоположение каждой последующей скважины (выработки) зависело от результатов проходки предыдущей. К тому же руководство экспедиций почти всегда настаивало на заблаговременном, до окончания бурившейся, определении точки заложения новой скважины. Следует отметить, что как при разведке месторождений бурых железняков (1957-1959) в Зигазино-Комаровском железорудном бассейне (Белорецкий район Башкирии), так и в процессе поисково-разведочных работ на Эльтонском соляном куполе Прикаспия (1970-1979) разведка проводилась в моногонных толщах так называемых южноуральских "беликов" в первом случае и в толще серой однородной каменной соли – во втором.

Очевидно, что самой жизнью поставленная перед геологами сложнейшая задача может быть решена только на основе оперативной (уже при первичной полевой документации керна) и в то же время надежной, компетентной визуальной оценки вскрываемых скважинами горизонтов и элементов структуры месторождений. Ее реализация осложняется тем, что в практике геологоразведочных работ до сих пор существует положение, когда ответственнейшая первичная полевая документация доверяется недостаточно компетентным и зачастую малоответственным сотрудникам (коллекторам, техникам-геологам, бывшим буровым мастерам и т.д.).

В надежде, что применявшиеся мною полевые методы исследований могут пригодиться будущим геологам, в том числе выпускникам родного Пермского университета, автор обратился к изложению своих наблюдений.

Едва ли не самое интересное в науке – это процесс исследования и проверки рабочих гипотез. При этом приходится сталкиваться с результатами деятельности предшественников и далеко не всегда их выводы подтверждаются практикой.

Майгашлинское месторождение бурых железняков Зигазино-Комаровской группы разведывалось в 1931-1932 гг. и 1948-1949 гг. В связи с выявившимся при эксплуатации резким расхождением с данными разведки (включая структуру и запасы месторождения) рудоуправление потребовало проведения доразведки, которая в 1956 г. была поручена Бакальской ГРП треста "Уралчерметразведка". Участвуя с 1957 г. в качестве горного десятника в

этой работе, после вскрытия контактов рудных тел с вмещающими породами в нескольких шурфах обратил внимание на их преимущественно северо-восточное простирание, не совпадающее с указанным в отчете северо-западным. Геометрический анализ карты и разрезов с наиболее примечательными формами складок рудных тел также позволил утвердиться в предположении о северо-восточном простирании залежей. Как отмечено выше, рудные тела месторождения залегают в толще белых слабо песчаных и алевритистых глин (южноуральских "беликов"), по распространенному мнению, совершенно монотонных. И, действительно, в сухом состоянии породы всячего, лежащего блоков и межпластьев практически трудно различимы. Однако во влажном состоянии, как было подмечено мною, они имеют различный, хотя и слабо заметный, оттенок: породы всячего блока - голубоватый, лежащего - красноватый, а межпластья - желтоватый.

Для проверки этого важнейшего признака был приглашен геолог Майгашлинского рудника М. Аверьянов. Это позволило убедиться в наличии отмеченного признака, различающего породы на всей вскрытой части месторождения. Особых методических проблем в дальнейшем как при доразведке Майгашлинского месторождения (выходы рудных тел под 8-15-метровым слоем рыхлых отложений "ловились" теперь 2-3 шурфами вместо 10-15 прежде), так и при разведке других месторождений региона не возникало.

При разведке месторождений Северный Наратай (1959 г.) была удачно вскрыта зона цементации (5-10-сантиметровый цементированный прослой с кристаллами и мелкими зернами пирита). Это нам дало основание (вопреки проекту) углубить скважину и вскрыть, наконец, коренные, не затронутые химическим выветриванием прослой анкеритовых и сидеритовых пород. Так была поставлена окончательная точка в дискуссионной проблеме происхождения бурых железняков в Зигазино-Комаровском бассейне.

В процессе поисков меднопорфировых руд на Самарском рудопроявлении метод смачивания помог в 1960-1961 гг. выявить подлинную природу "альбитофоров", "известных" по предыдущим исследованиям в Абзелиловском районе Башкирии. В одной из скважин, пробуренной вблизи глубинного разлома, были вскрыты белые крепкие породы, принятые старшим и всеми инженерами-геологами Абзелиловской партии за альбитофиры. После спора (на пари) мной был продемонстрирован эффект смачивания породы водой, в результате которого отчетливо проявилась обломочная, туфовая структура породы. Тем самым была поставлена точка на гипотезе альбитофоров, оказавшихся просто гидротермально измененными вулканическими туфами.

В начале 1970 г. по рекомендации А.И. Отрешко (г. Казань, ВНИИГеолнеруд), незадолго до этого познакомившегося с моей дипломной работой "Зоны замещения в калийных пластах Верхнекамского месторождения и условия их образования" (Пермь, ПГУ, 1968), я был приглашен руководством экспедиции (А.А. Кафориним) на работу в Волгоградскую КГЭ с целью уточнить структуру Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей.

Широкое распространение в разрезе галогенной формации Северного Прикаспия мощных монотонных горизонтов каменной соли и крутое залегание

пород в куполах привело большинство предшественников – исследователей к мнению о том, что по керну скважин в случае опрокидывания слоев нельзя установить нормальную последовательность отложения соляных пород (А.Ф. Горбов и др.). Итогом же почти полувековых исследований соляных куполов Прикаспия к концу 60-х гг. явился вывод ведущих специалистов ВНИИГалургии о невозможности и бесперспективности изучения таких объектов даже на стадии предварительной разведки без применения дорогостоящих подземных горных выработок [9; 10 и др.]. Отсюда следовало, что выяснение внутреннего строения соляных куполов представляет собой чрезвычайно трудную, но и весьма актуальную, интересную и благородную (!) задачу, что и побудило меня дать согласие на перевод из Соликамской ГРП.

К началу 1970 г. на Эльтонском куполе (разведка его была начата по рекомендации С.М. Корневского с 1964 г.) было пройдено несколько десятков скважин, в ряде разрезов которых были вскрыты промышленно-перспективные калийные пласты. Знакомство с результатами увязки разрезов скважин и интерпретации структуры месторождения в виде пологой брахисинклинальной складки [8] вызвало огорчение. Перенос представлений о нормальном залегании соляных толщ с пластовых калийных месторождений простого, почти горизонтального залегания на такой сложнейший солянокупольный регион, как Прикаспийский, в определяющей степени обусловил, по моему мнению, и неудачи проводившихся геологоразведочных работ на многих куполах (Индер, Челкар и др.). Заметим, что эти работы курировались сотрудниками ведущего в стране института ВНИИГалургии. Так, при просмотре в 1973 г. сохранившейся части керна по единственной скважине 103 на Жилинском месторождении погалинитов и сильвинитов, даже с относительно простым брахиантиклинальным строением (разведывалось в 50-х гг.), автором был выявлен интервал разреза с несомненно опрокинутым залеганием, т.е. брахиантиклиналь оказалась опрокинутой (на запад).

Уже в середине 1970 г. автору, поддержанному некоторыми геологами Эльтонской партии (Б.А. Куликов и др.), удалось убедить руководство заложить несколько скважин на сгущение на участках профилей с наиболее сомнительной увязкой разрезов. Результаты проходки превзошли все ожидания. В начале 1971 г. скважиной 55 был вскрыт разрез с несомненно обратной последовательностью слоев. Это свидетельствовало о том, что, несмотря на перенос позитивного опыта разведки Челкарского и других месторождений и наличие разработанной теории галогенеза [1], традиционные подходы и методы изучения соленосных толщ при их дилетантском использовании в условиях Прикаспия не обеспечивают даже надежной корреляции разрезов скважин. Кстати, использование С.А. Свидзинским бромхлорных соотношений для доказательства своих выводов почему-то "подтвердило" в то время "нормальное" залегание пород в разрезах скважин, вскрытых, как выяснилось впоследствии, в основном в опрокинутом залегании. В связи с этим у меня возникли сомнения в "работоспособности" бромхлорных отношений применительно к Прикаспию. Поэтому я откликнулся на просьбу сотрудников кафедры геохимии МГУ выслать образцы по одной из скважин Эльтона. Но для этого была использована, без преду-

преждения, скважина 161, вскрывшая разрез в опрокинутом залегании. Возникшее недоумение сотрудников МГУ в связи с "обратными" результатами анализов свидетельствовало о работоспособности бромхлорного отношения и в условиях Эльтона, но только при честном, без подтасовок, отношении к делу.

Таким образом, несмотря на защиту старшим геологом Эльтонской партии С.А. Свидзинским кандидатской диссертации "Геологическое строение и методика изучения Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей" [8], еще ранее, до защиты, выяснилось, что почти все исследования надо начинать заново.

Безуспешная попытка корреляции разрезов скважин почти на всех разведывавшихся куполах с использованием в качестве маркирующих только фациально-изменчивых однослойных калиеносных и/или подверженных будинажу и при этом маломощных ангидритовых пластов свидетельствовала о необходимости поисков и выделения новых опорных горизонтов. А так как в условиях купола, т.е. крутого (70-90°) залегания пород, надежная корреляция разрезов возможна только в том случае, если в каждой из пробуренных скважин (а вертикальные скважины могут вскрыть лишь крайне маломощный по нормали интервал) будет подсечен маркирующий горизонт, то стало очевидно, что успешной работа может быть только тогда, когда вся соляная толща или ее большая часть станет маркирующей. Чтобы разорвать заколдованный круг, выяснить структуру месторождения, необходима была надежная стратиграфическая схема, а составить ее без выяснения условий залегания невозможно. Поэтому автору снова, как и в Загазино-Комаровском железорудном бассейне, пришлось заняться изучением вмещающих полезное ископаемое породами. В данном случае – каменной солью.

С учетом успешного использования автором в 1964-1965 гг. гамма-диаграмм (в совокупности с анализом литологического состава и текстуры пород) для корреляции и идентификации неопознанных ранее калийных пластов по скважинам давних лет в периферийной части Верхнекамского месторождения, где ими вскрывались только 1-3, реже до 5-7 пластов вместо 13 в центральной части месторождения, а также ряд удачных случаев выделения по каротажным диаграммам хорошего качества маркирующих калиеносных пачек на Эльтонском месторождении (1970) возникла необходимость повышения кондиционности и комплексности скважинных геофизических исследований и их использования для корректировки данных бурения. Возможное наличие в соляных ядрах изоклинальных складок обуславливало также целесообразность поисков надежных признаков определения структурного положения каждого из вскрываемых даже небольших слоев, особенно в монотонной толще каменной соли. Не установив четких тенденций, отражающих эволюцию соленакопления в бассейне, едва ли можно было определять генетическую последовательность и стратификацию соляной толщи.

В результате годичной работы на Эльтоне с документацией и внимательного просмотра керна десятка скважин выявилась принципиальная возможность выделения ряда характерных разновидностей каменной соли по наличию, содержанию и распределению в ней нерастворимой в воде (в нашем

случае - ангидритовой) примеси [6; 7]. За этот же период по рекомендациям автора в Эльтонской партии была освоена методика ликвидации поглощений бурового раствора на соляном зеркале, применявшаяся в Соликамской ГРП. Основу ее составляет использование каустического магнезита для цементации башмака обсадной колонны, заглубляемой в соль на несколько (3-10) метров, и небольшого интервала затрубного пространства. Впервые же в стране импортируемый из Германии каустический магнезит начал применяться с середины 30-х гг. для ликвидационного тампонажа скважин и крепления оборудования в рудниках на Верхней Каме по инициативе главного геолога Соликамского комбината Бюлера.

После ликвидации поглощений возникла возможность применения в качестве промывочной жидкости насыщенных хлормagneйных растворов для бурения по соляной толще. При применении подобных буровых растворов керн каменной соли совершенно не размывается и представляет собой серую однородную слегка пятнистую породу; и только после тщательной промывки в воде, т.е. растворения-травления, отчетливой становится природная текстура породы в связи с рельефным и уже визуалью хорошо различимым проявлением ангидритовой примеси по периферии керна.

В связи с явной безуспешностью попыток использования описаний керна прошлых лет (1964-1970) для опознания и выделения разновидностей соляных пород возникла настоятельная необходимость ревизионного переописания всего имеющегося керна (свыше 55 тыс. м) и переинтерпретации всего фактического материала. С целью соблюдения единых принципов опознания и выделения разновидностей соляных пород при переописании и дальнейшей разведке автором при участии Б.А. Куликова была составлена "Временная инструкция...". В ней были изложены основные принципы расчленения соляных пород на разновидности и сформулированы основополагающие признаки выделения каждой из разновидностей по составу и текстурным признакам.

По составу на основе предложенных Я.Я. Яржемским [11] градаций были выделены три основные разности (группы) каменной соли: галитовая (или мономинеральная), ангидритсодержащая каменная соль и ангидрит-галитовая порода (с примесью ангидрита до 5%, 5-15% и 15-50%). Однако выделение только отмеченных разновидностей, как показал опыт работ, еще не обеспечивает повсеместно надежную корреляцию разрезов, тем более что только "ангидритсодержащей каменной солью" сложено до 50-60% объема соляных штоков. Поэтому каждая из групп была подразделена на разновидности по характеру распределения водонерастворимых ангидритовых примесей в ней ("ленточное", равномерно рассеянное, петельчатое и т.п.) и по разновидностям систем группировок "ленточных" слоев ангидрита в микроритмах (пачковой, серийной, комбинированной и т.п.), а сильвинитов и карналлитсодержащих пород – по наличию, отсутствию или особенностям слоистости.

Для установления генетических закономерностей стратификация соляной толщи был проведен анализ соответствия распределения фаций и взаиморасположения ее слоев теории галогенеза. При просмотре керна сразу по нескольким скважинам (условия заволжской степи позволяли раскладывать керн

параллельными рядами сразу до десятка скважин) было обнаружено широкое распространение интервалов с постепенным снижением примеси ангидрита, причем слой с минимальным количеством примеси зачастую сменялся сразу калийным прослоем (пластом). Затем обычно следовал слой каменной соли с резко повышенным количеством ангидрита, а интервал с постепенным нарастанием примеси либо отсутствовал, либо мощность его не превышала 1-2 м. Эти наблюдения привели к мысли о том, что в целом процесс соленакопления не был непрерывным, "синусоидальным", как предполагалось ранее, а непрерывно-прерывистым, при этом резко асимметричным [6; 7]. Наличие в основании ряда калийных пластов сильвинитов либо сильвин-галитовых пород, а в верхней части – карналлитсодержащих свидетельствовало о закономерном зональном строении большинства калиеносных пластов. Тем самым было установлено отчетливое зональное, регрессивное и при этом асимметрично-ритмичное строение толщи солей и выявлены признаки-критерии для определения структурного положения (почвы и кровли) тех или иных ее вскрытых скважинами слоев.

Детальное макроскопическое изучение-переописание керна с применением метода травления, выделением разновидностей соли, интервалов с прямым и опрокинутым их залеганием, скрупулезное, от разреза к разрезу, прослеживание характерных слоев и породно-слоевых ассоциаций (ритмопачек каменной соли с калийными прослоями), использованных в качестве опорных горизонтов и литолого-каротажных реперов, позволило в конечном итоге: скоррелировать и увязать между собой разрезы всех скважин, выявить систему складчатости и основные черты структуры месторождения, составить надежный стратиграфический разрез соляной толщи.

Дискуссионный вопрос о "необходимости", "возможности" или "бесперспективности" применения глубинного геокартировочного бурения в аспекте минимальной "порчи" месторождения при разведке калийных месторождений для условий куполов, наконец, получил логическое завершение: не только можно, но и нужно! Начиная с 1973 г., сразу же после вскрытия скважиной "соляного зеркала" и подъема интервала керна мощностью в 5-10 м, автором этот интервал однозначно опознавался и отождествлялся с конкретным слоем стратиграфической колонки. При этом, как правило, прогнозировалось и его структурное (опрокинутое или нормальное) положение.

Логическим продолжением и завершением выделения разновидностей каменной соли явилась разработка детальных условных обозначений, которые в дальнейшем использовались при составлении колонок скважин и геологических профилей. При этом впервые в Прикаспии автором совместно с Б.А. Куликовым была разработана и внедрена специальная форма литолого-каротажной колонки.

Важнейшей проблемой при изучении закрытых, особенно изометричной формы, куполов остается задача выяснения элементов залегания пород между скважинами и простираения внутрикупольных складок между профилями. Для сложнодислоцированных месторождений с крутопадающими залежами, к како-

вым относятся и солянокупольные калийные, оптимальным решением явилось бы применение таких методов исследования, которые могли бы обеспечить составление крупномасштабной геолого-структурной карты рудного поля (в нашем случае - соляного зеркала). А для этого, наряду с использованием геокартировочного бурения, желательнее применение полевых геофизических (электроразведочных) методов разведки.

При просмотре в середине 60-х гг. (в пору обучения на заочном отделении Пермского университета) каротажных диаграмм по нефтеразведочным скважинам, пройденным на Верхнекамском калийном месторождении, я обратил внимание, во-первых, на повышенную чувствительность записи гамма-диаграмм по сравнению с применяемыми в Соликамской ГРП и, во-вторых, на наличие значительных аномалий на электрокаротажных диаграммах в интервале калийных и особенно карналлитовых пластов. В связи с отмеченным по моему настоянию в Соликамской ГРП была повышена чувствительность записи гамма-диаграмм, что позволило более надежно расчленивать вскрываемый разрез.

Для разрешения противоречия по поводу расхождения данных учебных курсов и мнений специалистов о повсеместно высоких электросопротивлениях всех галогенных пород и фактических данных электрокаротажа по моему предложению каротажниками в одной из разведочных скважин Соликамской ГРП сверх утвержденного комплекса "партизанским" методом был проведен электрокартаж с применением микробочковых зондов (для ликвидации или смягчения влияния каверны при записи). Результаты полностью подтвердили предположение, что галопелитовые прослои, и самое главное карналлитовые породы, т.е. породы, содержащие в себе кристаллизационную воду, в природных условиях обладают пониженным электросопротивлением и резко повышенной электропроводностью по сравнению с каменной солью. Эта подмеченная мной важнейшая физическая особенность пород предопределила принципиальную возможность применения некоторых специальных модификаций электроразведочных работ и при разведке солянокупольных месторождений калийно-магниевых и магниевых солей.

Сотрудники НВНИИГТ (г. Саратов) В.В. Тикшаев и другие откликнулись на мое предложение и по договору с Волгоградской КГЭ в 1972-1973 гг. впервые в стране провели полевые производственно-экспериментальные электроразведочные работы ЗСТ (ЗСБЗ) на своде Эльтонского купола в профильном варианте. В результате этих работ была выявлена существенная неоднородность в продольной проводимости соляных пород внутри штока и наличие аномалий, ориентированных в направлении падения калиеносных пластов, установленном по данным близкорасположенных скважин. К сожалению, по ряду конъюнктурных соображений руководства тогда не удалось проверить разрешающую способность метода в площадном варианте и отработать методику проведения дальнейших работ ("лучше пробуем ненужную скважину, чем отдадим деньги дяде").

На основе сравнительного изучения 20 тыс. м керн по 10 другим соляным структурам Прикаспия и осмотра соляных пород в горных выработках Солотвинского и Солилецкого рудников, а также в Индерской разведочной шах-

те выявилась практическая универсальность использованных принципов расчленения мощных, однородных на первый взгляд, соляных толщ по особенностям внутренней слоистости и характеру распределения породообразующих минералов и водонерастворимых (ангидритовых) примесей.

Несколько слов о наиболее часто встречающихся в моей практике разведки ошибках в опробовании кернa вкрапленных и порфириновых руд.

Как известно, наиболее распространенным способом отбора проб является раскалывание кернa по оси. И здесь у исполнителей возникает нередко непроизвольное, психологическое тяготение к наиболее богатым половинкам (кускам) кернa – рука непроизвольно к ним тянется. Так, при поисках медистых песчаников в Соликамском районе Пермской области (середина 60-х гг.) по одной из скважин был получен анализ с результатом около 5% меди. Бурение дополнительного целого куста скважин с целью прослеживания "выявленного богатого пласта" не принесло успеха: содержание меди повсеместно было гораздо ниже. И только после пристрастного допроса опробовавшего в поле техника-геолога выяснилось, что в пробу были отобраны наиболее богатые кусочки кернa.

В процессе шахтной подземной разведки Индерского месторождения № 99 борно-калийных солей было установлено существенное снижение содержания полезного компонента в выработках на глубине по сравнению со скважинами, пробуренными с поверхности. Это привело в конечном итоге к прекращению шахтной разведки из-за нерентабельности будущего предприятия. Осмотр кернa и наблюдения за отбором проб, проведенные автором (1980-1981) в ходе работ в Индерской ГРЭ (Казахстан), показали, что галит и легкорастворимые соли были выщелочены с поверхности кернa. Раскалывание кернa в этом случае не обеспечивало объективных результатов, т.к. в пробы при разведке отбирались заведомо искусственно обогащенные боратами и обедненные солями части кернa.

Повышенная растворимость в воде сильвина и, особенно, карналита по сравнению с галитом и нерастворимость ангидрита также может сыграть неприятную шутку при опробовании соляного кернa как путем раскалывания (Соликамская ГРП и др.), так при бороздовом (с помощью алмазного круга) способе опробования – Эльтонская партия (1964-1970). В связи с отмеченным на Эльтоне с 1971 г. по моей инициативе был внедрен отбор проб солей только высверливанием по оси кернa, что обеспечило, во-первых, сохранность столбиков кернa для других исследований и, во-вторых, 100%-ную гарантию достоверности материалов и ... одобрение ГКЗ СССР (1976).

Общие выводы исследований сводятся на первый взгляд к тривиальным заключениям.

Эльтонский и, по-видимому, все другие соляные купола Прикаспия и всей планеты Земля имеет сложное, но познаваемое, при правильном, компетентном методическом подходе, геологическое строение. Вопреки бытовавшим представлениям ведущих специалистов ВНИИГалургии о непознаваемости солянокупольных месторождений оказалась возможной и была осуществлена нами предварительная геолого-промышленная оценка солянокупольного калий-

ного месторождения с помощью комплекса рациональных геолого-геофизических и буровых методов без применения дорогостоящих подземных горных выработок. (И если несколько человек со степенями и даже целый институт расписались в собственном бессилии и некомпетентности в смежной отрасли знаний и тем самым попытались поставить крест на богатейшей кладовой сырья, то это не значит, что все должны принять априори эти полуконъюнктурные домыслы и фактическую дезинформацию.)

Основным методическим приемом явилось повышение информативности геологоразведочных и геофизических работ и, прежде всего первичной полевой документации керна, при условии осуществления только компетентными кадрами с квалификацией ведущих специалистов и старших геологов партий. Экономия на полевых работах, на полевой документации, особенно при изучении весьма сложных объектов, не только нерациональна, но и ... преступна, т.к. приводит к дублированию дорогостоящих работ и порче ценных месторождений.

Познание условий залегания залежей полезных ископаемых при многократном превосходстве мощностей вмещающих пород и их монотонности зачастую наиболее рационально, как это ни парадоксально звучит, путем изучения вмещающей толщи и ее расчленения на литологические разновидности по визуально наблюдаемым текстурным признакам (подчеркнуто нами, – Л.М.). Отмеченный элемент повышения информативности работ вписывается и в процесс ускорения познания, т.е. получения основного комплекса информации уже в начальный период изучения – документации. А для этого нужны компетентные кадры и обязательное изучение керна и образцов как в сухом, так и, особенно, в мокром (смоченном водой) состоянии, при котором резко повышается контрастность цветов и оттенков. Так, в 1958 г., если не изменяет память, на Бикбулатовском месторождении железных руд в Башкирии именно благодаря отмеченному приему сразу после вскрытия (а не через год после получения анализов) скважиной автором был опознан образец карбонатизированного диабаз, всеми остальными геологами сначала принятого за подстилающий толщу известняк ("шипел" под действием раствора "солянки"). Анализ впоследствии подтвердил мое заключение: была вскрыта дайка диабазов, ограничивающая рудное поле. О значении оперативной оценки результатов разведки, я думаю, говорить уже излишне.

В итоге шестилетних исследований, выполненных совместно с геологами Эльтонской партии, были разработаны надежные геолого-методические предпосылки решения актуальной проблемы геолого-промышленной оценки солянокупольных месторождений Прикаспия и широкого развертывания геологоразведочных работ на комплексные калийные и борно-калийные соли в регионе. Использование результатов исследования в процессе предварительной буровой разведки Улаганского участка Эльтонского месторождения способствовало ее успеху и геолого-промышленной оценке запасов сырья с апробацией их в ГКЗ СССР (1976).

Библиографический список

1. *Вальяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
2. *Морозов Л.Н.* К вопросу о происхождении зон замещения в калийных пластах Верхнекамского месторождения // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. Ч.П. С.116-117.
3. *Его же.* О знаках ряби в соляной толще Верхнекамского калийного месторождения // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области: Тр.Геол.ин-та. Казань, 1970. Вып.26. С.192-195.
4. *Его же.* О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского калийного месторождения // Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1971. С.147-149.
5. *Его же.* Основные генетические разновидности сильвинитов как критерии корреляции калийных горизонтов в хлоридных и сульфатно-хлоридных галогенных формациях // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980. С.106—110.
6. *Его же.* Литолого-фациальные и структурные особенности соляных отложений Прикаспийской впадины (на примере Эльтонского месторождения калийных солей); Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ЛПИ. Л., 1981. 24 с.
7. *Его же.* Определение генетической последовательности напластований и корреляция разрезов галогенных образований в условиях солянокупольной тектоники // Известия АН КазССР. Сер.геол. 1984. № 5. С.77-83.
8. *Свидзинский С.А.* Геологическое строение и методика изучения Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей :Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / РГУ. Вн/Д, 1971. 26с.
9. *Фивег М.П.* Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 39 с.
10. *Его же.* Поисковые признаки и поисковые работы // Месторождения калийных солей. Методы их поисков и разведки. Л.: Наука, 1973. С. 237-252.
11. *Яржемский Я.Я.* К номенклатуре и классификации пород морского типа // Литол. и пол. ископаемые. 1964. № 6. С. 65-73.

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
МЕСТРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ**



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОЛЮДОВО-КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ

Добыча алмазов в Красновишерском районе ведется из россыпных месторождений, на пространственное положение которых, как и на геоморфологическое строение Полюдово-Колчимского рудного поля, оказало влияние тектоническое развитие, особенно в четвертичный период.

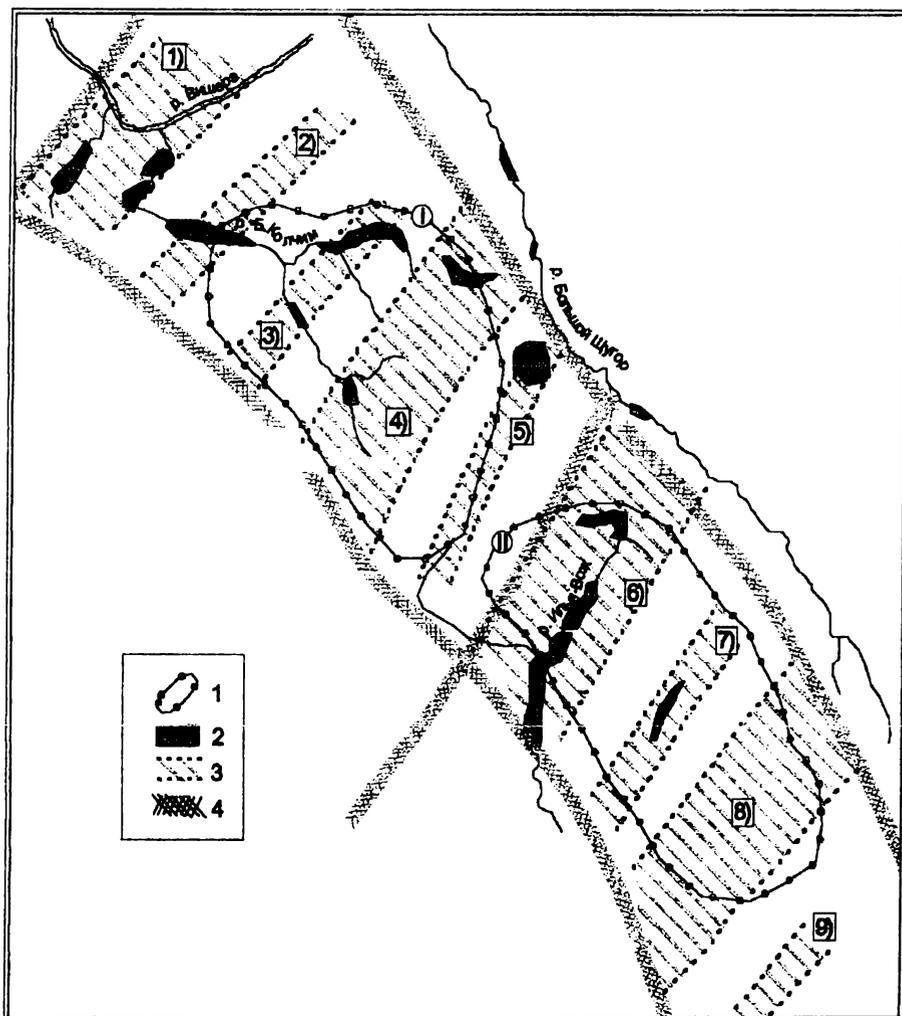
В формировании структурного плана, геоморфологических зон, рудных полей, рудных узлов и месторождений алмазов определяющим был плиоцен-четвертичный тектоно-климатический этап. Возобновившиеся подвижки по зонам Западно-Тиманского и Центрально-Тиманского глубинных разломов привели к формированию сдвиговых структур растяжения северо-восточного простирания. Так, в пределах Колчимской антиклинали были сформированы Сторожевская, Ключевская, Чурочинская, Рассольнинско-Буркочимская, Волынковская зоны растяжения. В пределах Тулым-Парминской антиклинали - Илья-Вожская, Кочешорская, Полуденно-Колчимская, Тулым-Парминская зоны (рис.). Вследствие относительного опускания структур растяжения в их пределах интенсивно накапливается рыхлый матриал – формируются отрицательные формы рельефа – депрессии.

Тектоническая активизация привела к активизации магматической деятельности – по ослабленным зонам посл процесс внедрения алмазосодержащих интрузивных пирокластитов, т.е. формирования коренных источников месторождений, рудных зон и рудных полей Красновишерского района.

Зоны сжатия, представителями которых являются г. Помяненный камень, Камень Полянка и др., были зонами денудации и поэтому лишены рыхлого покрова.

Выделенные зоны были откартированы при полевых работах (ГДП-50). Кроме того, они хорошо диагностируются при морфоструктурном анализе рельефа и дешифрировании мелкомасштабных аэрофотоснимков. Рудные поля (Колчимское и Тулым-Парминское), а также рудные зоны имеют различия как в геологическом строении, так и в минералого-петрографической специализации.

Чередование зон сжатия и растяжения сказывается как на форме речных долин, так и на характере распределения алмазов вдоль россыпей. Участки долин, дренирующие зоны растяжения, как правило, имеют большую ширину долины, развитый комплекс плиоцен-четвертичных террас, большую мощность рыхлых отложений, а также большую алмазонасность как по содержанию, так и по запасам. Увеличение же содержания на участках повышенной мощности аллювия указывает на дополнительный привнос полезного компонента. Чередование пустых и обогащенных участков в россыпях Красновишерского района



Тектоническая схема Полудово-Колчимского антиклинория

Условные обозначения:

1. Ядра антиклиналей: I-Колчимская, II-Тулым-Парминская.
2. Участки повышенной алмазоносности.
3. Сдвиговые структуры растяжения: 1) Сторожевская, 2) Ключевская, 3) Чурочинская, 4) Рассольнинско-Буркочимская, 5) Волынковская, 6) Илья-Вожская, 7) Кочешорская, 8) Полуденно-Колчимская, 9) Тулым-Парминская.
4. Глубинные разломы

были отмечены Б.Н. Соколовым, который считал, что долинные россыпи сформировались на коренных источниках.

В пределах рудных зон (структур растяжения) вследствие своеобразного геоморфологического развития выделяются участки развития интрузивно-пирокластического магматизма, не вскрытые или частично вскрытые современной гидросетью. Эти участки были рекомендованы для крупнообъемного опробования как перспективные на обнаружение месторождений алмазов. На некоторых в настоящее время поисковыми работами подтверждена алмазоносность (Пьяный ключ), на участке Л-178 идет добыча.

В.В. Жуков

ВНИИОкеангеология, С.-Петербург

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТУФФИЗИТОВ ВОЛЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

Материалом для исследования послужили данные по разведочным скважинам, пробуренным на Волынском месторождении Красновишерского района Пермской области, любезно предоставленные В.Р. Остроумовым. Основным интерес представляли минералы тяжелой фракции, которые по морфологическим особенностям были разделены на *три морфогенетические группы*:

— минералы, сохранившие самые тонкие кристаллографические формы, образованные при росте, растворении, замещении из раствора или расплава (фенокристы);

— минералы, представленные неправильными обломками, без следов механического износа, формирование которых могло протекать при магматическом процессе, а потом они дробились в ходе продвижения магматогенного материала (ксенокристы); однако они могли поступать и в виде обломков из вмещающих пород при продвижении магматического вещества к земной поверхности (ксенокристы);

— наконец, минералы в виде округлых, овальных зерен с явно истертой поверхностью, как правило, одного размера (идеальной сортированности), попавшие в данные породы из весьма зрелых терригенных образований (ксенолиты).

В пробах на минералы первой и второй групп (фено- и ксенокристы) приходится от 50 до 99% тяжелой фракции; они представлены в разных соотношениях пиритом, карбонатами, лимонитом, гематитом, иногда баритом, минералами марганца, составляющими более 1% тяжелой фракции — шлихообразующими, и аксессуарными минералами: “сферитами” различного, обычно сложного, состава, магнетитом, пироксенами, амфиболами, хромшпинелидами, оливином, корундом, апатитом, муассанитом, анатазом, “магматогенным стеклом”, силицидами, ставролитом, галенитом, киноварью, пирротинном, сфалери-

том, минералами золота, самородными железом, ртутью, кремнием, алюминием, частично зернами граната, ильменита, эпидота, рутила, циркона.

К минералам третьей группы — явным ксенолитам — следует отнести идеально окатанные и сортированные зерна циркона, рутила, лейкоксена, турмалина, которые в данной группе являются шлихообразующими, и граната, ильменита, эпидота, являющиеся аксессуарными.

Все три морфогенетические группы минералов в тех или иных количествах постоянно присутствуют во всех проанализированных пробах без исключения. По количественным соотношениям шлихообразующих минералов пробы можно подразделить на три основные категории: во-первых, пробы, в тяжелой фракции которых преобладает (более 50%) пирит; во-вторых, тяжелая фракция представлена, в основном, карбонат-лимонитом и гематитом и, в-третьих, пробы, где значительную часть (до 50%) тяжелой фракции составляют минералы третьей группы. В площадном минеральном поле, характеризующем разрез пород до 50 м, в верхней его части мощностью 30-40 м превалирует тяжёлая фракция, в которой шлихообразующими минералами являются карбонат-лимонит или гематит. В нижней части разреза (с глубин 30-40 м) породы характеризуются тяжелой фракцией, в которой преобладает пирит. В разрезе, охарактеризованном скважинами глубиной более 50 м, наблюдается чередование пород, в тяжелой фракции которых преобладает то пирит, то карбонат-лимонит и гематит. При этом качественный и количественный состав аксессуарных минералов во всех трех категориях тяжелой фракции остается постоянным. Значительные содержания минералов третьей группы (более 10%) отмечаются в породах, тяжелая фракция которых представлена карбонат-лимонитом и гематитом.

К основным минеральным образованиям (содержания более 1%) пород непосредственно вулкано-магматогенного комплекса с некоторой долей условности следует отнести неправильные обломки карбонатов, лимонитов, сложного переменного состава, гематита, пирита и, возможно, барита и минералов марганца.

Карбонат-лимонитовые зерна имеют неправильную обломочную форму и содержат переменное количество (до 60% объема) включений, представленных, в основном, оскольчатыми мелкими (0,1 мм и менее) обломками кварца и чешуйками серицита (иллита, смектита) и хлорита. Редко встречаются обломки плагиоклаза (альбита, ортоклаза) и калиевого полевого шпата. Лимонит в образованиях развивается по сидериту, часто с достаточно высокими содержаниями марганца (до 2%). Плотность образований зависит от степени лимонитизации карбоната, наиболее плотные разновидности отмечены при полном замещении карбоната лимонитом.

Гематит присутствует в виде неправильных обломков, содержащих в разных количествах мелкие включения обломочного кварца, чешуйки серицита. Обычно зерна, не имеющие включений, представлены железным блеском, а зерна, содержащие многочисленные включения, - красным железняком или полурыхлой массой («железная сметана»). Достаточно часто в гематите отмечаются повышенные содержания (0,5-1,2%) титана. Гематит развивается также по кристаллам магнетита (мартит).

Пирит образует три модификации: скрытокристаллическую, в виде плотных неправильных угловатых зерен, в виде хорошо ограненных кристаллов разного габитуса, среди которых преобладают кубы. Две первые модификации, по нашему мнению, имеют магматогенное происхождение, тогда как третья связана с поствулканическими процессами.

Барит и минералы марганца встречаются спорадически, но в отдельных пробах присутствуют в значительном количестве (до 50%). Барит образует неправильные остроугольные зерна, обломки кристаллов. Минералы марганца формируют неправильные изометричные зерна, содержащие до 75% MnO, от 0,5 до 1% — Al₂O₃, SiO₂, CaO, TiO₂ и до 4% — Fe₂O₃, а также в заметных количествах стронций и церий. С какими процессами связано образование этих минералов, осталось невыясненным; скорее всего, они относятся к постмагматическим.

Акцессорные минералы вулкано-магматических образований составляют в сумме, как правило, не более 1%. Наибольшим распространением среди них пользуются сфериты.

Сфериты размером от 0,1 до 1 мм имеют шарообразную, каплевидную, гантелеобразную форму; блестящую, матовую, тонкошероховатую поверхность и, как правило, поверхностную корочку закалывания толщиной 2-10 мк, сложенную стекловидным веществом. В магнитной фракции сфериты встречены в 14% проб, в которых составляют 0,2% тяжелой фракции. Центральная часть данных сферитов (магнитных шариков) обычно представлена самородным железом, а периферийная — магнетитом, титаномагнетитом (табл.1). В электромагнитной фракции есть сфериты переменного карбонатно-марганцево-железистого состава, в большинстве которых отмечается зональное строение; сфериты, сложенные аморфным щелочно-алюмо-силикатно-марганцево-титано-железистым переменным составом (магматогенное стекло). Выделяются две разновидности магматогенного стекла, связанные постепенным переходом. В одной преобладают оксиды титана (30-40%), железа (6-14%), марганца (8-14%), превышающие в сумме 60%; обычно присутствует до 1,8% Cr₂O₃. В другой — кремния (30-35%), алюминия (до 6%), щелочей (Na₂O+CaO+K₂O до 20%), также превышающие в сумме 50%. В первой разновидности часто наблюдаются структуры распада твердого раствора с выделениями ламеллей пикроильменита, хромшпинелида (рисунок), армоколита и включениями самородного железа, алюминия. В немагнитной фракции встречаются сфериты желтого блестящего пирита и агрегатного фторопатита.

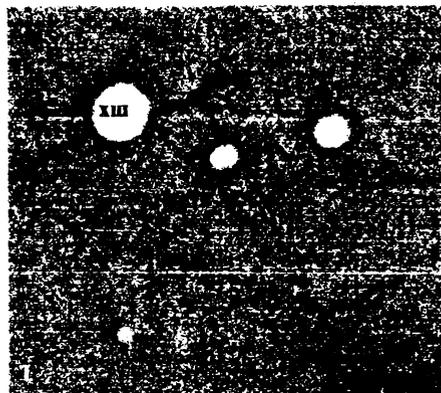
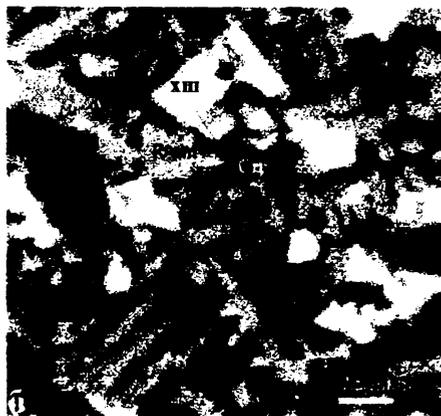
Оливин в виде единичных мелких (0,2-0,8 мм) неправильных обломочных зерен встречен как в породах на глубинах 80-100 м, так и в покровных фазах на глубинах 15-25 м. Он представлен по данным оптических констант и микронзондового анализа (табл. 2) магнезиальной разновидностью форстерит-оливин с содержаниями MgO — 47-50%. По данным петрографических исследований можно предположить, что большая часть оливина в породах замещена кварцем.

Таблица 1

Химический состав сферитов Волынского месторождения

Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Магнитные шарики											
1/0,0-0,7(к)	6,45	26,3	0,97	0,63	37,95	0	13,36	1,47	2,58	0,96	87,13
1/0,0-0,7(к)	11,45	27,3	1,25	0,41	32,65	0	11,7	1,11	4,38	0,97	85,87
1/0,0-0,7(ц) содержит 98,5% чистого железа, других элементов не обнаружено											
1/4-6(к)	9,91	14,84	1,2	0	19,62	44,09	2,96	1,37	5,17	0,58	93,99
1/4-6(к)	3,8	12	0,9	0	36,86	40,13	2,92	1,2	2,05	0	97,81
1/4-6(ц) содержит 100% чистого железа											
Стекло											
1/0,0-0,7	13,25	47,24	2,07	0,00	9,13	0,00	8,81	2,51	7,45	1,76	83,01
2/70-72	17,94	43,80	1,31	0,72	18,31	0,00	12,24	2,37	8,04	1,97	96,69
2/90-92-1(к)	18,97	36,96	1,19	0,76	8,17	0,00	12,29	2,17	8,67	2,01	80,51
2/90-92-1(ц)	19,00	35,67	1,44	0,78	9,26	0,00	13,06	2,20	8,23	1,64	81,41
2/90-92-2(к)	20,47	27,56	1,26	1,07	15,59	0,00	21,04	1,67	6,53	1,81	88,66
2/90-92-2(ц)	19,55	25,68	1,03	1,19	13,72	0,00	18,99	1,83	6,20	1,85	81,99
2/90-92	17,90	34,36	1,20	0,71	12,02	0,00	12,32	2,40	8,09	1,92	80,91
2/90-92	17,98	31,72	0,86	1,02	13,11	0,00	14,15	2,13	7,53	2,07	80,97
Ферросилицид-силицид											
2/66-68	61,75	0,00	2,11	0,34	0,14	34,59	0,94	0,00	0,00	0,00	99,87
2/66-68	99,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,99

Примечание: К – край, Ц – центр



		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
+	А Ильм	2,39	58,70	1,52	0,0	24,05	8,96	3,78	1,94	0,0	0,0	0,0
	А R-am	11,12	43,61	2,11	0,0	0,0	11,35	2,51	8,43	0,0	0,0	0,0
+	Б Хш	0,29	8,60	1,18	63,79	0,0	7,29	19,25	0,0	0,97	0,0	0,0
	Б R-am	28,67	27,92	3,50	0,0	0,0	3,34	4,95	0,0	22,22	4,26	1,21
+	В Ильм,	0,29	54,40	0,0	0,44	23,44	0,0	17,14	3,36	0,95	0,0	0,0
	В R-am	10,54	43,24	2,54	0,0	18,68	0,0	14,73	2,72	3,47	0,44	1,97
+	Г Хш	0,0	3,61	6,07	57,00	2,29	21,37	0,0	9,57	0,0	0,0	0,0

Внутреннее строение и состав сферитов. Буквами обозначены рентгеноаморфная масса (R-am), ильменит (Ильм) и хромшпинелид (Хш)

Таблица 2

Состав минералов тяжёлой фракции участка «Волынка» (мас. %)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O
Амфибол									
3/65-66,5	41,03	0,53	16,70	0,00	7,52	13,69	5,93	10,17	1,94
Рас-10/8	55,38	0,00	1,83	0,92	3,05	6,96	17,42	12,27	0,00
Корунд									
5/8,1-11,5	0,00	0,52	99,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Оливин									
1/27	41,83	0,00	0,00	0,00	0,00	10,77	47,41	0,27	0,00
Пироксен									
4/0,0-3,0	54,34	0,36	0,00	0,00	0,00	4,06	16,22	25,02	0,00
4/5,3-5,7	53,50	0,48	0,93	0,59	0,00	4,88	15,11	24,60	0,00
4/5,7-6,8	52,81	0,49	1,94	0,62	0,00	5,93	14,39	23,94	0,00
5/23-25,5	50,56	0,74	4,15	0,00	0,32	6,98	12,72	24,50	0,00

Примечание: аналитик О.А. Яковлева (Самебах), ВСЕГЕИ. Содержание MnO во всех минералах равно нулю, K₂O в корунде-0,19 мас.%,

Пироксены присутствуют в 6% проб и представлены, в основном, диопсидом, который встречается в виде неправильных остроугольных мелких зерен или спайных выколот от бледно-зеленого до травяно-зеленого цвета. Характерным для него является постоянное присутствие TiO₂ (около 0,5%) и часто достаточно высокое (до 4%) содержание Al₂O₃. Примерно половина зерен диопсида содержит около 5% Cr₂O₃. Очень редко встречаются отдельные зерна ферросалита, диаллага, энстатита.

Амфиболы встречены в 15% проанализированных проб в виде спайных выколот, неправильных зерен и сростков очень мелких (менее 0,05 мм) кристаллов. Представлены они, в основном, слабощелочной роговой обманкой и тремолит-актинолитом. В последнем отмечается присутствие до 1% Cr₂O₃.

Магнетит встречается чаще всего в виде неправильных угловатых зерен с хорошо выраженной “шлаковой” структурой, реже – в виде изометричных овальных зерен и редко - в виде октаэдрических кристаллов, большая часть которых замещена гематитом. По составу выделяются две разновидности магнетита, отличающиеся по содержанию TiO₂ и соотношению FeO/Fe₂O₃. В первой содержание TiO₂ в среднем составляет около 0,6% при отношении FeO/Fe₂O₃ порядка 0,47, во второй разновидности содержание TiO₂ повышается до 10-11%, а отношение FeO/Fe₂O₃ - до 0,73. Для обеих разновидностей характерно присутствие около 0,2-1% MnO, иногда до 1% SiO₂.

Гранаты присутствуют в 40% проб в виде неправильных остроугольных зерен, реже кристаллов ромбододекаэдрического габитуса и очень редко в виде кубоидов с характерной бугорчато-ямчатой поверхностью. У отдельных зерен граната отмечаются замутненность и “примазки” хлорита. По составу среди гранатов преобладают бледно-розовый альмандин, пироп-альмандин и спессартин-альмандин (табл.3). Очень редко в единичных пробах встречаются пиропы в виде зерен неправильной формы, редко - в виде ромбододекаэдрических кристаллов с интенсивно корродированной (изъеденной) поверхностью. Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ в пиробах меняется от 0,6 до 2,5. В отдельных зернах пироба отмечаются содержания TiO_2 до 0,5%. Высокохромистые пиропы (Cr_2O_3 до 9%) обладают ярко выраженным “александритовым” эффектом.

Таблица 3
Состав гранатов из туффизитов участка «Волынка» (мас. %)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
3/48-49,6	37,40	0,00	20,34	0,00	0,03	35,99	0,45	0,98	4,68
1/104-107	37,65	0,00	20,00	0,00	0,23	22,39	6,87	0,00	11,97
1/139-143	37,18	0,00	20,85	0,00	0,27	35,33	0,00	1,20	5,03
1/44,5-47	38,65	0,00	21,12	0,00	0,92	29,57	0,63	8,05	0,95
4/6,8-7,6	36,54	0,00	20,83	0,00	1,48	36,62	1,34	2,52	0,53
2/2,7-3,7	40,18	0,00	20,95	0,00	0,00	28,46	0,60	8,88	0,98
6/5,2-7,4	38,10	0,00	20,44	0,00	0,00	31,42	3,78	1,63	4,63
28/17,0-18,8	39,50	0,00	21,36	0,00	0,48	24,18	1,84	7,26	5,73
28/17,0-18,8	39,61	0,00	21,85	0,00	0,00	23,37	2,09	7,16	5,95
29/27,0-30,0	40,23	0,00	22,46	0,00	0,00	22,03	0,00	7,61	7,83
29/27,0-30,0	39,86	0,30	22,18	0,00	0,00	22,47	0,00	6,96	8,36
29/26,0-27,0	39,17	0,00	22,48	0,00	0,00	22,66	0,00	7,27	8,01
29/26,0-27,0	39,77	0,00	22,43	0,00	0,00	22,29	0,36	7,22	8,00
29/22,3-23,7	37,63	0,00	21,40	0,00	1,74	26,56	0,00	1,44	10,74
29/22,3-23,7	38,49	0,00	21,35	0,00	0,00	27,71	0,81	1,03	10,68
29/22,3-23,7	38,78	0,00	21,03	0,00	0,00	28,12	0,53	0,93	10,71
29/21,9-22,3	39,43	0,00	22,26	0,00	0,00	23,62	0,52	6,98	7,20
29/21,9-22,3	39,21	0,31	22,20	0,00	0,00	23,28	0,49	6,80	7,73
30/18,4-21,8	38,32	0,81	21,08	0,00	0,00	27,86	0,00	0,89	11,20
30/41,0-44,0	37,83	0,00	21,01	0,00	0,00	32,47	0,00	2,13	6,46
32/48,0-50,0	37,14	0,00	21,31	0,00	2,31	31,88	0,54	5,86	0,81
30/2,8-5,0	38,08	0,00	21,41	0,00	0,58	27,86	1,98	4,92	5,06
31/2,5-6,1	37,51	0,00	20,99	0,00	1,35	32,95	0,49	4,94	1,64
33/12,8-14,7	37,13	0,00	21,23	0,00	1,65	33,36	0,78	4,81	0,91

Примечание: аналитик О.А. Яковлева (Самебах), ВСЕГЕИ; 14 – Na₂O = 0,37%

Ильменит присутствует в 35% проб в виде однопородных мелких (0,1-0,5 мм) неправильных остроугольных, округлых зерен, обломков таблитчатых кристаллов. По составу выделяются две разновидности. Первая характеризуется простым составом и относительно стабильными содержаниями титана и железа, присутствием от 2 до 5% MnO и около 0,25% SiO₂ и отсутствием MgO (табл. 4). Вторая разновидность, наиболее распространенная, обладает более сложным составом. В ней присутствуют MgO - от 0,4 до 5%, MnO - от 5 до 7%, иногда Cr₂O₃ - до 0,4% и SiO₂ - до 0,2% и TiO₂ и FeO с непостоянным содержанием. В этой разновидности часто встречаются зональные (многофазные) образования, центральная часть которых представлена пикроильменитом с содержанием MgO 7-11%, средняя часть зерна сложена ильменитом с содержанием MgO около 2%, а периферия зерна не содержит MgO. При этом от центра к периферии зерна возрастает содержание TiO₂ (от 40 до 90%) и периферийная зона представлена ферротитанитами. Во всех зонах содержания Cr₂O₃ колеблются от 4 до 9%.

Таблица 4

Состав ильменитов из пород участка «Волюнка» (мас. %)

№пр	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	1/44.5-47.0	0,00	51,25	0,00	0,00	46,86	0,92	0,44
2	1/58-59.1	0,31	50,02	0,00	0,00	46,86	2,33	0,00
3	1/62.1	0,36	55,72	0,00	0,00	39,90	2,32	1,66
4	2/64-66	0,00	50,04	0,00	0,00	43,40	0,76	4,73
5	3/267	0,32	52,6	0,00	0,00	42,82	4,12	0,00
6	3/52-54.2	0,26	51,6	0,00	0,00	44,18	2,39	0,41
7	2-2/26.3	0,33	49,67	0,00	0,00	47,63	1,13	0,48
8	2-2/32/1	0,00	46,18	0,00	0,41	46,86	4,83	0,28
9	с.426/8	0,00	49,30	0,00	0,00	43,47	1,84	4,21
10	с./435/2	0,00	46,83	0,00	0,00	49,36	2,46	0,00
11	с.62/1	0,65	50,35	0,00	0,00	46,19	0,69	1,49
12	с.62/2	0,00	51,26	0,00	0,00	44,58	1,29	2,22
13	с.62/3-1	0,41	47,02	0,00	0,00	49,56	1,79	0,00
14	с.62/3-2	0,32	48,90	0,00	0,00	44,78	5,14	0,00
15	с.62/2	0,31	49,91	0,00	0,00	44,99	1,16	2,75
16	с.500-2а	0,00	49,73	0,00	0,00	47,05	0,77	0,80
17	31 центр	0,00	42,40	0,36	5,89	42,10	0,00	7,16
	край	1,28	65,20	1,25	9,31	21,78	0,00	0,74
18	5/23-25 центр	0,00	50,09	0,40	6,29	31,24	0,00	11,14
	« середина	0,24	50,92	0,00	6,60	31,79	0,00	9,91
	« край	0,00	64,09	0,00	4,21	25,89	0,00	0,00
19	29/20-21,9	0,37	47,59	1,14	9,04	29,19	0,00	11,75
20	28/39-43,0	0,29	54,09	0,00	0,00	43,91	1,84	0,00
21	32/22,1-25,6	0,27	47,38	0,00	0,00	46,28	4,90	0,00

Примечание: аналитик О.А. Яковлева (Самебах), ВСЕГЕИ. Входят в сумму: 18 край: Fe₂O₃ - 5,5%, CaO - 0,28%, 17 край - 0,6% Na₂O; 3 - 0,31% K₂O.

Хромшпинелиды присутствуют в 26% проб в виде неправильных остроугольных зерен и октаэдрических кристаллов с гладкой блестящей поверхностью граней и часто со сглаженными (оплавленными) ребрами и вершинами. Реже встречаются сильно искаженные —уплощенные кристаллы и округлые зерна, имеющие агрегатное строение. По составу хромшпинелиды характеризуются широкими колебаниями содержаний Cr_2O_3 (от 34 до 65%) и присутствием TiO_2 до 4% (табл. 5). Наиболее высокие содержания Cr_2O_3 отмечены в искаженных кристаллах и зернах агрегатного строения. По соотношению содержаний Cr_2O_3 , MgO и $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ хромшпинелиды подразделяются на три группы: в первой содержания Cr_2O_3 более 50%, MgO около 7%, $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ составляет 20%. Во второй при содержаниях Cr_2O_3 порядка 45% и MgO около 7% содержания $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ увеличиваются до 25%. В третьей группе содержания Cr_2O_3 менее 40%, MgO около 10%, $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ возрастают до 30%. По отношению MgO/FeO , которое колеблется от 0,22 до 0,45 и только в редких случаях достигает 0,7-1, хромшпинелиды относятся к железистой разновидности. В зерне хромшпинелида первой группы встречено включение — сросток кристаллов хромдиоксида с хромшпинелидом и флогопитом.

Омфациит и бронзит в сростках с пироп-альмандином встречены в двух пробах в виде мелких (0,8 мм) угловатых зерен. Омфациит содержит (%) 4 - 5 Na_2O , 9 - 10 MgO , бронзит — 16 - 20 MgO , 0,5 Cr_2O_3 ; гранаты — 7,5 MgO , 2 MnO и 0,5 Cr_2O_3 .

Силициды встречены только в 5% проб скважины Вл-2, расположенной в пределах южного прогнозного контура “трубки взрыва”. Они представлены единичными, изометричными, неправильными, угловатыми обломками светлосерого цвета без следов механического износа и коррозии. Большинство проанализированных зерен представлено ферросилицидами с содержаниями железа 30-34%, кремния 62-69% и алюминия около 2%. Несколько зерен, не отличающихся по типоморфным признакам от других, оказались самородным кремнием с содержанием Si 99,99%. В некоторых из них отмечены небольшие (0,3%) содержания Cr_2O_3 .

Самородное железо и алюминий встречаются в виде шарообразных мелких (10-50 мкм) включений в сферитах, представленных “магматогенным стеклом”. Кроме того, самородное железо присутствует в центральных частях магнитных сферитов, периферия которых сложена магнетитом и ферротитанидами. Каких-либо элементов - примесей в заметных количествах в самородном железе и алюминии не обнаружено.

Самородное золото и ртуть встречаются в пробах спорадически и, видимо, приурочены к определенным разновидностям вулканитов. Отмечено, что, как правило, эти металлы присутствуют в пробах, в которых пирит составляет основную массу тяжелой фракции. Золотины размером от 0,1 до 1 мм имеют форму неправильных изометричных комковидных, пластинчатых, чешуйчатых выделений и скелетных сростков тонких удлинённых кристаллов. По составу золотины не однородны, содержание золота в них колеблется от 63 до 81%, Ag — от 0 до 20%, Cu — от 0 до 25% и Hg — от 0,2 до 33,5% (табл. 6). Ртуть встречается в пробах как совместно с золотом, так и самостоятельно в

Таблица 5

Состав хромшпинелидов из пород участка «Волынка» (мас. %)

№ п/п	№ пробы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	332-1/2	0,00	15,03	56,61	0,11	14,91	0,00	12,94
2	332-2/1	3,47	0,86	51,94	11,83	23,41	0,00	7,90
3	332-2/2	3,26	7,03	51,24	6,39	22,82	0,00	8,78
4	332-1/1	1,56	9,17	52,55	6,64	19,42	0,00	10,00
5	Вл-1/18-1/гл	0,49	17,30	40,01	11,21	21,49	1,81	7,55
6	Вл1/28/3-гл	2,20	12,71	37,66	16,28	19,61	2,68	8,71
7	Вл1/44.5-47.0	0,66	8,98	52,83	7,87	21,60	0,00	7,94
8	Вл1/49.4-50.0	0,32	7,52	53,77	8,72	20,23	2,49	6,85
9	Вл-2/21-23	0,00	18,67	49,33	3,42	16,51	0,00	11,8
10	Вл-3/0.6	0,53	7,51	49,18	12,48	22,92	1,28	5,96
11	Вл3/3.3-6.1	0,00	7,05	48,93	14,10	23,51	0,64	5,62
12	Вл3/8.6-10.0	0,68	8,31	44,86	15,89	21,87	1,74	6,48
13	Вл3/12.2-14.0	1,06	12,43	34,20	20,59	24,96	1,07	5,50
14	Вл3/38-39.7	0,45	9,75	49,98	8,94	21,70	1,70	7,00
15	Вл3/52-54.2	0,35	8,58	51,53	10,03	19,37	1,95	8,79
16	с.500-3	0,52	9,99	53,45	6,60	20,91	0,00	8,43
17	с.62-2	0,00	8,57	50,48	11,17	23,26	0,00	6,39
18	С.62-6	0,51	20,84	47,62	0,40	21,06	0,00	9,48
19	В-2-2/32-1	0,48	9,98	46,45	13,09	19,94	2,77	7,17
20	В-2-2/В-В	0,62	20,28	44,13	6,31	12,81	2,54	13,23
21	В-2-2/Г-21	1,25	16,58	46,40	6,47	17,24	0,00	11,96
22	С.426-3	0,65	10,93	46,56	12,33	24,23	0,00	4,48
23	30/5	3,51	1,83	46,18	17,11	23,96	0,00	7,25
24	25/15,1-16,2	1,00	18,85	49,16	0,34	20,91	0,00	9,67
25	26/10,2-14,9	0,34	11,26	56,26	4,01	15,03	0,00	12,66
26	26/25,8-28,4	0,69	11,93	56,85	0,23	20,24	0,00	9,57
27	27/0,0-1,0	0,00	9,38	59,82	3,97	14,37	0,00	12,40
28	27/4,0-7,4	3,93	9,57	54,57	0,00	21,26	0,00	10,17
29	27/15,9-18,8	0,59	10,77	42,00	14,36	26,60	0,00	5,09
30	27/26,7-30,0	0,62	12,76	47,87	8,73	21,60	0,00	8,30
31	28/2,6-4,7	0,92	4,46	63,26	2,03	19,19	0,00	9,63
32	28/7,2-10,4	0,34	10,57	44,10	13,04	26,29	0,00	5,11
33	28/17,0-18,8	0,35	8,61	50,75	11,14	19,24	0,00	9,51
34	28/21,7-24,5	0,00	8,05	48,61	13,31	24,17	0,00	5,71
35	29/1,0-3,8	0,00	13,82	55,20	1,94	17,00	0,00	11,52

Примечание: аналитик О.Я. Яковлева (Самебах), ВСЕГЕИ. Материалы В.Р. Остроумова и И.П. Тетерина

Состав золота из туффизитов Волинского месторождения алмазов

№ пробы	Au	Cu	Hg	Ag	Сумма
1/146-150,3а	45,1	0,6	53,5	0,8	100,0
1/146-150,3б	67,0	24,0	9,0	0,0	100,0
3/28,4-30,2а	81,5	0,06	0,0	18,2	99,76
3/28,4-30,2б	66,5	0,10	30,0	3,5	100,1
3/28,4-30,2в	63,0	25,0	12,0	0,0	100
3/65-66,5	63,8	0,07	33,6	2,4	99,87
1/41-43,3	64,5	0,06	33,2	2,2	99,96
2/105,3-107,3	79,0	0,0	0,20	20,7	99,90
2/105,3-107,3	67,5	0,0	29,9	2,5	99,90
2/105,3-107,3	78,2	7,6	12,2	1,8	99,80

виде мелких шариков. Состав ртути не исследовался, можно только предположить, что они, скорее всего, представлены сложными амальгамами.

Минералы третьей группы присутствуют во всех пробах без исключения, но их максимальные количества приурочены к определенным разностям вулканитов, которые располагаются на разных глубинах. Основными шлихообразующими минералами в ней являются циркон, турмалин, рутил и иногда лейкоксен. В качестве аксессуарных минералов в данной минеральной ассоциации присутствуют гранат (альмандин), ильменит, агрегатный эпидот, монацит. Зерна аксессуарных минералов имеют округлые очертания, истертую поверхность, близкую размерность (0,2-0,4 мм).

В.А. Езерский
ООО «Вита», Санкт-Петербург

ИЛЬМЕНИТ И ПРОДУКТЫ ЕГО ЗАМЕЩЕНИЯ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАСНОВИЩЕРСКОГО РАЙОНА

При изучении ильменитов из различных пород Красновишерского района наибольшее внимание было уделено пикроильменитам и продуктам их замещения. Оказалось, что наиболее распространены полностью метасоматически замещенные зерна пикроильменита, морфологические особенности, а иногда и особенности состава которых не вызывают сомнений в правильности их диагностики.

Важность находок ореолов пикроильменитов в россыпях известна. Она обусловлена тем, что они однозначно указывают на кимберлитовое происхож-

ление коренных источников, что определяется очень редкой встречаемостью этого минерала в других магматических породах. Ранее находки пикроильменитов кимберлитового типа на Северном Урале в терригенных отложениях были отмечены только в породах такатинской свиты Большешколчимского и Ишковского карьеров.

В различной степени измененные зерна пикроильменита выделены из ситовых ($0,01 \text{ м}^3$), мелкообъемных проб ($1-2 \text{ м}^3$) и отсевов класса -1 мм крупнообъемных проб ($20-50 \text{ м}^3$) с разведочной фабрики ГПП «Вишерагеология».

Пикроильмениты и продукты его изменения обнаружены в базальном горизонте колчимской свиты нижнего силура в пределах эрозионно-карстового месторождения Южная Рассольная, в пришлотиковых отложениях россыпного неоген-четвертичного месторождения алмазов Волынка, в четвертичных отложениях участка Дресвянка. Дополнительно, для сравнения, была изучена коллекция пикроильменитов из отложений такатинской свиты Ишковского карьера, любезно предоставленная для исследования В.Я. Колобяниным (ГПСП Геокарта, г. Пермь).

Рентгеноструктурные и микронзондовые анализы выполнены в лаборатории «Механобр-Аналит» (аналитик Ю.Л. Крецер).

Содержания пикроильменита варьируют применительно к различным месторождениям.

На месторождении Южная Рассольная псевдоморфозы по пикроильмениту обнаружены в пробах совместно с алмазами и другими традиционными минералами-спутниками (пироп, хромшпинелид) в терригенных породах колчимской свиты нижнего силура и мезозойско-кайнозойских отложениях продуктивных горизонтов россыпи, но встречаются в отличие от других минералов - спутников алмазов в значительно меньших количествах. Это редкие знаки в ситовых пробах, десятки знаков в мелкообъемных и отсевах крупнообъемных проб. Размеры зерен около 1 мм . Пикроильмениты полностью лейкоксенизированы (рисунок). Встречено только одно неизмененное зерно (табл. 1, анализы 13-14), извлеченное из отсевов крупнообъемной пробы при опробовании пород колчимской свиты, но не исключено, что пикроильменит попал из перекрывающих молодых отложений россыпи.

В отложениях месторождения Волынка и участка Дресвянка измененные пикроильмениты встречаются в значительно больших количествах (сотни знаков в мелкообъемных пробах и отсевах крупнообъемных) по сравнению с другими минералами-спутниками (единичные знаки пиропов и хромшпинелидов в тех же объемах проб). Размеры зерен до 2 мм , преобладают пикроильмениты класса $-1+0,5 \text{ мм}$, зерна меньше $0,5 \text{ мм}$ представлены, в основном, осколками. Пикроильмениты имеют окраску от темно-коричневой, почти черной, до светлой грязно-серой, желтоватой. Для них характерны неправильные, овальные, округлые и лепешковидные формы с кавернозной поверхностью, в ямках встречаются окатанные зерна кварца. У некоторых зерен частично отсутствует внешняя корочка (оболочка), встречаются зерна со свежими сколами.

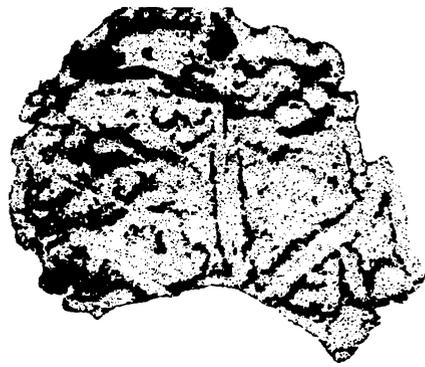
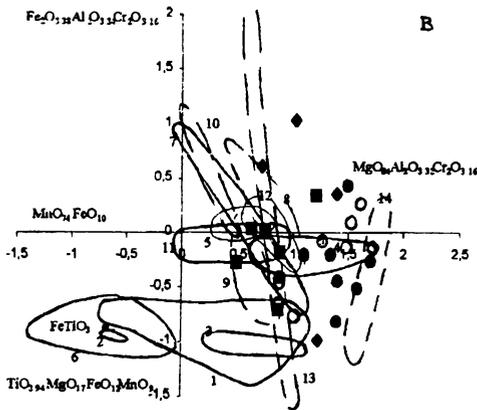
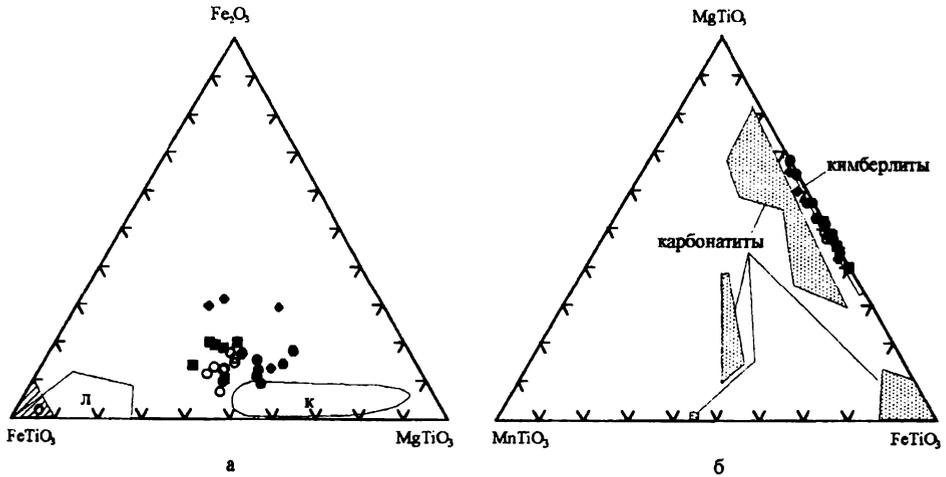
Пикроильмениты в различной степени метасоматически изменены. Наблюдается зональное строение вторичных оболочек и псевдоморфоз по слабо-

Таблица 1

Состав пикроильменитов и продуктов их замещения, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	1,00	0,75
TiO ₂	50,66	52,90	49,77	50,24	51,70	52,28	50,04	69,79	51,12	65,92	49,34	49,12	50,90	48,86	94,59	92,00	94,78
Al ₂ O ₃	-	1,12	1,05	-	-	-	-	2,27	0,77	1,02	1,19	2,38	0,66	0,07	0,84	0,77	0,76
Cr ₂ O ₃	6,28	6,67	6,27	5,19	5,26	5,62	5,52	7,47	5,16	7,16	5,19	5,09	3,63	3,38	-	0,10	-
FeO	25,33	24,53	22,86	24,45	23,79	24,48	38,88*	10,51*	22,47	17,18*	21,84	16,64*	22,88	38,84	3,28*	5,64*	3,34*
Fe ₂ O ₃	6,84	7,72	7,50	7,69	5,70	4,21	-	-	8,57	-	9,51	-	10,75	5,25	-	-	-
MnO	-	-	-	-	0,49	-	-	-	-	-	-	-	0,24	0,18	-	-	-
MgO	11,39	13,11	12,33	11,72	12,37	12,64	-	-	13,27	-	12,71	-	12,72	2,84	-	-	-
Сумма	100,50	106,10	99,80	99,30	99,30	99,20	94,44	90,04	101,40	91,99	99,80	77,51	101,80	99,40	99,57	99,51	99,63
Fe ₂ O ₃	0,12	0,13	0,13	0,14	0,10	0,07	-	-	0,15	-	0,16	-	0,18	0,10	-	-	-
FeTiO ₃	0,49	0,45	0,44	0,48	0,46	0,48	-	-	0,43	-	0,42	-	0,43	0,81	-	-	-
MgTiO ₃	0,39	0,42	0,42	0,41	0,43	0,44	-	-	0,45	-	0,44	-	0,43	0,11	-	-	-
MnTiO ₃	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	0,03	0,03	-	-	-	-	-	0,02	-	0,03	-	0,02	-	-	-	-

Примечания: * все железо в виде FeO; 1-5-пикроильмениты; 6, 9, 11 - пикроильмениты и 7, 8, 10, 12 - соответствующие продукты замещения из м/о В1 и В2 (месторождение Волянка); 13 - центр и 14 - край зерна пикроильменита из к/о К-33; 15-17 - продукты полностью замещенного зерна пикроильменита из м/о 13 (месторождение Ю. Рассольная).



Составы пикроильменитов на диаграммах а, б- Mitchell R.H. [10, 9]; в- Э.А. Багдасарова [2]; з- лейкоксенизированное зерно пикроильменита, месторождение Ю.Рассольная.

Ильмениты из: *К*- основной массы кимберлитов, *Л*- лампроитов, *О* – оранжентов, *ромбик* – кимберлитовых даек Гвинеи, *черный круг* – кимберлитовой трубки № 441 Архангельска, *квадрат* – россыпей Конго, *белый и серый круги* – россыпей месторождений Вольнка и Ю.Рассольная, Северный Урал.

Поля ильменитов на рисунке в: 1- из сростков и включений в алмазах; 2- ахондритов; 3- лунных пород; 4, 5- нодулей в кимберлитовых трубках Франк Смит и Као; 6 – кимберлитов северных районов Сибири; 7- автолитов кимберлитов Лесото; 8-10 – трубках Монастери, Удачная, Секамент; 11- срастаний с клинопироксеном; 12- графических срастаний с клинопироксеном; 13 – включений в гранате; 14 – срастаний с хромовой шпинелью; 15- ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых брекчиях

измененным зернам пикроильменита. Внешняя оболочка практически во всех зернах сложена агрегатом титанистых минералов (лейкоксенном), внутренняя представлена агрегатом пикроильменита и ильменита. Граница внешней оболочки обычно четкая, внутренняя зона чаще в виде язычков проникает в центральную часть, сложенную неизмененным пикроильменитом. В процессе лейкоксенизации пикроильменита уменьшается содержание магния и возрастает титана, содержание хрома практически не изменяется (табл. 1), при этом, по данным рентгеноструктурного анализа, образуются ильменит, брукит, рутил, магнетит, диаспор и рентгеноаморфные гидроокислы железа (рисунок).

Неизмененные пикроильмениты (табл. 1) характеризуются высокой магниезиальностью (MgO 11,47-13,39%), высоким содержанием окиси хрома (Cr_2O_3 5,2-6,72%) и повышенным содержанием Fe_2O_3 (4,21-10,75%). Они относятся к пикроильменитам кимберлитового типа, второй генетической группе по классификациям Гаранина В.К. и Харькива А.Д. [1; 4]. На диаграммах $MnTiO_3$ - $MgTiO_3$ - $FeTiO_3$, $FeTiO_3$ - Fe_2O_3 - $MgTiO_3$, MgO - Cr_2O_3 и TiO_2 - MgO анализы пикроильменитов образуют компактное поле и попадают в кимберлитовое поле вместе с анализами пикроильменитов (данные автора) из кимберлитовой трубки № 441 (Архангельск), кимберлитовой дайки (Гвинея), россыпью Конго (рисунок, а, б). На компонентной диаграмме (рисунок, в), построенной по методике Э.А. Багдасарова [2], все изученные анализы пикроильменитов также попадают в правую часть диаграммы, где располагаются ильмениты из ультрамафических пород (кимберлитов, включений в них гипербазитов, включений в алмазах и т.д.). На диаграмме анализы пикроильменитов месторождений Волынка, Рассольная составляют две группы: группа, располагающаяся правее по оси х, содержит больше Al_2O_3 , MgO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , чем остальные анализы. Кроме того, анализы попадают в различные поля ильменитов: в из нодулей в кимберлитовой трубке Франк Смит, из включений в гранате, из сростаний с клинопироксенном. Таким образом, все графики наглядно демонстрируют кимберлитовое происхождение изученных пикроильменитов.

Полностью замещенные зерна пикроильменита (табл. 2) очень разнообразны по внутреннему строению. Встречаются зерна с однородным внутренним строением с полураковистым или занозистым сколом, состоящие из тонкозернистого лейкоксена, у других зерен внутренняя часть однородная, а внешняя имеет радиально-лучистое строение. Распространены зерна, похожие на жеоды. Обычно с внешней стороны они сложены светлым тонкозернистым агрегатом лейкоксена, затем следует зона (по данным рентгеноструктурного анализа) кристаллов анатаза и рутила, внутренняя часть состоит из каолинита, присутствует примесь кварца.

При исследовании зерен вторичных минералов по пикроильменитам из отложений такатинской свиты установлено схожее строение зерен месторождения Волынка и участка Дресвянка. Не обнаружены только зерна типа жеод и встречаются зерна, полностью состоящие (по данным рентгеноструктурного анализа) из агрегата рутила, анатаза с примесью кварца и пирофиллита. Внешняя оболочка у таких зерен иногда черного цвета и сложена землистым, рыхлым агрегатом сенаита, реже пиролюзитом (табл. 3).

Таблица 2

Состав окислов титана из псевдоморфоз по пикроильмениту, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	1,60	3,17	3,56	1,41	1,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	89,68	88,98	87,03	75,64	83,57	96,57	95,8	87,4	98,5	95,1	99,2	99,5	99,4	61,5
Al ₂ O ₃	2,31	2,99	2,98	1,40	1,55	0,33	0,30	1,50	-	0,40	-	-	-	0,90
Cr ₂ O ₃	1,18	0,48		0,38	0,35	1,44	2,80	4,0	1,1	4,5	-	-	-	-
FeO	3,42	2,00	1,77	9,48	1,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,80	5,20	-	-	-	-	-	34,5
MgO	0,58	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,40	1,95	0,35	0,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	0,67	0,42	0,41	0,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	98,77	99,69	97,71	89,07	89,72	98,34	99,7	98,1	99,6	100	99,2	99,5	99,4	96,90

Примечание: 1-5 – из коллекции В.Я. Колобянина (D_{1а}); 6-9 – рутилы из м/о В1; 10-12- из пробы 600 (месторождение Волянка); 13-14 – рутил и псевдорутил из пробы 556/6 (месторождение Ю. Рассольная).

Таблица 3

Состав сенаита и других продуктов замещения пикроильменита, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	13	14	15	16	17
SiO ₂	-	-	-	-	-	3,78	1,39	1,06	1,40	3,11
TiO ₂	52,32	51,90	50,93	49,71	49,91	76,89	56,79	80,68	46,2	2,82
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	2,37	3,04	1,43	4,27	6,84
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,39	1,00	1,39	0,84	
FeO*	26,9	27,04	21,86	22,12	25,44	1,07	1,97	2,13	4,07	4,61
MnO	10,29	10,55	17,64	17,52	11,88	0,56	16,56	5,17	26,40	62,07
MgO	0,29	0,35	-	-	-	-	0,69	1,12		0,26
CaO	-	-	-	-	-	0,31	0,38	0,62	0,58	0,28
PbO	10,95	10,77	9,81	9,43	12,01	-	8,57	2,94	12,63	-
ZrO ₃	-	-	0,72	0,96	0,68	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,70
Сумма	100,75	100,61	100,96	99,74	99,92	86,37	90,39	96,54	96,39	83,69

Примечание: Сенаиты из месторождений: 1-2 – Датгас; 3, 4 – Курралиньо; 5 – Диамантина; 13-17 – сильно измененные зерна пикроильменита: 13, 15 – центральные и краевые части; 14-16 – сенаит; 17 – пиролюзит (Ишковский карьер, коллекция В.Я. Колобянина).

Ранее находки сенаита в виде плохо ограненных кристаллов и округлых зерен черного цвета были описаны только в алмазонасных песках округа Диамантина штата Минас-Жераис (месторождения Даттас, Курралиню и др.). Происхождение его неизвестно. Сенаит относится к группе ильменита, назван в честь бразильского профессора Ж. да Коста Сена из Ору-Прету [3].

Собственно ильмениты изучены в ограниченном объеме. Они встречаются в виде включений в алмаنديнах из кочешорской свиты, гиперстене из такатинской свиты, хлорите из четвертичных отложений и др. Характеризуются наличием в составе окиси MnO (табл. 4).

Таблица 4

Состав ильменитов, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5
TiO ₂	58,13	52,77	52,60	53,10	53,50
FeO	38,19	44,25	43,87	43,90	44,20
Fe ₂ O ₃	—	—	0,59	—	—
MnO	—	0,59	1,80	1,90	1,90
MgO	0,38	0,89	0,90	0,20	0,20
Сумма	96,70	98,51	99,76	99,10	99,80
Ti	1,147	1,011	0,994	1,017	1,017
Fe ²⁺	0,838	0,943	0,922	0,935	0,935
Fe ³⁺	—	—	0,011	—	—
Mn	—	0,013	0,038	0,041	0,041
Mg	0,015	0,034	0,034	0,008	0,008
Сумма	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Примечание: 1 - включение в гранате, проба 558 (V-Ск); 2, 3 - проба 564 (D_{1а}); 4, 5 - проба 556/6 (Q); 5 - включение в хлорите; Ti и далее - ат. ед.

Таким образом, в разновозрастных терригенных отложениях (нижний силур, нижний девон, мезокайнозой) установлено широкое распространение вторичных агрегатов по пикроильменитам и пикроильменитов. Вторичные агрегаты по форме зерен, постоянной примеси окиси хрома полностью соответствуют зернам пикроильменита из кимберлитов. Трудно восстановить историю преобразования и миграции пикроильменитов, их метасоматического изменения; началось ли оно еще в коренных источниках или в промежуточных коллекторах? Подобные преобразования пикроильменитов описаны в корах выветривания кимберлитов, в кимберлитах, инъецированных породами трапповой формации, в промежуточных коллекторах [6-10].

Следует отметить, что изученные измененные зерна пикроильменита практически не несут признаков износа и маловероятно их значительное перемещение - большинство зерен легко рассыпается при незначительном механическом воздействии. Специфичны вторичные метасоматические преобразования пикроильменитов в отложениях такатинской свиты с образованием пиролюзита и сенаита, ранее известного только в алмазонасных россыпях Бразилии.

Теперь алмазоносные россыпи Бразилии и Урала объединяют не только всемирно известные округлые алмазы бразильского (уральского) типа, а также неизвестность коренных источников алмазов, но и находки сенаита.

Библиографический список

1. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов/ МГУ, 1984. 238 с.
2. Багдасаров Э.А. Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород / ЗВМО. 1986. Вып. 2. Ч. 115. С. 155-165.
3. Минералы: Справочник. Т. 2. 1967.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 315 с.
5. Штрюбель Г., Циммер З.Х. Минералогический словарь. М.: Недра, 1987. 492 с.
6. Freise F.M. *Chem. D. Erdge*, 1930. 6, 66.
7. Hussak E., Prior G.T. *Min. Mag.* 1898. 12. №54. 30.
8. Hussak E., Prior G.T. *Zs. Krist. Min. Mag.* 1903. 37. 574.
9. Mitchell R.H. *Kimberlites- Mineralogy, geochemistry and petrology*. Plenum; New York, 1986. 442 p.
10. Mitchell R.H. *Kimberlites, orangeites and related rocks*. Plenum; New York, 1995. 410 p.

В.И. Силаев

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

НЕОБЫЧНЫЕ КВАРЦИН-КВАРЦЕВЫЕ СЕКРЕЦИИ В ИНТРУЗИВНЫХ ПИРОКЛАСТИТАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Объектом изучения послужили своеобразные силицитовые стяжения, выявленные в будинообразных блоках доломитов чурочной свиты. В настоящее время установлено, что тиллитовидные конгломераты, вмещающие клиновидные тела карбонатов в приустье р. Чурочной, представляют собой тектониты, насыщенные милонитизированными инъекционными телами пирокластитов щелочно-ультраосновного состава [6].

Непосредственно вмещающий стяжения субстрат представляет собой практически чистые доломиты с содержанием нерастворимого остатка 5-6 %. Это плотные, тонкозернистые породы желтовато-кремового цвета. Характеризуются несколько повышенным содержанием марганца ($MnO = 0.4-0.6 \%$). Карбонатная форма марганца доказывается данными ЭПР. В качестве малых примесей в доломитах установлены Cr, Ga, Mo, V, Zn, Zr, Sr, Ba, La, Ce. По изотопному составу карбонатного кислорода ($\delta^{18}O = 18.8-20 \%$ SMOW) рассматриваемые породы уверенно сопоставляются с нормальными осадочно-морскими осадками. Относительно облегченный изотопный состав углерода в этих доломитах ($\delta^{13}C = -6.8 \%$ PDB) требует (в целях объяснения) дополнительных специальных исследований.

Исследуемые стяжения выступают как тела линзовидной формы с размерами по удлинению 8-12 см, по ширине 2-3 см. Важнейшим элементом морфологии этих тел являются отчетливо зафиксированные минерализацией устья палеоканалов питания (рис. 1), что указывает на несомненно секреторную природу рассматриваемых образований. Вещество секретий характеризуется серым цветом с голубоватым оттенком и слабо контрастным концентрически-зональным внутренним строением. Упомянутая макрозональность может быть систематизирована в следующем виде (в направлении от вмещающих доломитов к центру секции): а – оторочка переотложенного параллельно-шестоватого доломита; б – зона микро-тонкозернистого полосчатого силицита; в – зона шестовато-друзовидного кварца; г – центральная часть, выполненная зернистым агрегатом кварца; д – реликтовая секреторная полость (может отсутствовать). В зонах полосчатого силицита и шестовато-друзовидного кварца иногда фиксируются фрагменты зоны переотложенного доломита. Примерное объемное соотношение охарактеризованных выше зон оценивается как $a:b:(v+r):d=4:6:2:1$.

Под микроскопом в секции обнаруживается довольно закономерное чередование горизонтов, сложенных агрегатами шестовато-стеблевидных и изометричных форм доломита и минералов кремнезема. Эта микрозональность может быть проиллюстрирована следующим примером (в направлении от вмещающих пород к центру секции).

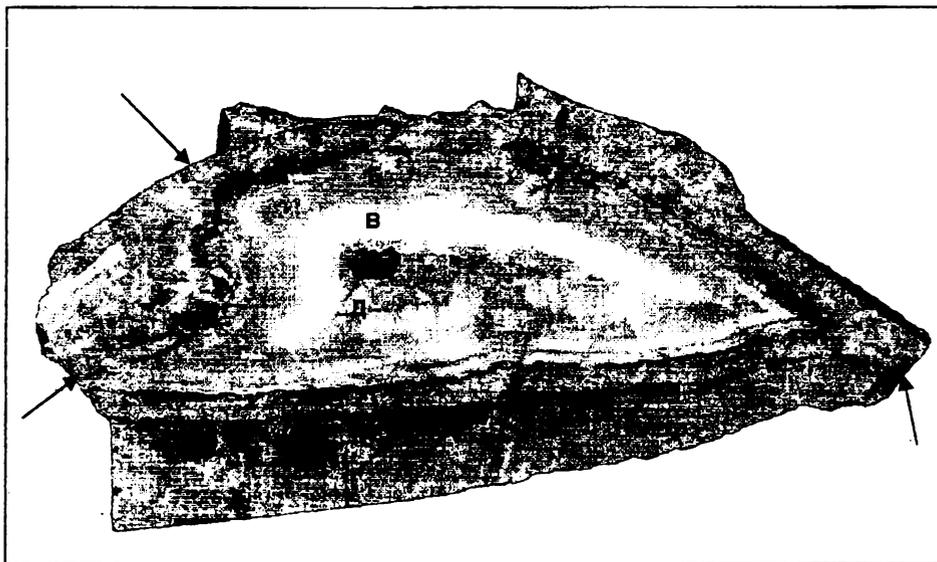


Рис. 1. Анатомическое строение кварцин-кварцевых секретий в доломитах из интрузивных пирокластитов. А-Д – зоны (пояснение в тексте). Белыми стрелками показаны устья минерализованных палеоканалов поступления растворов

0. *Доломит тонкоравномернозернистый*, вмещающий секрецию. Агрегат изометричных зерен размером 0.03-0.07 мм.

1. *Доломит переотложженный* – агрегат ламеллевидных, субпараллельно ориентированных зерен размером от 0.5×0.25 до 1.5×0.5 мм. Величина коэффициента удлинения индивидов колеблется в пределах 1-3.5. Вектор удлинения направлен в сторону роста секреции. На фронтальной границе зоны зерна доломита имеют ромбоэдрическую огранку и не несут следов растворения. Ширина зоны около 2 мм.

2. *Кварц микро-тонкозернистый*, размер индивидов колеблется в интервале 0.015-0.03 мм. Ширина зоны 0.35 мм.

3. *Кварц секториально-перистый*, халцедоновидный. Индивиды соразмерны с шириной зоны – 0.2 мм.

4. *Кварц неравномернозернистый*. Основная масса представлена агрегатом изометричных зерен размером 0.015-0.03 мм. На фоне этой массы наблюдаются мелкозернистые участки с величиной индивидов 0.07-0.1 мм. Ширина зоны 1 мм.

5. *Кварц секториально-лучистый*, халцедоновидный. Ширина зоны 0.13 мм.

6. *Кварц среднезернистый*. Представлен агрегатом субпараллельно ориентированных ламеллевидных зерен размером от 0.15×0.1 до 0.3×0.15 мм. Величина коэффициента удлинения индивидов изменяется в пределах 1.3-2.6. Ширина зоны 0.35 мм.

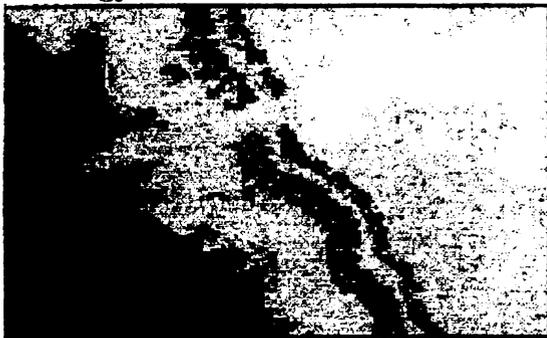
7. *Чередование* нечетко ограниченных подзон *тонкозернистого и мелко-среднезернистого кварца*. Форма зерен в обоих типах агрегата субизометричная. В направлении роста секреции размер зерен в подзонах существенно возрастает. В подзонах тонкозернистого кварца он колеблется от 0.015-0.03 до 0.07-0.1 мм, в подзонах мелко-тонкозернистого кварца он достигает 0.15-0.2 мм. Ширина подзон варьирует в интервале 0.16-0.3 мм. Общая ширина всей зоны составляет 2.3 мм.

8. *Кварц в основном крупнозернистый, микродрузовидный*. Зона начинается подзоной геометрического отбора с размером зерен от 0.16×0.035 до 0.35×0.13 мм. Величина коэффициента удлинения индивидов составляет здесь 2.7-4.6. Далее подзона геометрического отбора быстро сменяется плотным агрегатом субпараллельно ориентированных ламеллевидных зерен, размер которых варьирует от 1.8×0.82 до 3.8×1.15 мм. Величина коэффициента удлинения индивидов в этой подзоне изменяется в пределах 2.16-4.5. В центральной части секреции форма зерен кварца становится более изометричной. Общая ширина всей зоны 5 мм.

9. *Реликтовая секреторная полость* шириной до 2 мм (может отсутствовать).

Оптическая и электронная микроскопия выявляет весьма резкие, абсолютно контрастные границы между карбонатными и силицитовыми зонами исследуемых тел (рис. 2), что свидетельствует о реализации при их образовании

Si K α



Ca K α



6 mm

Si K α



Ca K α

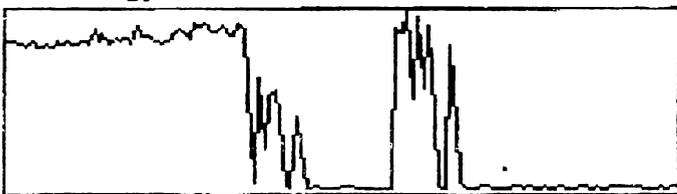


Рис. 2.

Результаты сканирования тела кварцин – кварцевой секреции. РЭМ JSM-6400.

Внизу – кривые изменения концентрации основных элементов состава минералов кремнезема (Si) и доломита (Ca)

не метасоматического, а ростового механизма. Последнее согласуется с выше-
деланным выводом о секреторной природе рассматриваемых объектов.

Минералы кремнезема в исследуемых секрциях имеют исключительно
нормальное погасание, что служит показателем отсутствия признаков их по-
сткристаллизационных пластических деформаций. Степень кристалличности
минералов определялась рентгенодифракционным [7] и ИК-
спектроскопическим [2] методами. Согласно полученным данным минералы
кремнезема исследуемых секрций характеризуются высокими величинами как
рентгеновского индекса кристалличности ($CI = 8-9.2$), так и инфракрасного
($K_{ик} = 38-42$), отвечающими параметрам кварца и кварца. Последнее свиде-
тельствует о том, что рассматриваемые секрции нацело сложены только высо-
кокристалличными модификациями SiO_2 . Это принципиально отличает иссле-
дуемые образования от типичных агатовидных секрций, выявленных к на-
стоящему времени в Тимано-Уральском регионе [1; 3; 4].

Весьма важное значение для генетической оценки и реконструкции ис-
следуемых объектов имеет сложный парагенезис микроминералов, обнаружен-
ных в виде ростовых включений в новообразованном доломите карбонатной
оторочки и в силицитовом теле секрций. В состав упомянутого парагенезиса
входят следующие минералы.

Наиболее распространенным микроминералом в секрциях является
пирит, который в большинстве случаев наблюдается в виде ограниченных ме-
такристаллов пентагондодекаэдрического габитуса. Размер кристаллов колеб-
лется в пределах 15-30 мкм. Большая часть включений пирита в разной степени
подвергнута псевдоморфному замещению гидрогетитом (рис. 3), что свиде-
тельствует о значительной интенсивности более поздних гидролитических про-
цессов.

Сфалерит встречается в виде одиночных выделений изометричной или
неправильной формы размером 14-35 мкм. По составу это практически безже-
лезистый Cu-Cd-содержащий минерал: $(Zn_{0.96-0.98}Cd_{0.01-0.02}Cu_{0.01-0.03})S$.

Халькопирит представлен редкими зернами неправильной формы
размером до 10 мкм. В некоторых зернах фиксируется эмульсия *сфалерита* и
галенита, размер эмульсионных выделений не превышает 0.5 мкм. Последнее
отражается и на эмпирических данных о составе исследуемого минерала: $Fe_{0.95-1}(Cu_{0.97-1.01}Zn_{0.03-0.04})S_2$. Изредка халькопирит наблюдается в форме тонких кайм
обрастания вокруг зерен сфалерита. Толщина таких кайм не превышает 1-3
мкм.

Включения кислородных соединений в исследуемых секрциях пред-
ставлены идиоморфными зернами **фаялита** и **ферросилита**, размер которых
не более 3-15 мкм. Кроме того, встречаются неправильные и кристалломорф-
ные выделения **барита** и **апатита** размером 3-10 мкм. Барит изредка наблю-
дается в виде каемок обрастания вокруг субмикронных зерен пирита. Ширина
каемок – доли микрона. В качестве более редких микроминеральных примесей
выступают субизометричные зерна необычного **олово-кремнивого окси-
да** – $(Si_{0.28-0.75}Sn_{0.72-0.25})O_2$, **медно-цинкового арсеносульфата** с примерной
стехиометрией $(Zn_{0.57-0.6}Cu_{0.4-0.43})[(S_{0.87-0.9}As_{0.1-0.13})O_4]$, **медно-цинкового**

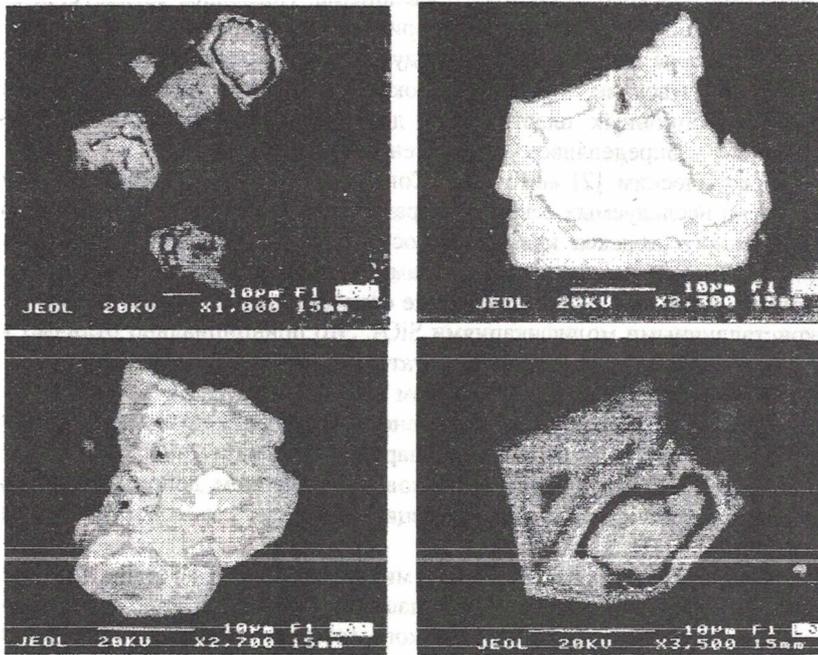


Рис. 3. Метакристаллы пирита, псевдоморфно замещающиеся с поверхности гидрогетитом

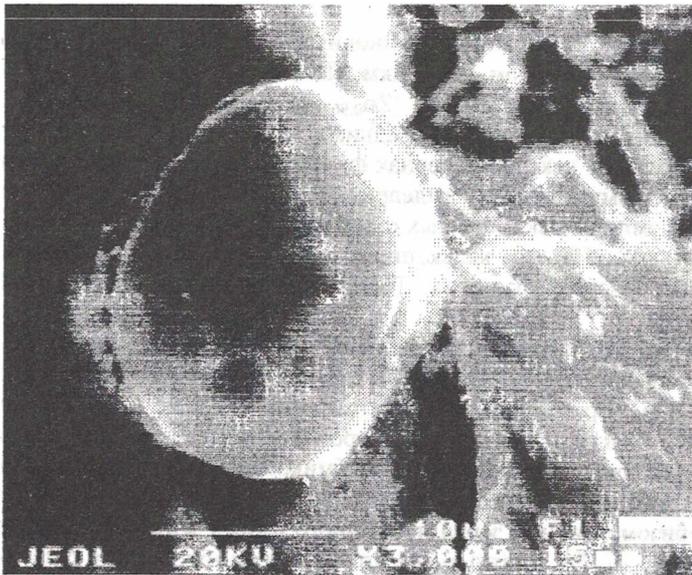


Рис. 4. Глобулярная форма К-Мг-Са хлорида в поре вскрытого в переотложенном доломите газово-жидкого включения

сплава – $(\text{Cu}_{0.63}\text{Zn}_{0.36}\text{Fe}_{0.1})$ и самородного олова. Размер зерен этих минералов не превышает 1.5-3 мкм.

Наконец, в зоне переотложенного доломита, в каверне вскрытого газо-вожидкого включения нами были обнаружены единичные глобулярные формы (рис. 4). Анализ показал наличие хлорида примерного состава $(\text{Ca}_{0.67}\text{Mg}_{0.2}\text{K}_{0.13})\text{Cl}$.

Обобщение полученных данных позволяет сделать следующее заключение. Исследуемые секрции по отношению к вмещающим доломитам являются несомненно эпигенетическими. По способу образования это результат зарастания палеополостей в направлении от стенок в центр. Процесс секрецирования, очевидно, начался с растворения и переосаждения доломитового вещества рамы на стенки палеополости. Состав доломита при этом почти не изменился. Некоторое сокращение в переотложенном карбонате содержания марганца может указывать скорее на щелочной, чем на кислый характер растворов.

Переход к силицитной седиментации был очень резким, как это обычно и отмечается для подобных образований. Однако отсутствие в рассматриваемом случае халцедона и кварцин–кварцевый состав минералов SiO_2 свидетельствуют о более низкой степени пересыщения минералообразующих растворов, чем это предполагается для агатовидных, преимущественно халцедоновых секретий. Не исключено, что это противоречие объясняется относительно более высокотемпературными условиями образования исследуемых секретийных тел. На последнее может указывать, в частности, и сфалеритовая эмульсия в зернах халькопирита [5].

Микроминеральные включения в силицитовой части тела секретий – интерметаллиды и кислородные соединения – являются по отношению к кварцу скорее всего синкристаллизационными и, очевидно, коррелируются со щелочно-ультраосновным составом пирокластического цемента тектонитов. Сульфиды, встречающиеся в основном в зоне вторичного доломита, напротив, обнаруживают признаки наложения. Их появление в секретиях связано, вероятно, с более поздним эпигенетическим процессом. Важно также отметить, что реконструированная нами последовательность отложения сульфидов в рассматриваемых секретиях (пирит → сфалерит → халькопирит → барит) совпадает с хорошо известной генеральной последовательностью минералообразования на стратиформных полиметаллических месторождениях в карбонатных породах [5].

Выражаю благодарность И.И. Чайковскому за предоставление образцов и обсуждение результатов исследования.

Библиографический список

1. Ведерникова Л.В., Силаев В.И. Анатомия и микроструктурно-морфологическая характеристика агатовидных секретий Полярного Урала // Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1997. С. 71-84.
2. Плюснина И.И. Модификационные превращения и кристалличность кварца и халцедона // ДАН СССР. 1980. Т.253, № 5.
3. Рожкова В.В. Морфология и свойства северотиманских агатов // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар: ИГ Коми ФАН СССР, 1984. С.70-77.

4. *Силаев В.И., Любоженко Л.Н., Лютов В.П.* Анкерит-кварц-халцедоновая минерализация - мезозойский этап гидротермальной минерализации на Полярном Урале // *Минералы и минеральные месторождения Европейского Северо-Востока России*. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 1994. С. 4-19.
5. *Силаев В.И., Тихомирова В.Д.* Генетикоинформационные функции свойств рудных минералов стратиформных месторождений // *Новые идеи в генетической минералогии*. Л.: Наука, 1983. С. 100-107.
6. *Чайковский И.И., Морозов Г.Г., Тетерин И.П.* Структурно-геологическая природа тиллитовидных пород р. Чурочной // *Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. конф.* / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 103-104.
7. *Яковлева М.Е., Свейникова О.Л., Бут Т.С.* О рентгеновской диагностике кварца и халцедона // *Новые данные о минералах СССР*. 1976. Вып. 25.

Ю.В. Шурубор

Пермский технический университет

ОБ АЛМАЗОПОИСКОВОМ ЗНАЧЕНИИ БУРОЖЕЛЕЗНЯКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИЗЕЛОВСКОГО И КЫНОВСКОГО ТИПОВ

Начиная с позднепермского времени самой характерной гидрогеологической особенностью каменноугольных, верхне- и среднедевонских осадочных толщ Кизеловского бассейна (западный склон Среднего Урала) является перемежаемость наклонно залегающих водоносных горизонтов, резко отличающихся по кислотности и окислительно-восстановительному потенциалу своих вод, что обусловлено наличием в упомянутом интервале геологического разреза хорошо выдержанных по простиранию практически непроницаемых пластов глинистых пород, разобщающих в разной мере пиритизированные (от богатых пиритом до почти стерильных по сульфидам) имеющие обширные выходы на земную поверхность и изолированные от нее пачки глинисто-терригенных и карбонатных пород. Любая пертурбация, нарушающая разобщенность горизонтов с кислыми и щелочными, богатыми и бедными кислородом водами, приводила к активизации геохимических процессов, в частности, проявлявшейся в выносе железа, кремнезема и других компонентов из одних горизонтов и их перемещении в другие горизонты и толщи, к земной поверхности или в земные недра. При возникновении соответствующих геохимических барьеров перемещению сопутствовало образование мест концентрации вынесенных компонентов, представленных, например, железорудными залежами или зонами окремнения.

Основные виды пертурбаций: раскрытие разрывных нарушений, обеспечивающее смешивание различных по составу пластовых вод с поверхностными или более глубинными водами; связанное с эволюцией рельефа и климата усиление или ослабление подпитывания того или иного наклонно залегающего горизонта поверхностными водами и кислородом. Такого рода пертурбациями обусловлено и формирование широко известных бурожелезняковых месторож-

дений кизеловского типа [2]. Указанные месторождения приурочены к глубоким (до 50 ...100м) карманам выветривания, сопровождающим многие зоны крупных разрывных нарушений. Оруденению подверглись падающие в сторону нарушений пачки выветрелых песчаников и аргиллитов, нередко и сверху, и снизу ограниченные глинистыми водоупорами. В кармане выветривания палеозойские песчаники и аргиллиты превращены (соответственно) в песок с отдельными обломками и глыбами плотного песчаника и в глины со скоплениями песка, но в той мере, в какой этому не препятствует рост толщин песчаных прослоев из-за «пропитывания» гидрогетитом и гетитом, сохраняющих свое первоначальное наклонное залегание.

Исследование месторождений кизеловского типа [2] позволило отнести их к инфильтрационным образованиям коры выветривания, «приписать» наиболее крупным из них позднеюрский возраст. Выяснено, что некоторые рудопроявления того же характера образовались частично до этого «пикового» момента, а частично - значительно позже (даже в начале четвертичного периода?); что образованию бурожелезняковых залежей предшествовало формирование небольших тел плотных гематитовых руд (местное наименование - «огневка») в окрестностях пос. Усьва; что процессы мобилизации железа каменноугольных и девонских толщ продолжались и в голоцене, приводя к появлению «поддерновых» тел бурожелезняковых натечных туфов и железистых охр (отложения железистых источников).

Залежи «огневки» приурочены к сводам небольших «антиклиналей», осложняющих поверхности пологих тектонических контактов, по которым сульфидоносные терригенные или карбонатные породы «соприкасаются» с карбонатными породами, не содержащими сульфидов и близ тел «огневки» подвергшимися перекристаллизации, доломитизации и гематитизации. Штуфы «огневки» по составу приближаются к минералогически чистому гематиту; содержат пустоты, на стенках которых наблюдаются скопления кристалликов кварца; отличаются обилием зеркал скольжения. По-видимому, время формирования проявлений этих руд совпадает со временем возникновения большинства разрывных дислокаций Кизеловского бассейна (конец пермского периода - начало мезозойской эры), а по генезису руды можно отнести к латерально-секреционным образованиям (термин, охватывающий и общеизвестные процессы формирования жил альпийского типа, но применимый не только к прогрессивному, но и к регрессивному метаморфизму).

Таким образом, имеет смысл говорить о характерном для Кизеловского бассейна процессе перераспределения железа каменноугольных и девонских пород, начавшемся в конце пермского периода формированием небольших тел плотных гематитовых руд латерально-секреционного генезиса, примерно с юрского периода сменившемся образованием инфильтрационных бурожелезняковых месторождений кизеловского типа, а в четвертичное время - формированием «поддерновых» натечных бурожелезняковых туфов и железистых охр. Аналогичные механизмы перераспределения железа (и дезинтеграции песчаников, глинизации аргиллитов) действовали и за пределами Кизеловского бассейна, где известны очень сходные с залежами кизеловского типа железорудные ме-

сторождения Кыновской группы, рудопроявления «огневки» (Исаковский и Койвинский рудники в Кузьинско-Папийском районе).

Опираясь на изложенные представления о механизме образования залежей кизеловского и кыновского типов, о возможном алмазопоисковом значении этих залежей на первый взгляд допустимо говорить лишь в том смысле, что одни и те же разрывные нарушения могли контролировать как формирование оруденелых карманов выветривания, так и размещение гипотетических позднепермских или более молодых тел магматических горных пород - первоисточников алмаза. Однако факты, обзор которых дан Л.П.Нельзиным [1], заставляют думать, что связи железного оруденения с алмазонасностью носят более тесный характер, а ключом к их познанию может послужить предложенная в той же работе [1] модель воронкообразного «ядра», сложенного галлуазит-монтмориллонитовыми кораами выветривания горных пород-первоисточников алмаза и окруженного железорудной «скорлупой-оболочкой».

Известные к настоящему времени данные о бурожелезняковых месторождениях кизеловского и кыновского типов вполне совместимы с допущением, что нами [2] при изучении этих объектов упускались некоторые очень важные обстоятельства: наличие близ оруденелых зон штокообразных «ядер глинистых пород», тяготеющих к рудоконтролирующим разрывным нарушениям, а в самих рудоносных пачках - признаков увеличения их толщин не только из-за «пропитывания» прослоев дезинтегрированных песчаников гидрогетитом и гетитом, но и за счет послойных инъекций глинистого материала «ядер». Если упущение имеет место, перечень пертурбаций, которыми стимулировалось формирование железорудных месторождений, придется дополнить контролировавшимися зонами разрывных нарушений поступлениями из глубоких горизонтов земной коры значительных масс специфического глинистого вещества (СГЛВ), в дальнейшем ставших причиной ощелачивания пластовых вод (в работе [2] предполагалось, что ощелачивание вод связано с их циркуляцией в карбонатных толщах). Возможным источником СГЛВ «ядер» и послойных инъекций следует считать силурийские тела глинизированных взрывных брекчий ультраосновных щелочных базальтоидов, близких к описанным в работе [3]. Правдоподобный механизм внедрения глинистых масс – послекарбонатный дислокационный диапиризм и грязевый вулканизм [4].

Следовательно, бурожелезняковые залежи, сопровождаемые «глинистыми ядрами», могут быть использованы для выявления позднепермских – раннемезозойских дислокационных диапиров и реликтов мезо-кайнозойских грязевых вулканов, часть из которых предполагается связанной со скрытыми на значительных (сотни метров) глубинах телами взрывных брекчий - вероятных первоисточников алмаза.

Библиографический список

1. Нельзин Л.П. Перспективы поисков первоисточников алмазов и других полезных ископаемых на западном склоне Урала // Проблемы геологии Пермского Урала и Предуралья: Материалы регион. науч. конф./ Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 61-64.

2. Шурубор Ю.В. О бурожелезняковых залежах кизеловского типа // Геология рудных месторождений. 1960. №5. С. 113-117.
3. Его же. Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала // ДАН СССР. 1967. Т. 177, №4. С. 917-919.
4. Его же. К обоснованию модели мозаичной алмазоносной толщи с проявлениями дислокационного диапиризма и грязевого вулканизма // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 40-43.

И.И. Чайковский
Пермский университет

ИЗОТОПНАЯ ПРИРОДА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД ЯКУТИИ И СЕВЕРНОГО УРАЛА

Изучение изотопного состава С и О карбонатов весьма эффективно при анализе месторождений самого различного происхождения: от эндогенных карбонатитовых и гидротермальных до осадочных и гипергенных.

Несмотря на многочисленные данные по изотопии углерода и кислорода, генетическая типизация карбонатов из кимберлитов до сих пор отсутствует. Вероятно, это обусловлено продолжительной эволюцией эндогенного материала в мантии, в процессе подъема магмы и в приповерхностных условиях, а также многократным переотложением и вовлечением С и О различной природы.

Для мантийного диоксида углерода характерны следующие значения: $\delta^{13}\text{C} = -5,0 \dots -7,0$ и $\delta^{18}\text{O} = -5,6 \dots -8,2$ ‰ [2; 10]. Следовательно, наличие минералов с близкими величинами могло бы отражать участие мантийных флюидов, и в частности углекислоты, в образовании пород, выполняющих алмазоносные трубки. Однако такие карбонаты в кимберлитах попадаются крайне редко. Подобный состав зафиксирован только в молодых щелочно-ультраосновных породах севера Сибирской платформы (трубки Обнаженная, Хризолитовая, Оливиновая, Второгодница и др.) [4]. Большая же часть кимберлитов обогащена тяжелым изотопом кислорода и легким углерода, в том числе и их массивные разности, наименее подверженные процессам поздней карбонатизации. Не отвечают карбонатитовым и микролиты кальцита трубки Удачная ($\delta^{13}\text{C} = -3,6 \dots -4,3$ и $\delta^{18}\text{O} = 15 \dots 16,5$ ‰), магматическая природа которых не вызывает сомнения [4].

Какими же процессами вызвано изменение первичного мантийного соотношения изотопов? Вариации составов объясняются в основном процессами фракционирования (в закрытой системе) или контаминации (в открытой). Увеличение содержания ^{12}C и ^{18}O в алмазоносных породах связывается [4] с привнесением углекислоты, образованной за счет окисления органического вещества. Существует также представление о том, что карбонатное вещество могло ассимилироваться кимберлитовыми расплавами в результате субдуцирования осадочных комплексов в краевых частях платформ [1] и, следовательно, обогатиться более тяжелыми изотопами О и С.

Данные о пространственном распределении изотопных составов элементов в карбонатах из массивных кимберлитов различных районов Сибирской платформы [4] позволили нам отметить следующую закономерность. При переходе от северных слабоалмазоносных полей к алмазоносным центральной части кратона карбонат постепенно обогащается «тяжелым» кислородом и «легким» углеродом. Изменение изотопного состава происходит почти линейно в следующей последовательности: Куокское и Лукачанское поле → Чомурдахское, Укукитское → Далдыно-Алакитское, Малобатуобинское (рис.1). Из общей последовательности выбиваются только кимберлиты Верхнемунского поля центра Сибири, которые наиболее бедны ^{13}C . Это позволяет говорить о том, что изотопный состав С и О зависит от пространственного положения алмазоносных трубок на платформе. Закономерное облегчение углерода и утяжеление кислорода от края платформы к ее центру противоречит представлениям о субдукционной природе карбонатного вещества в мантии и о привносе углекислоты, образованной за счет окисления органического вещества, хотя плавление осадочных карбонатов под влиянием кимберлитовых или других расплавов вполне возможно. Процессы плавления эвапоритовых доломитов под действием трапповой магмы установлены в Ангаро-Илимской группе месторождений [8]. Вероятно, этим же явлением можно объяснить необычно тяжелый ($\delta^{13}\text{C} = -0,4$, $\delta^{18}\text{O} = 27,1$ ‰) изотопный состав элементов карбонатных ликвационных выделений в кимберлитах Благодатского комплекса [9].

При переходе к центральной части платформы не только изменяется изотопный состав С и О, но и возрастает содержание карбонатной составляющей в кимберлитах. В соответствии с современными представлениями именно карбонатизация гранатового перидотита и является причиной образования кимберлитового расплава [5]. Более того, установлено, что растворимость CO_2 в кимберлитах находится в прямой зависимости от давления [11]. То есть чем глубже заложен очаг, тем выше содержание диоксида углерода в расплаве. Отмечено [6], что количество карбоната мантийного происхождения в кимберлитах может достигать 50%. Примечательно, что на диаграмме (рис. 1) область массивных кимберлитов почти полностью перекрывается полем обычных каменных хондритов, наиболее близких по составу к мантии.

Углекислота, близкая по соотношению изотопов к мантийной, зафиксирована в молодых, наименее измененных монтичеллитовых кимберлитах севера Сибири. Они характеризуются относительно низким содержанием карбонатного компонента и простым (однофазным) строением тел. Древние трубки, расположенные в центральной части платформы, намного богаче диоксидом углерода, более разнообразны петрографически, сильнее изменены и сложнее устроены. Отсюда можно констатировать, что обогащение легким углеродом и фациальные особенности кимберлитов обусловлены флюидным режимом в верхней мантии. Об этом же свидетельствуют установленные в самом алмазе сверхплотные включения CO_2 , карбонатов и высококальциевых пироксенов, кристаллизация которых была возможна лишь из ультракальциевых карбонатно-силикатных расплавов [7].

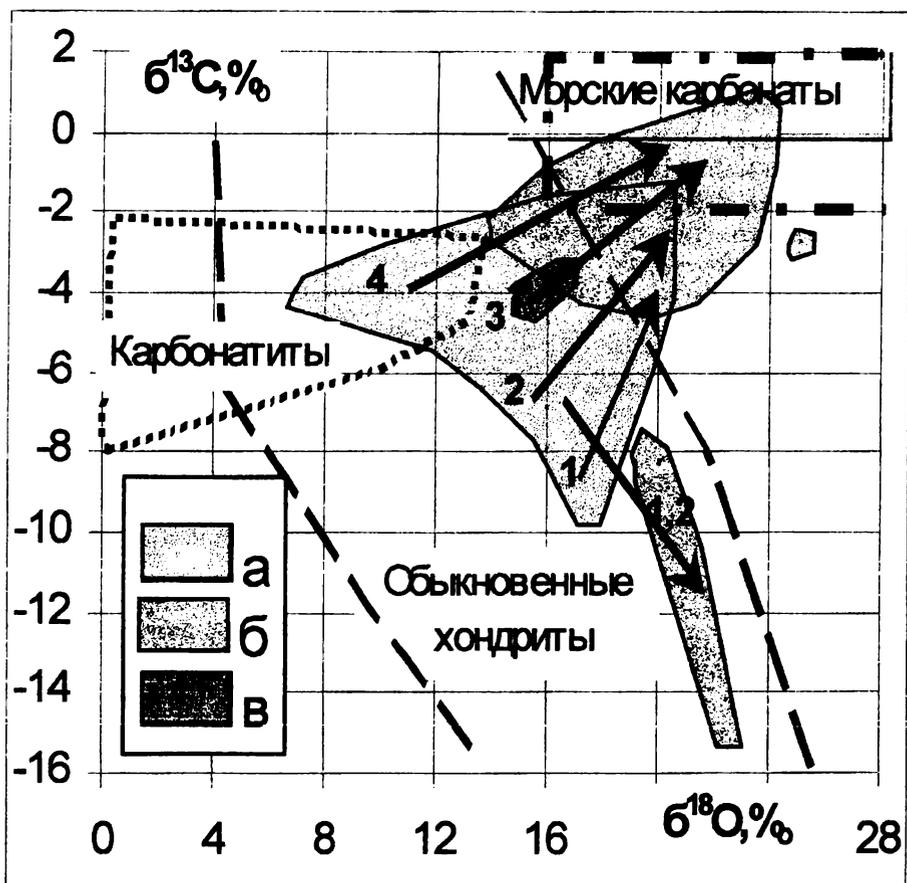


Рис. 1. Изотопный состав С и О карбонатов в кимберлитах Сибирской платформы (по материалам Галимова, Уханова, 1989). Обозначены поля: а – массивных кимберлитов, б – брекчиевидных кимберлитов, в – микролитов магматического карбоната из трубки Удачная. Стрелками обозначены усредненные эволюционные тренды изотопного состава карбонатов различных кимберлитовых полей: 1 – Верхнемунского, 2 – Малобатуобинского и Далдыно-Алаakitского, 3 – Чомурдахского, Укукитского и Лукачанского, 4 – Верхне-Молодинского и Куокского

Продолжительное взаимодействие углерода флюидов с силикатным материалом, вероятно, приводило к связыванию тяжелого изотопа образующимися алмазами (и карбидами). Существенным фактором, вызывающим облегчение С подвижной фазы, является, возможно, изотопный эффект, происходящий при синтезе высокомолекулярных соединений углерода из низкомолекулярных. Подобные углеводороды и даже битумоиды с $\delta^{13}\text{C} = -22,68 \dots -31,84 \text{ ‰}$ установ-

лены в виде включений в гранатах из трубки Мир и в минералах щелочно-ультрасосновных пород [3]. Изменение изотопного состава углерода в процессе длительного фракционирования логично объясняет промышленную алмазность трубок центральной части платформы и ее отсутствие в кимберлитах периферии. Перикратонные области, характеризующиеся малыми мощностями коры, проницаемы для флюидов и обеднены углекислотой, состав которой изотопно не дифференцирован. На удалении от края, где поверхность мантии опущена, очаги возникают на большей глубине, они богаче CO_2 и обеднены ^{13}C за счет связывания тяжелого изотопа кристаллизующимися алмазом и карбидами. Таким образом, заложенные под разными частями кратона, кимберлитовые очаги унаследуют от мантии изотопные составы С и О.

Наряду с изменениями соотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, обусловленными пространственным положением трубок на платформе, содержание изотопов в карбонатах определяется фаціальными обстановками формирования алмазосных пород. Как известно, трубки выполняются кроме массивных кимберлитов интрузивной фации эксплозивными брекчиями и туфобрекчиями, насыщенными углекислотой с более тяжелыми С и О (рис. 1). Такое распределение изотопов С и О в алмазосных породах связывают [4] с вовлечением экзогенного диоксида углерода из вмещающих карбонатов.

Однако нам представляется, что это не так. Причиной фаціального разнообразия пород является как раз содержание H_2O и CO_2 . Именно накопление газов в головной части флюидно-магматической колонны и вызывает образование пирокластиков (туфы и брекчии), подверженных значительным поздним преобразованиям, в отличие от более глубоких и «свежих» массивных разностей кимберлитов.

Судя по флюидальной ориентировке, характерной для микролитов кальцита [10], они кристаллизовались в процессе подъема кимберлитовой магмы. Однако наряду с ними во фронтальной части потока за счет реакции расплава с водой и углекислотой шел гидролиз силикатов (диопсида, монтichelлита) и массовое образование гидрохимического карбоната и серпентина. Вероятно, при этом и связывались тяжелые изотопы С и О. Следовательно, во флюидной фазе должны были накапливаться легкие углерод и кислород. Подтверждением тому может служить значительное отличие состава прожилков позднего кальцита, крайне обедненного ^{13}C , от такового вмещающих кимберлитов трубки Удачная (рис. 2).

Кроме существенно облегченных по углероду кальцитов карбонаты из прожилков и гнезд образуют еще несколько генетических групп. Одна из них отличается от вмещающих кимберлитов повышенным содержанием ^{18}O . Судя по положению на диаграмме в ряду микролиты \rightarrow кимберлиты \rightarrow прожилки (в т.ч. с сульфидами и сульфатами) и изменению только состава кислорода, можно предположить, что образование этих минералов происходило из не подверженных сильному фракционированию флюидов. Возрастание доли ^{18}O , вероятно, связано с вовлечением атмосферного воздуха, поступившего из вмещающих пород.

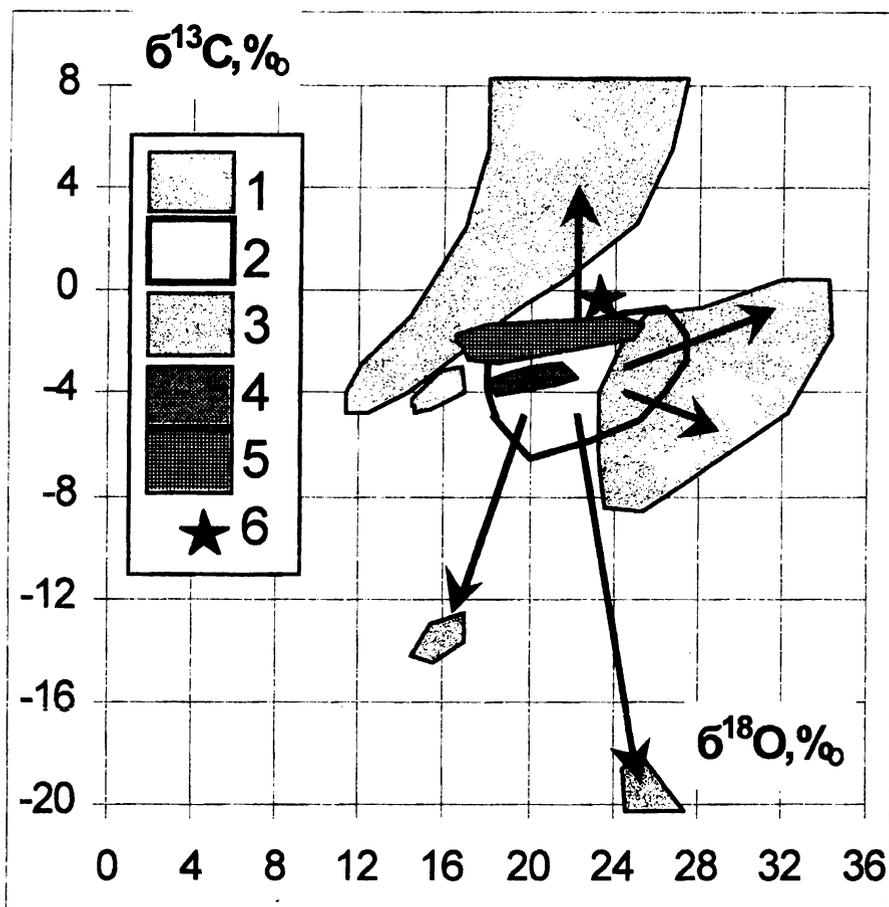


Рис. 2. Изотопные составы С и О карбонатов трубки Удачная (по материалам Галимова и др, Братусь и др). Цифрами обозначены поля: 1—магматических микролитов; 2—из основной массы измененных кимберлитов; 3—из прожилков и гнезд; 4—серпентинизированных ксенолитов; 5—каймы мраморизации на ксенолитах известняков; 6—неизмененные вмещающие трубку известняки. Стрелки — эволюционные тренды гидротермальных карбонатов

Наряду с жилами многими исследователями указывались автолитоподобные конкреции и гнезда коричневого кальцита (иногда с аметистом), содержащие битумоиды. Они отличаются предельно утяжеленным углеродом. Столь необычные составы связываются с вовлечением органического вещества из вмещающих пород [2].

Кроме секретий в кимберлитах трубки Удачная зафиксированы продукты метасоматических процессов – каймы мраморизации на ксенолитах и нацело серпентинизированные обломки пород [4]. Как и следовало ожидать, их составы локализованы между полями вмещающих трубку известняков и магматических карбонатов и являются результатом смешения эндогенного и экзогенного С и О.

Следовательно, изотопный состав элементов в карбонатах из кимберлитов зависит от целого ряда причин. Это продолжительность эволюции мантийной углекислоты, дифференциация, обусловленная накоплением и связыванием флюида в головной части магматической колонны, смешение с органомгенным и карбонатным веществом вмещающих пород. Вероятно, в других трубках к этим процессам могут добавляться инфильтрационная перекристаллизация, термальный метаморфизм под действием различных интрузий и др. Для более корректной интерпретации целесообразно исследовать наибольшее количество фаз, чтобы иметь возможность восстановить баланс изотопов.

Таким образом, основными процессами, вызывающими изменение изотопного состава в кимберлитах Якутии, можно назвать следующие.

1. Под краевыми частями платформы мантия обеднена углекислотой, но ее изотопный состав сохранился первичным. Ближе к центру кратона с увеличением мощности коры в нижележащей мантии возрастает содержание углеродистых флюидов. В процессе их эволюции, обусловленной кристаллизацией алмаза и карбидов, а также полимеризации они обедняются ^{13}C . Кимберлитовые очаги, заложенные в различных частях платформы, унаследуют содержащиеся в мантийном субстрате алмазы, углекислоту и изотопные соотношения С и О.

2. В процессе подъема флюидно–магматической колонны вода и углекислота скапливаются в ее фронтальной части, где вызывают массовые серпентинизацию и карбонатизацию. При этом тяжелый углерод (и кислород) связывается кальцитом, а легкий остается в подвижной фазе.

3. Карбонаты из жильных образований, широко развитых в кимберлитах, связаны флюидами разного происхождения: это растворы с первичным или облегченным при серпентинизации углеродом, вовлеченное органическое вещество из вмещающих пород.

4. Смешение экзогенного (из ксенолитов) и эндогенного (кимберлитового) диоксида углерода приводит к усреднению изотопного состава.

Для восстановления картины минералообразующих процессов на уральских месторождениях и прослеживания изменения баланса изотопов исследовались карбонаты из пирокластитов, вмещающих осадочные породы и жильные образования (таблица).

На примере ряда проявлений (Ефимовка, Чурочная, Волынка, Дресвянка) было установлено, что гнезда карбонатов, локализованные в экзоконтактах тел пирокластитов, унаследуют соотношения, характерные для вмещающих доломитов и известняков. Это явление может объясняться незначительным количеством привнесенной эндогенной углекислоты и ее разубоживанием.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов (‰)

Образец	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Привязка	Характеристика карбоната
Ч-1*	-6,8	18,8	Чурочная	Осадочный доломит чурочной свиты
Ч-2*	-6,8	19,7		Крустификационный доломит в агатовой жеоде среди доломитов
Ч-3*	-9,8	20,6		Метакристаллы анкерита в жиле гидрослюдистого туфа
Р-1	-0,2	26,5	Ефимовка	Осадочный коричневатый доломит колчимской свиты
Р-2	-0,15	25,2		Гнездо светло-серого новообразованного доломита с интерстициальной гидрослюдой
Еф-1*	-0,9	24,6		Рассеянный карбонат в гидрослюдистых туфах
9-1	-14,5 -20,5	12,5 8,0		
Зл-1*	-1,2	24,2	Золотанка	Вмещающий известняк
Зл-2*	1,5	18,5		Гидрослюдисто-кальцитовый туф
Яб-1*	4,2	32,3	Ябуровское	Вмещающий известняк
Яб-2*	-6,4	20,2		Гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты из туфа
Дс-1*	-2,9	17,3	Др. Степь	Карбонатный цемент туфобрекчии
Ив-6*	-12,5	21,7	р. И-Вож	Сферосидерит из туфов
Дв-3	-2,5	25,0	Волынка, 3/132,5	Вмещающий доломит
Тв-3	-2,0	26,5		Перекристаллизованный доломит с прожилками гидрослюды
Д-81	-1,0	22,3	Дресвянка	Доломит колчимской свиты
Д-2	-0,2	22,4		Кальцитовая порода с прожилками гидрослюды
Д-73	-0,4	23,9		
Кр-1*	1,2	21,7	Промысла	Вмещающий доломит
Кр-2*	-1,1	22,5		Сидеритизированный доломит
Б-1*	-0,4	27,1	г. Благодать	Карбонатитовые ликвационные выделения в кимберлите
Ку-1*	-8,9	17,0	п. Кусья	Кальцит-гидрослюдистые сферолиты из туфов
Вк-1*	-3,3	22,4	Верхняя Кама	Кальцитовый цемент юрского песчаника
Вк-3/14*	-11,3	22,0		Метакристаллы сидерита из голубой глины (рудная пачка)

* Анализы выполнены М.А. Кудиновой на масс-спектрометре МИ-1309 в Институте геологии КНЦ УрО РАН. Стандарты: $\delta^{13}\text{C} = -5,4 \text{‰ PDB}$; $\delta^{18}\text{O} = -14,0 \text{‰ PDB}$. Погрешность определения изотопных коэффициентов $\pm 0,2 \text{‰}$. Для разложения карбонатов в вакууме использовалась концентрированная H_3PO_4 . Остальные анализы выполнены в ИГЕМ РАН для ПГТСП Геокарта

Более контрастно проявляется отличие между вмещающими породами и карбонатами, образовавшимися непосредственно в туфовых телах (рис. 3). Это хорошо заметно для Ефимовки и Ябуровской (Акчимского р-на), где новообразованный кальцит из пирокластитов существенно обеднен ^{18}O и особенно ^{13}C . В случае, когда в туфах образуются сидерит и анкерит (Чурочная, Крестовоздвиженская) наряду с обогащением ^{12}C происходит рост $\delta^{18}\text{O}$. Вероятно, повышенное содержание «тяжелого» кислорода не является первичным и связано с более поздним окислением железистого карбоната. Анкериты р. Чурочной и сидериты Илья-Вож и Верхней Камы (рудная пачка) характеризуются близкими изотопными составами, что может свидетельствовать о сходных условиях их образования.

Реже отмечается другая тенденция, зафиксированная в гидрослюдисто-кальцитовых туфах Золотанки. По сравнению с осадочным карбонатом из вмещающих толщ новообразованный обогащен ^{16}O и ^{13}C . Аномальное по отношению к другим пирокластитам поведение изотопов находит логичное объяснение при анализе баланса веществ и механизма формирования этих пород. После инъекционно-метасоматических процессов, сопровождающих внедрение гидроразлизованного туфового материала, от исходного в известняках содержания CO_2 (42,2 мас. %) остается лишь 11,6-27,6 мас. %, которые приходятся на новообразованные кристаллы кальцита. Полное растворение вмещающей породы приводило к изменению (утяжелению) изотопного состава элементов водно-гидрослюдистого раствора. Его пересыщение вызвало кристаллизацию карбоната и фракционирование ^{13}C . Более легкий и подвижный изотоп углерода выносился из системы. Уменьшение $\delta^{18}\text{O}$, фиксируемое также в других проявлениях (где карбонат не окислен), подтверждает более восстановленную и глубинную природу кислорода по отношению к вмещающим породам.

Особняком в ряду уральских карбонатов стоит кальцит из туфобрекчии с Дресвяной Степи. На него приходится более 50 % объема породы, где он не только цементирует обломки пирокластики, но и частично замещает их. Его состав наиболее близок к таковому минералов из карбонатитов и массивных кимберлитов Якутии.

Таким образом, новообразованные карбонаты в уральских пирокластитах имеют значительно более «легкий» изотопный состав С и О, чем породы вмещающей рамы. Можно предположить, что углекислота, содержащаяся в эндогенном материале, была существенно фракционирована в результате предшествующей массовой карбонатизации на более глубоких горизонтах флюидно-магматической колонны. Вероятно, карбонаты Дресвяной Степи и являются свидетелями ранней дегазации внедряющегося относительно неизмененного мантийного материала.

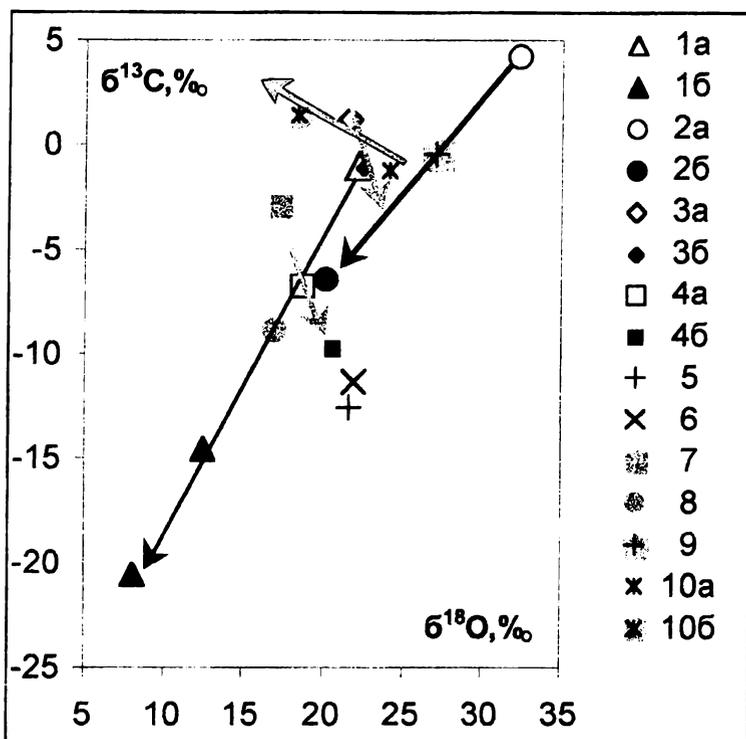


Рис. 3. Изотопный состав С и О карбонатов в уральских пирокластитах и вмещающих породах.

Цифрами обозначены карбонаты из проявлений: 1–Ефимовка (а–вмещающий доломит и б–карбонат из туфа); 2–Ябуровская (а–вмещающий известняк и б–новообразованные гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты); 3–Крестовоздвиженская (а–вмещающий доломит и б–новообразованный железистый карбонат); 4–Чурочная (а–вмещающий доломит и б–анкерит из туфа); 5–Илья-Вож, новообразованный сферосидерит из туфа; 6–Верхняя Кама, новообразованный сферосидерит из рудной пачки; 7–Дресвяная Степь, кальцитовый цемент туфобрекчии; 8–Койва, новообразованные гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты; 9–Благодать, магматический карбонат из кимберлита; 10–Золотанка (а–вмещающий известняк и б– гидрослюдисто-кальцитовый туф). Стрелками показано изменение состава от вмещающих карбонатов к новообразованным

* * *

Анализ изотопного состава карбонатов из уральских месторождений и проявлений алмазов показал следующее.

1. Кальцит, близкий по составу к минералам из карбонатитов и массивных кимберлитов, зафиксирован только в относительно древних туфобрекчиях Дресвяной Степи.

2. Новообразованные карбонаты из более молодых и алмазоносных пирокластитов существенно обогащены легкими изотопами С и О, что может свидетельствовать о сильном фракционировании флюидов в результате предшествующей массовой карбонатизации (кимберлитов?) на более глубоких горизонтах.

3. В случае реакционно-инъекционного замещения осадочных карбонатов флюидонасыщенной пирокластикой образуются породы с высоким содержанием новообразованного кальцита, обогащенного «тяжелым» углеродом. Вероятно, это было вызвано вначале гомогенизацией изотопного состава растворов после растворения вмещающих пород, а затем осаждением менее подвижного ^{13}C , в результате чего его доля в карбонатно-гидрослюдистых туфах увеличивается.

4. Во всех проявлениях, где карбонат не содержит железа и не окислен, отмечается, что привносимый пирокластикой кислород характеризуется изотопно более «легким» составом, чем породы рамы. Это отражает его глубинную природу.

5. Минералы жил и гнезд, связанные с пирокластитам, но локализованные во вмещающих породах, не являются изотопно информативными из-за значительного влияния осадочных толщ.

Автор выражает благодарность геологам ПГГСП Геокарта, В.В. Голдыреву за предоставленные материалы и В.И. Силаеву и за обсуждение результатов исследования. Работа выполнена при финансовой поддержке Пермгеолкома, договор 2/99.

Библиографический список

1. Анфилогов В.Н., Кораблев Г.Г., Кораблев А.Г., Волков А.Ю. Проблемы генезиса карбонатитов, кимберлитов и лампроитов // Урал. мин. сб. / Имин УрО РАН. Миасс, 1999. № 9. С. 124-137.
2. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Кроузе Г.Р. и др. Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальцитовой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. № 3. С. 264-270.
3. Галимов Э.М., Боткунов А.И., Банникова Л.А. и др. Изотопный состав углерода газа и битумоида газовой-жидких включений в гранате из кимберлита трубки «Мир» // Геохимия. 1987. С. 436-437.
4. Галимов Э.М., Уханов А.В. Природа карбонатного компонента кимберлитов // Геохимия. 1989. № 3. С. 337-348.
5. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
6. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986. 261 с.
7. Пальянов Ю.П., Сокол А.Г., Борздов Ю.М., Соболев Н.В. Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат-углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1780-1792.
8. Фон-дер-Флаас Г.С. Гранулированные базальты, карбонатиты и туффзиты в рудных полях Ангарской провинции // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Матер. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 54-56.
9. Чайковский И.И. Кимберлит-карбонатитовая ликвация в вулканиках горы Благодать // Там же. С. 56-59.

10. Устинов В.И., Уханов А.В., Гаврилов Е.Я. Изотопный состав кислорода минеральных ассоциаций на стадиях становления кимберлитов // Геожимия. 1994. № 1. С. 144-148.
11. Dreibus et al. The role of carbon dioxide in the generation and emplacement of kimberlite magmas: new experimental data on CO₂ solubility // Extended Abstr.: VI Int. Kimberlite Conf. Novosibirsk., 1995. P. 138-140.

П.Н. Чашухин, А.Н. Кинев*, Г.В. Лебедев
Пермский университет, *ПТГСП Геокарта

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАШИЙСКОГО УЧАСТКА

Исследуемый участок расположен в западной части Горнозаводского района Пермской области (бассейны рек Пашийки, Северной, Водяной и Талой). В геологическом строении территории принимают участие терригенные породы нижнего и верхнего венда, на которых со структурным несогласием залегает комплекс терригенно-карбонатных пород девона-карбона. Контакт между комплексами чаще тектонический, по разломам, из которых наиболее крупным является Усть-Тырымский надвиг. В пределах участка находятся россыпи алмазов (реки Северная, Пашийка, Талая), проявления золота (Зыковское, Михайловское) и строительных материалов (известняки). Здесь также широко развиты проявления и непромышленные месторождения бурых железняков и бокситов, часть из которых обработана.

В 1999 г. авторами проводился шлихоминералогический анализ тяжелой фракции рыхлых отложений исследуемого участка с целью выделения аномалиеобразующих минералов, шлихоминералогических ассоциаций и выявления участков с наибольшим содержанием тяжелых минералов с составлением соответствующей карты. В основу исследования положены результаты шлихового опробования, проведенного Промысловским ГПП "Горнозаводскгеология" в 1992-1994 гг. и Вильвенской ГСП ПТГСП "Геокарта" в 1995 и 1997 гг. Всего было изучено около 300 проб, равномерно распределенных по площади. Обработка первичной информации производилась на компьютере путем расчета статистических характеристик с помощью таблиц Excel и построения карт в изолиниях содержаний по программе Surfer.

В целом следует отметить, что минеральный состав тяжелой фракции в значительной степени определяется составом коренных пород. Часто встречаются гидроксиды железа, акцессорные минералы терригенных пород (циркон и др.), фосфатные обломки из отложений бутонской и керносской свит. Однако наибольший интерес представляют минералы, которые могут быть индикаторами на обнаружение коренных месторождений алмазов и золота. По генезису эти минералы сгруппированы в четыре парагенетические ассоциации: 1) минералы алмазоносных ультраосновных пород: хромит, хромдиопсид, оливин, флоренсит, циркон кимберлитового типа (?); 2) минералы метаморфического

происхождения: кианит, ставролит, альмандин, корунд, графит; 3) минералы гидротермального происхождения: золото, киноварь, реальгар, халькопирит, пирит, сфалерит, барит, галенит; 4) минералы щелочных пород: ксенотим, монацит, щелочная роговая обманка. Примечательно, что наиболее контрастные аномалии минералов – спутников алмазов локализованы вблизи "головок" алмазных россыпей. Более того, в этих аномалиях встречаются минералы, которые не относятся к числу устойчивых при транспортировке. Все это может свидетельствовать о близости коренного источника. Отметим также, что в северо-восточной части участка по фондовым материалам (Богомолов, 1958) известны находки минералов – спутников алмазов (пироп, хромдиопсид). К этой же зоне примыкает минералогическая аномалия хромшпинелидов, хромпикотита, циркона кимберлитового типа и платины.

Сульфиды, характерные для низкотемпературного гидротермального процесса, образуют значительные скопления близ Михайловского проявления золота, где по данным шлихового опробования Промысловского ГПП в аллювии зафиксировано его высокое содержание. Интересно, что аномалии минералов метаморфического (кианит, ставролит, гранат, корунд) и гидротермального происхождения (реальгар, киноварь, барит) пространственно совпадают с площадями распространения минералов – спутников алмазов.

Выше приведенные данные могут быть интерпретированы следующим образом. Исследуемый участок находится в зоне глубинного разлома, расположенного в западном борту рифей-вендского Кваркушско-Каменногорского рифта. К нему приурочена западная полоса россыпной алмазоносности в пределах Западноуральского алмазоносного [1]. Очевидно, что глубинный разлом был проницаем для мантийной алмазоносной щелочно-ультраосновной магмы, которая выносила из фундамента минералы метаморфического комплекса. На более поздних этапах по тому же разлому циркулировали гидротермальные растворы, создавшие соответствующую минеральную ассоциацию.

Полученные нами данные о минеральном составе тяжелой фракции рыхлых отложений Пашийского участка во многом аналогичны таковым для Поллодово-Колчимской и Верхне-Ухтымской [2] площадей, алмазоносность которых также установлена. Участок имеет хорошие перспективы на обнаружение коренных источников алмазов.

Библиографический список

1. Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г. Критерии прогнозирования алмазоносных магматитов в условиях западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Матер. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 111-115.
2. Лебедев Г.В., Кинев А.Н. Эндогенная минерализация Верхне-Ухтымской площади // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Матер. регион. научн. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 91-94.

КОРЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ УРАЛА – ОДНА ИЗ ВАЖНЕЙШИХ НАУЧНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ПРОБЛЕМ ПЕРМСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Свыше 172 лет насчитывает история пермских (российских, европейских) алмазов, начавшаяся с находки первого алмаза в долине р. Койвы – левого притока р. Чусовой (бассейн р. Волги и Камы). Почти 60 лет ведется промышленная добыча алмазов единственным в Европе алмазодобывающим предприятием – НП «Прииск «Уралалмаз». При этом по результатам работ последних 50 лет произошло перемещение основного алмазоносного района Урала в бассейн р. Вишеры, однако и на исходе второго тысячелетия не решена главная проблема пермской геологии: до сих пор не найдены не только промышленные коренные месторождения, но и просто первоисточники уральских алмазов в виде магматических алмазосодержащих пород.

Объектом эксплуатации НП «Прииск «Уралалмаз», базирующегося в Красновишерском районе Пермской области, в течение 40 лет являются аллювиальные четвертичные россыпи ряда рек – притоков р. Вишеры (реки Бол. Щугор, Бол. Колчим) и Язьвы (р. Полуденный Колчим), а также россыпи эро-эзионно-карстовых депрессий и контактово-карстовых месторождений (Рас-солонная, Илья-Вожская, «Волынка» и др.) – карстовые промежуточные коллекторы алмазов [1; 2; 3]. В последние десятилетия при участии автора открыты и разведаны аналогичные россыпи алмазов в долине рек Чикмана и Чаньвы (левого притока р. Яйвы), которые уже эксплуатируются «старательским» способом (р. Чикман – «фирмой «Фимэкс») или станут объектами эксплуатации НП «Прииск «Уралалмаз» в ближайшие годы (россыпь р. Чаньвы в среднем течении).

В процессе геологического доизучения площадей в масштабе 1:200000 (Оханская, Кудымкарская, Очерская, Косинская, Верхнекамская площади ГДП 200) выполнен большой объем буровых, горных, геофизических (магнито-, гравитационно-, электроразведка) работ, позволяющих получить новые данные о геологическом строении, тектонике, признаках магматизма на этой территории.

В последние годы Очерской ГСП ПГТП Геокарта проводятся работы по выявлению природы магнитных аномалий «Заполье-1990» в Верещагинском районе, проявления шеелита на участке «Гладкий мыс» в Больше-Сосновском районе и проявлений марганца (пирропозит) на участке «Песьяный лог» Очерского района. Комплекс геофизических, детальных геохимических (по сети 50х25 м), шлиховых и горных работ позволят выявить возможную связь этих проявлений с «молодым» магматизмом территории, в том числе кимберлитовым, и дать более обоснованное направление поискам коренных месторождений алмазов.

Поэтому проблема алмазов Урала может решаться в двух направлениях. Во-первых, это продолжение поисков, разведка и эксплуатация россыпных месторождений алмазов вышеназванных генетических типов в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, что позволит, хотя и не без трудностей, поддерживать уровень добычи пермских алмазов в пределах 0,1 – 1% к общероссийскому.

Во-вторых, перенесение поисков коренных месторождений алмазов в западную, платформенную часть Пермской области с Коми-Пермяцким автономным округом с одновременным проведением здесь геологической съемки или хотя бы геологического доизучения площадей в масштабе 1:200000 (ГДП-200).

В этой связи представляет большой интерес строительство железной дороги, соединяющей Пермскую область с Архангельской, с выходом на побережье Белого моря («Белкомур»), протяженностью 1250 км, которая пройдет по маршруту: ст. Григорьевская на Транссибирской магистрали в пределах Пермской области – г. Кудымкар (Коми-Пермяцкий автономный округ) – г. Сыктывкар (Республика Коми) – г. Архангельск. Дорога должна пересечь территорию, наиболее перспективную на обнаружение коренных месторождений алмазов. Строительство будет сопровождаться большим объемом проектно-изыскательских, инженерно-геологических и других видов работ, поисками месторождений строительных материалов, что в целом обеспечит большой объем геологической информации для оценки перспектив территории, в том числе на коренные месторождения алмазов.

Первым шагом в этом направлении является начало геологического доизучения в масштабе 1:200000 (ГДП-200) Верхнекамской площади, расположенной в восточной части Сарматского нуклеара [4], в пределах площади вероятного распространения коренных месторождений алмазов [5; 6].

Библиографический список

1. Степанов И.С. Новый тип месторождений алмазов на Урале // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, №5. С. 1166-1169.
2. Его же. Карстовые промежуточные коллекторы алмазов на Урале // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1985. №3. С. 60-63.
3. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. Об оценке степени достоверности некоторых находок алмазов // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 73-79.
4. Их же. Предпосылки коренной алмазоносности Сакмарского нуклеара // Сов. геология. 1992. №1. С. 81-84.
5. Их же. Геоморфологические и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т. 128. Вып. 4. С. 56-62.
6. Сычкин Г.Н. Проблема коренных месторождений алмазов Урала – проблема третьего тысячелетия // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всерос. Съезд геологов и науч.-практ. геол. конф.: Тез. докл. СПб., 2000. С. 297.

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
МЕСТРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА**



И.Я. Илалтдинов, К.П. Казымов, В.А. Наумов*, Б.М. Осовецкий,
В.В. Голдырев*, С.В. Наумов
Пермский университет

* Естественнонаучный институт при ПГУ

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАСЕЙНА Р.КОДЗЬ (ВЕРХНЕКАМСКАЯ ВПАДИНА)

Летом 2000 г. совместная экспедиция сотрудников кафедры минералогии и петрографии Пермского университета и Лаборатории геологии техногенных процессов ЕНИ при ПГУ провела полевые исследования в бассейне р.Кодзь (левый приток р.Косы). Основной задачей являлось изучение золото- и платиноносности современного аллювия водотоков, а также вероятных промежуточных коллекторов (пермо-триасовых и юрских крупнообломочных отложений).

Пробы объемом 15 л (на плотную массу) отбирались из песчано-гравийно-галечных отложений русловой фации водотоков, преимущественно на речных косах; в водотоках первого порядка – непосредственно из русла. На некоторых участках русел накапливался только песчаный аллювий, из которого отбиралась проба объемом 8 л. Кроме того, опробованы карьеры пермо-триасовых и юрских отложений. Здесь в пробы обломочный материал отбирался секциями до 0,5 м (по вертикали) из прослоев песчано-гравийно-галечного или песчано-гравийного состава. Особый интерес представляло опробование разреза русловой толщи аллювия первой надпойменной террасы р.Кодзь в районе с. Усть-Березовка, поскольку здесь была экспонирована его полная мощность и вскрыт базальный горизонт, залегающий на плотике пермо-триасовых глинистых пород. Общее количество проб объемом от 8 до 15 л составило 42.

Взяты также три пробы в качестве малых технологических объемом до 75 л. Одна из них представляла среднеюрские мелкогалечные песчано-гравийные отложения и являлась объединенной пробой из нескольких борозд в различных участках карьера. Другая проба была составлена из обломочного материала нескольких закопуш, пройденных в русловой фации по одной линии, ориентированной поперек русла реки в районе с. Усть-Березовки. Третья малая технологическая проба представляла собой обломочный материал русловой фации первой надпойменной террасы, опробованной несколькими вертикальными секциями на всю ее мощность.

Полученная в предыдущие годы информация свидетельствовала о том, что основным промежуточным коллектором золота на территории Верхнекамской впадины являются среднеюрские конгломераты. Исходя из этого была выбрана система опробования, предусматривающая охват всех водотоков, размывающих эти отложения, а также участков долин рек, расположенных ниже по течению.

© И.Я. Илалтдинов, К.П. Казымов, В.А. Наумов, Б.М. Осовецкий, В.В. Голдырев, С.В. Наумов, 2001

Обработка проб осуществлялась по следующей схеме. Непосредственно в месте отбора проводилось грохочение обломочного материала на сетке с ячейками диаметром 4 мм. Мелкообломочная часть пробы доставлялась на стационарный пункт обогащения, где пропусклась через винтовой шлюз с желобом диаметром 250 мм. Первичный концентрат подвергался двукратной перемешке с получением конечного концентрата, соответствующего по составу «серому» шлиху.

В лаборатории проведена обработка концентратов винтового шлюза с использованием на конечной стадии домывки тяжелой фракции в чашке с бромформом. Из полученных ультраконцентратов зерна золота и платиноидов извлечены под биноклем.

Все пробы содержали золото и почти все - платиноиды, основные данные о которых приведены в таблице. Содержание золота в отдельных пробах превышало 180, платиноидов – 40 мг/м³.

По результатам предварительного изучения среди частиц самородного *золота* присутствует несколько *морфологических типов*:

- 1) *типичное россыпное золото* уплощенного облика в относительно более крупных классах и изометрической формы – в тонких;
- 2) *агрегаты мельчайших золотинок неправильной формы*, легко рассыпающиеся на частицы микронного размера при соприкосновении с иглой;
- 3) *предположительно природные амальгамы* серого, золотистосерого цвета, часто с неравномерной окраской в одном зерне.

Гранулометрический состав золотинок из современного аллювия р.Кодзь определен в малых технологических пробах объемом по 75 л рассевом на дробном наборе сит. Общее количество знаков золота в каждой пробе несколько превышало 600. Наиболее крупным по размеру являлся класс 0,315-0,25 мм. Медианный диаметр зерен золота составляет около 100 мкм. В целом золото имеет среднюю степень сортировки по размеру зерен (рис. 1).

Присутствие золота разных типов свидетельствует о существовании разных источников питания россыпей проявлений и различном генезисе золотинок. Одним из основных источников считаются среднеюрские крупнообломочные отложения. Установление золота непосредственно в этих отложениях, опробованных в двух карьерах, подтверждает эту точку зрения.

Другим по характеру является золото, поступавшее в осадочную оболочку в период мезозойской тектоно-магматической активизации. Признаками ее проявления являются специфические формы образования золотинок – агрегаты, амальгамы и др. Кроме того, в аллювии водотоков района исследования постоянно присутствуют киноварь, самородная медь, иногда – самородная ртуть. Все эти признаки свидетельствуют о проявлениях низкотемпературной гидротермальной деятельности, которая может быть приурочена к глубинным разломам и оперяющим их трещинам и по времени связана с этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. В последние годы появляется все больше данных в пользу этой точки зрения [1].

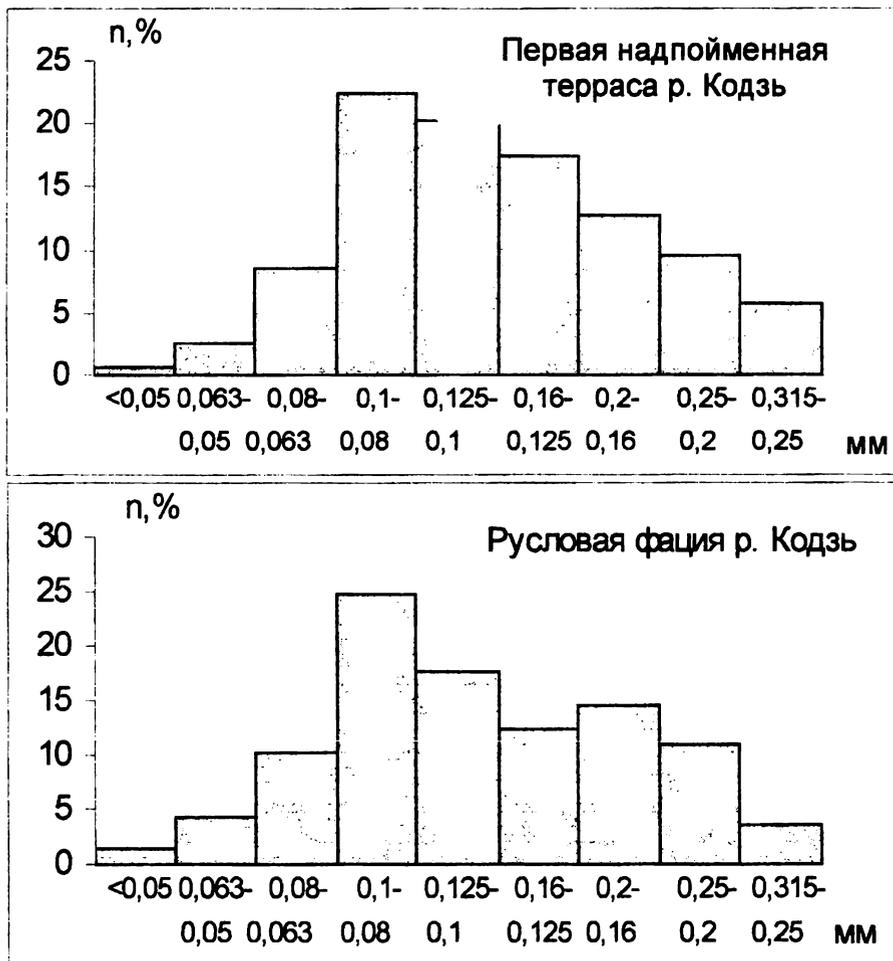


Рис. 1. Гистограммы распределения частиц золота по классам крупности

Платиноиды представлены следующими морфологическими типами:

- 1) *кристаллы рудного облика*, часто кубической формы, реже в виде прямоугольного параллелепипеда или с гексагональным поперечным сечением;
- 2) *пластинчатые неокатанные*, сравнительно крупных размеров;
- 3) *лепешковидные, россыпного типа*.

Относительно первоисточников и промежуточных коллекторов платиноидов может быть несколько точек зрения. Присутствие в тяжелой фракции аллювия водотоков большого количества зерен хромшпинелидов, а также уваровита и пиропа может свидетельствовать в пользу предположения о наличии

поблизости тел ультраосновных пород. В то же время редкие мелкие зерна платиноидов встречены и в юрских породах. Характерно наличие железистых примазок на зернах платиноидов, что может указывать на их пребывание в коре выветривания. Сравнительно низкая степень окатанности (обработанности) минералов платиновой группы, сохранность железистых корочек на зернах не позволяют предполагать их дальний перенос.

*Содержание ценных компонентов в современных отложениях бассейна
р.Кодзь*

№ п/п	Номер пробы	Река	Число знаков		Масса золота, мг	Содержание Au, мг/м ³	Привязка, км (от устья)
			Au	Pt			
1	1/00	Кодзь	150	22	2,10	140	7
2	6/00	«	91	7	0,75	50	11,5
3	7/00	«	77	5	0,80	53	14,5
4	9/00	«	92	1	1,15	77	17,5
5	11/00	М.Кодзь	72	16	0,80	53	1
6	12/00	Кодзь	74	7	0,95	63	15,5
7	13/00	«	81	4	0,50	33	8,7
8	14/00	«	42	4	0,50	33	7,2
9	15/00	«	27	-	1,00	66	6,5
10	16/00	«	65	-	0,95	63	2
11	17/00	«	80	1	0,95	63	3,5
12	18/00	«	34	1	0,25	16	4,5
13	19/00	«	59	30	1,45	97	6
14	20/00	Березовка	90	12	1,30	87	1
15	23/00	М.Кодзь	244	19	2,20	147	6
16	25/00	Березовка	56	-	0,60	40	Приток
17	26/00	«	74	10	1,40	93	«
18	27/00	Кодзь	47	7	1,35	90	«
19	29/00	Коса	73	2	0,50	33	Выше устья
20	30/00	«	165	4	1,35	90	Ниже устья
21	31/00	Кодзь	85	4	0,55	36	1
22	32/00	Березовка	107	8	1,35	90	2
23	33/00	«	28	3	0,45	30	3
24	34/00	«	26	4	0,30	20	4,2
25	35/00	«	50	8	0,65	43	5
26	36/00	«	11	-	0,20	13	5,8
27	37/00	«	279	17	2,75	183	6,8
28	38/00	«	38	1	0,50	33	10,8
29	39/00	«	51	5	0,75	50	9,8

Кумулятивный график распределения частиц золота по крупности соответствует логнормальному усеченному с двух сторон распределению. Усечение кривой в области размерности более 0,3 мм может быть связано с недостаточным объемом пробы. Экстраполяция логнормальной части кривой распределения указывает на возможность встречи редких знаков золота размером до 1 мм. Дефицит тонких и пылевидных знаков золота (усечение кривой в области размеров менее 0,08 мм) обычно обусловлен частичными потерями при обогащении. Однако, судя по углу наклона логнормальной части кривой, эти потери вряд ли превышают 1-2% (рис. 2).

Результаты опробования отложений первой надпойменной террасы путем отбора малообъемных проб показали, что золото распределяется равномерно по всей русловой толще, не концентрируясь у плотика. Такой результат не является неожиданным и вполне согласуется с малым размером золотин и значительной степенью их уплощенности. Среднее содержание золота в русловых отложениях террасы составило 27 мг/м³, что существенно ниже, чем в косовых отложениях современного водотока – 97 мг/м³. Причиной является наложение двух факторов. С одной стороны, при каждом цикле перемыыва аллювия происходит некоторое повышение концентрации золота и, с другой - под влиянием механизма косовой концентрации содержание золота в поверхностном слое аллювия обычно заметно повышается.

В то же время содержание золота в русловых отложениях террасы, по данным исследования малой технологической пробы объемом 75 л, равнялось 131 мг/м³. Эта проба составлялась преимущественно из секций, представляющих приплотиковые отложения и ориентированных вдоль русла реки. Полученный результат, несомненно, указывает на присутствие у плотика золотоносных струй, где концентрируется весьма мелкое и тонкое золото.

Зависимость среднего размера знака золота от его крупности выражается следующими формулами (рис. 3):

$$P = 1,55 d^{2,13} \text{ (для современного аллювия) и}$$

$$P = 1,89 d^{2,20} \text{ (для террасовых отложений),}$$

где P – вес знака, мг,

d – размер знака, мм.

Низкие значения коэффициентов (1,55 и 1,89) свидетельствуют о значительной уплощенности золотин крупных классов. Для сравнения, в большинстве приплотиковых россыпей с мелким золотом эти значения составляют 2,70-5,59. Для косовых россыпей проявлений они существенно варьируют (по нашим данным от 4,79 до 0,28).

Показатель степени, значительно меньший 3,0, свидетельствует о резком повышении степени уплощенности золотин при переходе от мелких классов к крупным. Аналогичный показатель для приплотиковых россыпей с мелким золотом меняется в пределах от 2,26 до 2,68, для косовых россыпей проявлений – от 1,36 до 2,60 [2].

Таким образом, все параметры распределения частиц золота близки к таковым для косовых россыпей проявлений.

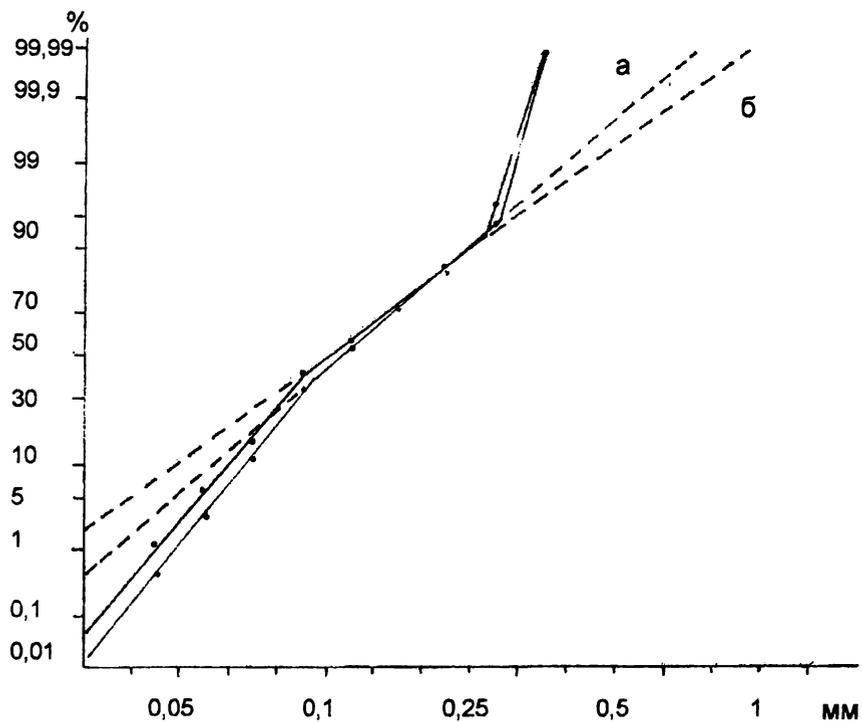


Рис. 2. Кумулятивные кривые распределения частиц золота по крупности (р.Кодзь): а – терраса, б – русловая фация современного аллювия

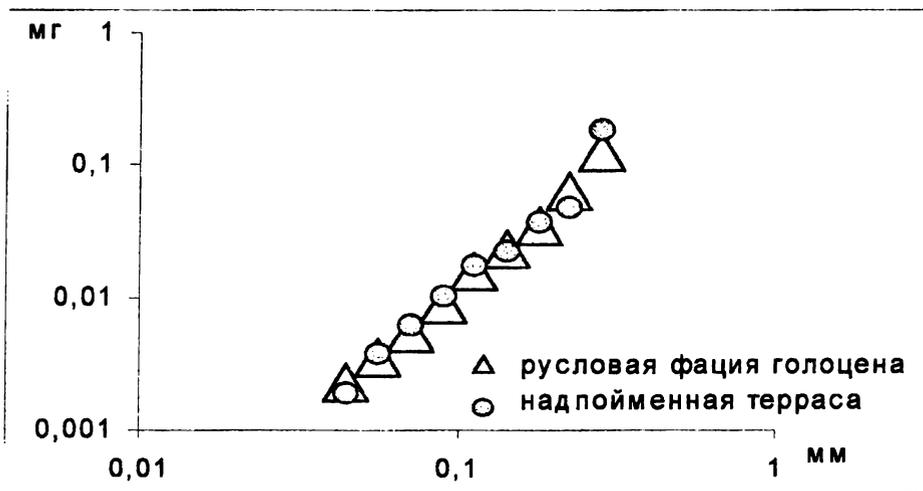


Рис. 3. Зависимость массы знака золота от размера

Библиографический список

1. Илалтдинов И.Я., Казымов К.П., Кожевников А.И. и др. Комплексные минералого-геохимические исследования осадочных пород территории Чувашской Республики // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. конф. Пермь, 2000. С. 65-68.
2. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.

И.Я. Илалтдинов
Пермский университет

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ЗОЛОТА ПАШИЙСКОЙ ПЛОЩАДИ

Изучение химического состава и особенностей внутренней структуры золота проводилось с помощью микрозондового анализа. Особенностью данного метода является возможность определения содержания серебра и золота в микроскопических участках золотин. Результаты определения в значительной мере зависят от внутреннего строения самородного золота [1].

Состав золота из протолок керновых проб изучался в лаборатории минералогии ИГЕМ РАН к.г.-м.н. М.Е. Генераловым, а из шлиховых проб - в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН д.г.-м.н. А.Б. Макеевым.

Всё золото в целом характеризуется как высокопробное, с низким содержанием элементов-примесей, пробность более 900‰. Частота встречаемости таких золотин более 73%. На долю умеренновысокопробного (899-800‰) приходится около 23%. В одном случае установлено относительно низкопробное золото - 793‰ с более высоким содержанием серебра (рисунок).

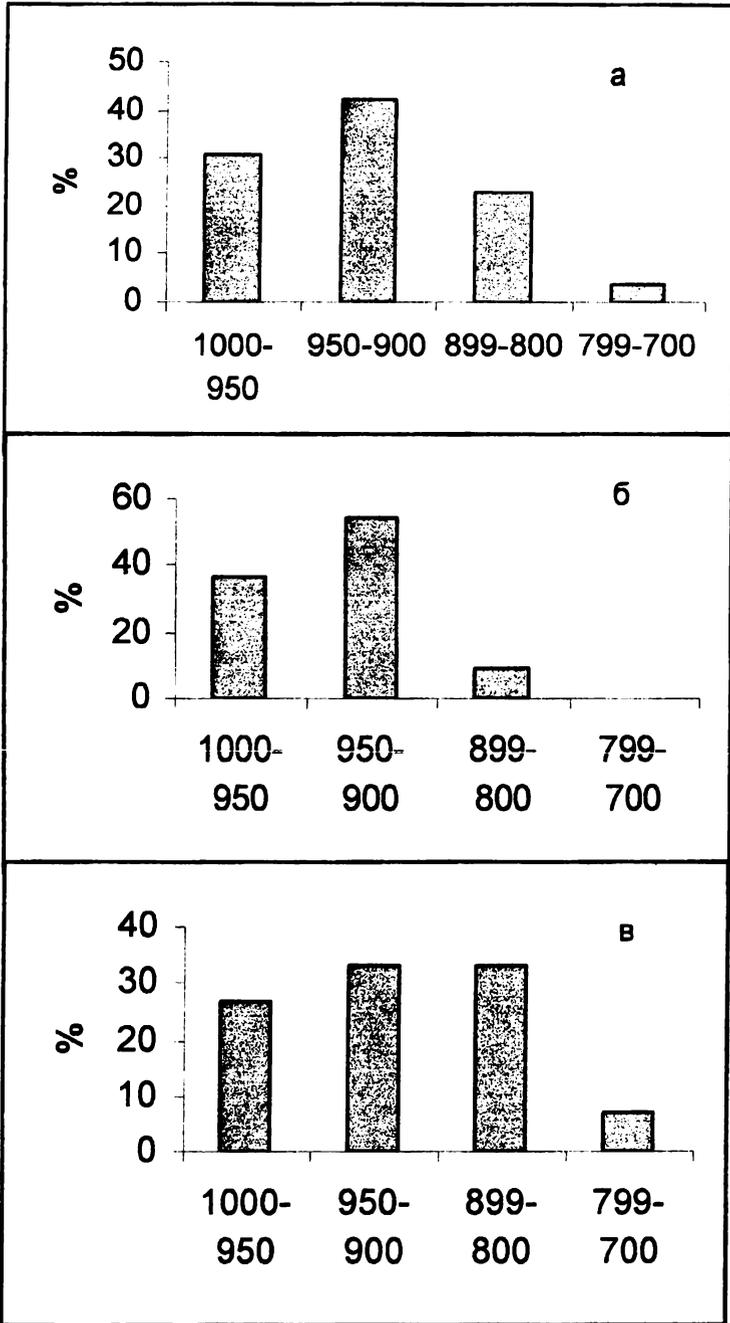
Пробность золота из шлихов и протолок различается. В первых доля высокопробного золота составляет более 90%, во вторых - 60%. Относительно низкопробное золото установлено только в протолочках.

Примеси в золотилах из шлиховых проб распределились следующим образом: Ag - от 1,79 до 18,24, среднее 4,60%; Cu - от 0 до 0,5, среднее 0,28%; Hg - от 0 до 2,95, среднее 0,82%. В одном случае установлено железо - 3,59%.

В частицах золота из протолок керновых проб содержание примесей следующее: Ag - от 0,11 до 16,68, среднее 3,50%; Cu - от 0,02 до 0,57, среднее 0,13%; Hg - от 0 до 10,96, среднее 3,3%. В четырёх случаях отмечены низкие концентрации свинца 0,01-0,04%.

В целом состав и содержание элементов-примесей в золоте из шлихов и протолок являются близкими. Лишь в протолочках керновых проб на порядок выше содержание ртути (таблица).

Состав элементов-примесей типичен для золота. Наряду с главной примесью - Ag присутствуют второстепенные постоянные - Cu, Fe, Pb. Наличие ртути зависит от состава руд, она относится к третьестепенным примесям.



Гистограммы распределения пробности золота:

а) объект в целом; б) шлиховые пробы; в) протоочки kernовых проб

Химический состав золота по данным микронзондового анализа, мас. %

№ п/п	Au	Ag	Hg	Cu	Pb	Fe	Сумма
Золото из протолочек керновых проб							
1	96,84	0,87	0,03	0,07	0	0	97,81
2	79,38	16,68	0,17	0,02	0,04	0	96,29
3	90,02	8,20	0,55	0,04	0	0	98,81
4	84,10	1,30	10,96	0,03	0,03	0	96,42
5	84,55	3,45	8,86	0,10	0	0	96,96
6	85,28	1,47	7,02	0,13	0	0	93,9
7	89,63	2,94	4,91	0,04	0	0	97,52
8	91,03	1,89	5,80	0,05	0	0	98,77
9	95,33	4,45	0	0,57	0	0	100,35
10	99,02	0,28	0,54	0,46	0	0	100,30
11	90,49	0,11	5,26	0,03	0	0	95,89
12	94,50	3,12	0,22	0,05	0	0	97,89
13	89,35	1,85	4,66	0,03	0,01	0	95,90
14	94,12	4,00	0,10	0,18	0	0	98,40
15	96,44	2,02	0,35	0,14	0,01	0	98,96
Золото из шлиховых проб							
1	94,15	2,65	2,95	0	0	0	99,75
2	90,92	3,84	1,17	0,47	0	3,59	99,99
3	95,04	3,12	1,34	0,5	0	0	100
4	94,98	2,97	1,62	0,42	0	0	99,99
5	94,0	4,52	1,15	0,33	0	0	100
6	97,54	2,19	0	0,32	0	0	99,95
7	94,61	5,46	0	0,09	0	0	100,2
8	97,79	2,63	0,42	0,11	0	0	101
9	97,12	3,14	0	0,22	0	0	100,5
10	81,16	18,24	0,17	0,43	0	0	100
11	97,8	1,79	0,17	0,24	0	0	100

Такие примеси, как ртуть с содержанием выше 0,1% и свинец, свойственны «эпитермальному» золоту. Обогащение золота железом (свыше 0,1%) также увеличивается от глубинных к малоглубинным месторождениям [2]. Таким образом, исходя из состава и содержания примесей, можно предположить низкотемпературный малоглубинный генезис золота. Для такого золота свойственна средняя пробность.

Золото изученного района по данным микронзондового анализа в основном высокопробное. Более высокая встречаемость высокопробного золота в шлиховых пробах по сравнению с золотом из протолочек может быть связана с

процессами его самоочистки в результате транспортировки и нахождения в гипергенных условиях. Преобладание высокопробного золота может быть обусловлено также точечным характером определения состава золотин данным методом.

По данным исследований М.Е. Генералова золото из протолок керновых проб довольно разнообразно по морфологии. Наряду с хорошо окатанными, округлыми зёрнами встречаются угловатые, ажурные. В некоторых из них при изучении внутренней структуры различима многофазность: желтовато-белые изометричные глобулы размером 1-5 мкм окружены ярко-жёлтой фазой. Зонд показал, что глобулы являются золото-амальгамой. Встречаются зёрна почти целиком состоящие из золото-ртутной фазы (Hg около 5%). Ярко-жёлтая фаза – высокопробное золото, являющееся, по-видимому, продуктом разрушения амальгам. Присутствуют также зёрна, не содержащие существенной примеси ртути. В основном это сильно окатанные золотины, но и они сильно различаются по пробности.

Микрозондовый анализ показал, что золото довольно разнородно по внутренней структуре и составу, причём часть его явно подверглась амальгамации. Из минеральных примесей в просмотренном золоте установлены зёрна кварца и субмикронные включения слоистого силиката.

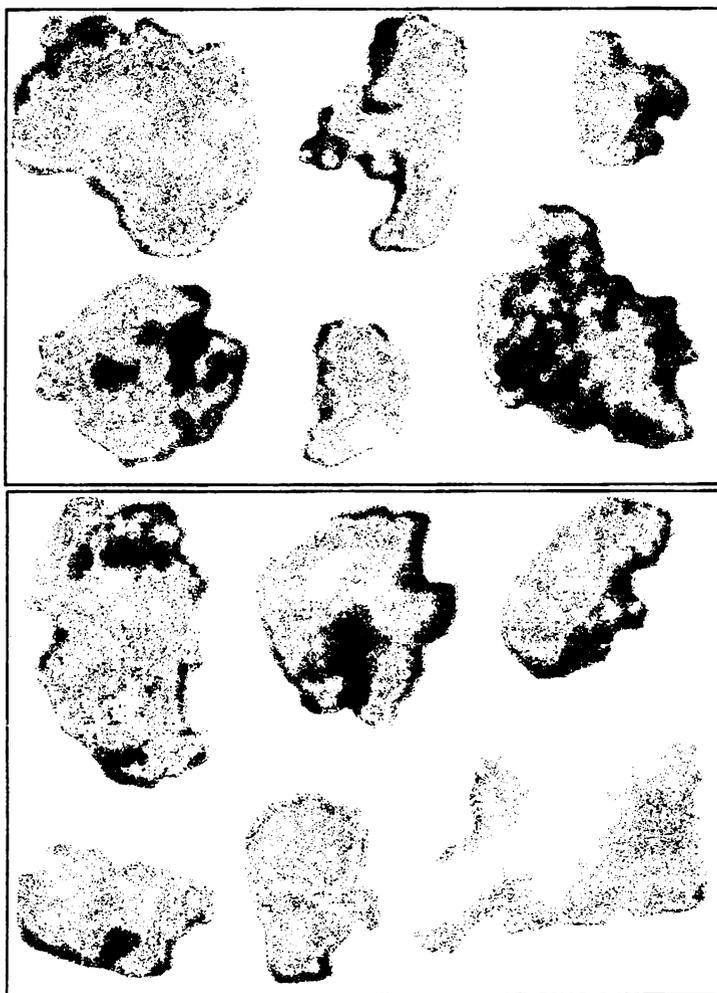
Библиографический список

1. Николаева Л.А. О чём рассказывают золотины. М.: Недра, 1990. 110 с.
2. Петровская Н.А. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 375 с.

**В.В. Голдырев, В.А. Наумов, О.Б. Наумова, А.В. Новых,
С.А. Пушкин, В.А. Синкин**
ЕНИ при Пермском университете

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗО-КАЙНОЗОЯ ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

В течение 1999-2000 гг. на территории Коми-Пермяцкого АО проводились тематические геологические исследования, связанные с поисками россыпного и рудного золота в отложениях мезо-кайнозоя Верхнекамской впадины. Выполнены маршрутные работы и шлихоминералогическое опробование осадков по рекам Кодзь, Каменка, Лолог, Кама, Коса (верхнее течение), Янчер, Кужва, Вурлам. В отложениях мезо-кайнозоя пробурено 9 скважин глубиной до 20 м. В ходе работ отобрано и обработано 376 проб по схеме: отмучивание, рассев и обогащение на винтовых шлюзах. Полученные концентраты в лабораторных условиях подвергались сепарации с применением тяжелой жидкости. Выборка металла осуществлялась под бинокулярным микроскопом. Часть концентратов после извлечения свободного золота анализировалась с применением



Облик рудного золота юрских отложений Верхнекамской впадины
(ув. 200 раз, фото И.И. Чайковского)

пробирного и атомно-адсорбционного анализов.

В результате была установлена золотоносность отложений разного возраста. Пробы по всему разрезу юрских отложений, содержащие киноварь, отличались повышенной золотоносностью. Отмечено наличие киновари и золота и в отложениях триаса. По характеру выделений преобладает губчатое, неокатанное, рудного облика свободное золото крупностью менее 0,125 мм (рисунок). По данным нейтронно-активационного анализа содержание связанного золота в отложениях мезозоя изменяется от 52 до 110 мг/т. Присутствие золота

рудного облика и киновари однозначно свидетельствует о местном источнике образования. Помимо золота в ряде отложений установлены минералы платиновой группы.

Все скважины, в которых отмечены прослои, обогащенные киноварью и золотом, расположены в непосредственной близости от тектонических нарушений, выделенных по материалам аэрогеологического отряда ШГП Геокарта (Л.П. Нельзин). Зоны повышенной золотоносности и платиноносности имеют линейный характер и совпадают с современной гидросетью. Можно предположить взаимосвязь гидротермальных процессов и разрывных нарушений и рассматривать их как результат мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, проявившейся в пределах осадочного чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В дальнейших поисковых работах рекомендуется использовать разрывные нарушения как поисковый критерий коренной золотоносности.

Таким образом, получена информация, достоверно показывающая связь золотоносности мезо-кайнозойских отложений с процессами гидротермальной проработки и низкотемпературного метасоматоза. Это типичная ситуация для активизированных участков платформ, где оруденение связано с трещинными зонами. Следует также отметить, что на территории Верхнекамской впадины широко представлены и другие морфологические типы золота (тороидальное, пластинчатое), что свидетельствует о сложной истории формирования золотоносности и, возможно, нескольких источниках его поступления в отложения мезокайнозоя.

В.И. Набиуллин
Пермский университет

ОБ ЭКСПЕРТИЗЕ ТЭО РАЗВЕДОЧНЫХ КОНДИЦИЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ СУРЬЯ КАЗАНСКАЯ

Автором в качестве эксперта Территориальной комиссии по запасам (ТКЗ) рассмотрены материалы "Технико-экономического обоснования (ТЭО) параметров кондиций по россыпи Сурья Казанская" (М., 2000). ТЭО разработано в ГП "Геолэкспертиза" под руководством А.А. Куденко. В его основу положены материалы отчета по детальной разведке россыпи, проведенной в 1991-1995 г. Велсовской ГРП СУГРЭ под руководством П.Б. Шмита.

Подсчет запасов в ТЭО выполнен для трех вариантов раздельной экскаваторно-гидромеханизированной разработки, лучшим из которых, по мнению авторов, оказался третий вариант с максимальными значениями оценочных параметров. Однако проведенная проверка показала, что в ТЭО были допущены существенные ошибки или невыполнение определенных требований действующих инструкций ГКЗ МПР РФ [3; 4].

Первый недостаток заключается в том, что в представленном ТЭО не приведены расчеты по четвертому варианту с бортовыми содержаниями золота выше принятых в третьем (оптимальном) варианте. Это является существенным нарушением инструкции ГКЗ [3], так как согласно ее требованиям *обязательными* являются расчеты по вариантам с бортовыми содержаниями *как выше, так и ниже оптимального*.

Второй недостаток связан с тем, что по итогам третьего (лучшего) варианта подсчета запасов 69 из 94 подсчетных блоков оказались *забалансовыми* либо по содержанию золота (50 блоков), либо по содержанию золота и коэффициенту вскрыши (19 блоков). Запасы "песков" в этих блоках составили 64,3 % запасов всего месторождения, площадь продуктивного пласта 70 % и запасы золота 48,6 %. Согласно инструкции ВИЭМС [1] в таких случаях, когда количество запасов с содержанием полезного компонента меньше минимального промышленного составляет более 35 % подсчитанных запасов, следует заново опрелелить технико-экономические показатели освоения месторождения. Однако в ТЭО такие расчеты представлены не были.

Третьим недостатком является то, что в горной и экономической части ТЭО были допущены многочисленные ошибки при определении годовых эксплуатационных затрат. Главными из них оказались, во-первых, ошибки в расчетах капитальных вложений, производственных фондов и амортизационных отчислений на горное и обогатительное оборудование. Во-вторых, в ТЭО не были учтены многие виды дополнительных расходов и налоговых отчислений, относимых на себестоимость продукции (расходы за аффинаж и доставку золота, плата за различные виды ущерба окружающей среде, земельный налог, автодорожный налог, налог на имущество), при этом ставка налога на прибыль принята завышенной на 5 %. Поэтому сделанный в ТЭО вывод о том, что третий вариант кондиций по экономическим показателям является лучшим, представлялся весьма сомнительным. Проведенный анализ показал, что значительно более приемлемым вариантом оконтуривания и подсчета запасов в геологическом и методическом отношении является второй. Следует отметить, что объективными предпосылками возникновения такой нестандартной ситуации явились сложное геологическое строение россыпи и весьма неравномерное распределение золота.

Россыпь Сурья Казанская очень четко делится на два отрезка: богатый и бедный, которые обособлены в пространстве и резко отличаются морфологией и линейными размерами пласта, его продуктивностью (содержанием и линейными запасами золота), а также объемами "песков" и запасами золота. Балансовые запасы этих отрезков П.Б. Шмит отнес к разным группам (*Ба* и *Бб*) и применил для их оконтуривания совершенно разные кондиции. Балансовые экономические запасы (группы *Ба*) богатого отрезка локализованы в верхней по течению половине россыпи между линиями 51-68. Здесь на отрезке длиной 4 км, по данным П.Б. Шмита, сосредоточено 35,3 % запасов "песков" и 62,1 % запасов золота при его среднем содержании 5,8 усл.ед. Балансовые гранично-экономические запасы (группы *Бб*) бедного отрезка выделены П.Б. Шмитом на двух участках: ниже по течению богатого отрезка между линиями 7-51 и выше

богатого отрезка между линиями 68-93. Общая длина бедного отрезка составляет 12,4 км, т.е. в 3,1 раза больше богатого отрезка, но на нем сосредоточено лишь 37,9 % запасов золота при 64,7 % запасов "песков" и среднем содержании золота 1,9 усл.ед. Указанные различия продуктивности двух отрезков россыпи очень четко контролируются геолого-структурными особенностями долины.

Вместе с тем в анализируемом ТЭО вопрос о целесообразности применения совершенно разных параметров кондиций для геологически и геоморфологически обособленных отрезков россыпи не рассматривался вообще. Поэтому экспертом проведены ориентировочные расчеты технико-экономических показателей разработки отдельно для обеих групп балансовых запасов, выделенных П.Б. Шмитом, с целью выяснения правомерности применения различных параметров кондиций для их оконтуривания. В основу расчетов были положены капитальные затраты и эксплуатационные расходы второго варианта ТЭО, который представлялся лучшим в отношении оконтуривания россыпи. Однако стоимость товарной продукции и чистая прибыль определены после устранения отмеченных выше ошибок в определении годовых эксплуатационных затрат и для более благоприятных условий, т.е. при большей цене 1 г золота и при налоговых льготах (освобождении от платы за недра и от отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы).

Результаты расчетов показали, что разработка балансовых запасов *Бб* бедного отрезка, подсчитанных П.Б. Шмитом по предложенным им кондициям, экономически невыгодна даже при упомянутых благоприятных условиях, поскольку полные годовые эксплуатационные расходы не окупаются получаемой чистой прибылью. При этом показатель рентабельности отработки является отрицательным (-2,8 % к производственным фондам). Вместе с тем в целом по россыпи, т.е. по сумме запасов *Ба+Бб*, показатель рентабельности выглядит вполне приемлемым (9,8 %), что близко к нормативу по отрасли (12 %). Однако такое благополучие является кажущимся, так как оно получено осреднением результатов, с одной стороны, высокорентабельного (27,1 %) производства на богатом отрезке и, с другой стороны, полностью убыточного (-2,8 %) производства на бедном отрезке, причем убыточного даже при существенных налоговых льготах. Понятно, что для современных экономических условий такой вариант освоения россыпи двумя добычными участками (высокорентабельным и убыточным) является неприемлемым.

Таким образом, несмотря на то, что россыпь очень четко делится на два отрезка, отличающиеся геолого-структурными, геоморфологическими особенностями и горнотехническими условиями разработки, предложение автора оперативного подсчета запасов П.Б. Шмита о выделении на россыпи Сурья Казанская двух групп балансовых запасов (*Ба* и *Бб*) и применении для их подсчета разных кондиций в современных экономических условиях не может быть принято. Поэтому авторы ТЭО поступили методически верно, разработав кондиции, единые для всей россыпи. Однако при этом было допущено большое количество других ошибок, главные из которых связаны с оконтуриванием россыпи по мощности и в плане, с вычислением подсчетных параметров в блоке, выявлением и ограничением выдающихся вертикальных запасов золота, опре-

делением предельного коэффициента вскрыши и минимального промышленного содержания золота в подсчетном блоке.

В связи с рассмотренными недостатками рабочей группы ТКЗ было принято решение о необходимости доработки ТЭО. Кроме того, по предложению эксперта разработчикам ТЭО было рекомендовано использовать следующие дополнительные параметры кондиций к подсчету запасов [2; 3]: 1) градиент минимального промышленного содержания золота в подсчетном блоке - для определения того, насколько содержание золота в блоке компенсирует увеличение коэффициента вскрыши сверх предельного значения; 2) минимальную ширину промышленного контура по горнотехническим условиям разработки; 3) минимальные геологические запасы "песков" изолированных участков россыпи, отстоящих на значительном расстоянии от основной залежи, так как для отработки таких блоков потребуется проходка дополнительных вскрывающих выработок.

В переработанном ТЭО основные недостатки, отмеченные экспертом, были устранены. При этом по всем технико-экономическим показателям освоения россыпи лучшим оказался, как и следовало ожидать, второй вариант, поэтому необходимость представления расчетов по четвертому варианту отпала. Вместе с тем показатель рентабельности освоения россыпи оказался значительно ниже нормативного по отрасли даже в лучшем (втором) варианте (3,7 %) при полной неокупаемости капиталовложений прибылью за весь период отработки россыпи. Это связано с тем, что из 88 подсчетных блоков второго варианта балансовыми оказались только 25 блоков, запасы "песков" и золота в которых составили соответственно 48,9 % и 68 % к подсчитанным первоначально. Однако расчеты эксперта показали, что если освободить горнодобывающее предприятие от платежей за пользование недрами и отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы, то показатель рентабельности освоения россыпи может быть увеличен до 8 %, причем капиталовложения окупятся прибылью за 11,2 года. Кроме того, это позволит уменьшить минимальное промышленное содержание золота в подсчетном блоке на 16 %, увеличить предельный коэффициент вскрыши с 5,1 до 5,9 м³/м³, включить в число балансовых еще 10 блоков и увеличить балансовые запасы "песков" и золота соответственно до 54,9 % и 72,6 % к подсчитанным первоначально. Поэтому в постановление пленарного заседания ТКЗ была включена рекомендация об освобождении горнодобывающего предприятия от платежей за пользование недрами и отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы.

Библиографический список

1. Временные методические рекомендации по геолого-экономической оценке промышленного значения месторождений твердых полезных ископаемых (кроме угля и горючих сланцев). М.: ВИЭМС МПР РФ, 1998. 27 с.
2. Методика разведки россыпей золота и платиноидов. М.: ЦНИГРИ, 1992. 286с.
3. Методические рекомендации по технико-экономическому обоснованию кондиций для подсчета запасов месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев). М.: ГКЗ МПР РФ, 1999. 75 с.
4. Рекомендации по содержанию, оформлению и порядку представления на государственную экспертизу материалов подсчета запасов металлических и неметаллических полезных ископаемых. М.: ГКЗ МПР РФ, 1998. 36 с.

**ПРОБЛЕМЫ
КАРСТА И ГИДРОГЕОХИМИИ**



ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КАРСТУЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Проблема установления критериев избирательного растворения имеет теоретическое и практическое значение и в карстоведении окончательно не решена.

Как показывает опыт исследований, проведенных нами, минералогическая и структурно-текстурная неоднородность карстующихся пород зачастую определяет характер избирательности и интенсивность выщелачивания, контролирует пространственное распределение форм растворения.

Интерпретация результатов рентгеноструктурного (фазового) анализа известняков и гипсо-ангидритов позволила выявить особенности постгенетического распределения породообразующих и акцессорных минералов, связанные с влиянием макроструктурных элементов пластов (зон трещиноватости, отдельных трещин, карстовых форм).

Породы карбонатного состава исследовались в пределах двух участков на линейных структурах Западно-Уральской зоны складчатости - в правом борту Ладейного лога (Главная Кизеловская антиклиналь, визейские известняки) и в устье р.Поныш (Журавлинская антиклиналь, турнейские известняки).

В исследованных карбонатных породах в качестве примесей, как правило, присутствовал кварц. В зонах дробления часто обнаруживалось присутствие доломита. На стенках трещин и в зонах дробления содержание кварца достигало 8%, доломита 27-31%. Интересное соотношение породообразующих и акцессорных минералов наблюдается на участках интенсивного дробления с хорошо сформированными карстовыми полостями. При приближении к сводовой части полостей содержание кальцита в известняках, как правило, постепенно уменьшается со 100 до 20%, содержание доломита возрастает до 80%, кварца колеблется в пределах 1-2%, появляется полевой шпат в количестве 0.5% (рис.1, табл.1, 2).

Зоны влияния участков с повышенной интенсивностью трещиноватости (без полости) в известняках достигают в ширину 50 м. Под зоной влияния понимается интервал опробования, в пределах которого резко изменяются показатели микросостояния, процентное содержание породообразующих минералов. Здесь содержание кальцита уменьшается со 100 до 85%, содержание доломита увеличивается с 3 до 12%, а кварца - с 1 до 8%.

В сульфатных породах общий характер минералогических изменений аналогичен изменениям в карбонатных породах, но параметры зон влияния трещин и карстовых полостей иные. В качестве примера приведем результаты опробования и интерпретации микроанализа сульфатных пород карстовых районов Предуралья: Полазненского массива (побережье Камского водохранили-

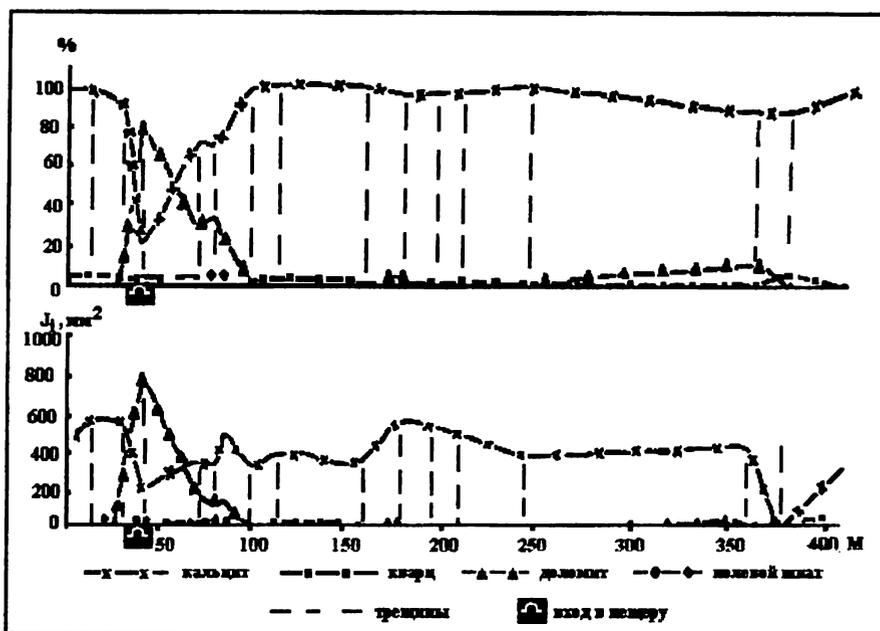


Рис.1. Результаты рентгеноструктурного анализа известняков (C₁) Ладейного лога (Главная Кизеловская антиклиналь, Западный Урал)

Таблица 1

Усредненный минеральный состав известняков (%) правого борта Ладейного лога по данным рентгеноструктурного анализа

Кальцит	Доломит	Кварц	Характеристика точек отбора образцов
98.3	-	1.7	Центральные части межтрещинных (монокристаллических) блоков пород
98.0	-	2.0	Борта зияющих тектонических трещин
94.0	3.1	2.9	Зоны дробления
72.0	27.0	1.0	Борта трещин напластования
69.4	28.8	1.8	Зоны дробления с кавернами, каналами растворения, своды карстовых гротов

Таблица 2

Усредненный минеральный состав известняков (%) в устье р. Поньим по данным рентгеноструктурного анализа

Кальцит	Доломит	Кварц	Характеристика точек отбора образцов
99.0	0.6	0.4	Центральные части межтрещинных (монокристаллических) блоков пород
98.6	0.3	1.1	Борта зияющих тектонических трещин
97.3	1.0	1.7	Борта залеченных тектонических трещин

ща), Кишертского карстового района (береговой обрыв р.Сылвы), территории Красноясыльского инженерно-геологического полигона (Ординский район Пермской области).

Сульфатные отложения перечисленных массивов представлены гипсо-ангидритовыми породами нижнепермского отдела кунгурского яруса. Приповерхностная толща этих отложений характеризуется резким изменением количественного и качественного составов породообразующих минералов - гипса и ангидрита, а также примесей - смешанослойных минералов, кварца, доломита, полевых шпатов, кальцита.

Полазненский массив представлен породами иренского горизонта, на различных участках, перекрытых как дисперсными отложениями (четвертичные суглинки, пески), так и полускальными трещиноватыми породами (мергели соликамского горизонта уфимского яруса). Видимая мощность гипсо-ангидритов достигает 22-27м.

В районе с.Усть-Кишерти сульфаты представлены толщей гипсо-ангидритов поповской свиты мощностью 50-90м, перекрытой нижнепермскими мергелями, неоген-четвертичными деловиальными и четвертичными гравийно-галечными отложениями и глинами.

В исследованных массивах на общий, региональный фон минерального соотношения «гипс-ангидрит» в приповерхностной толще накладывается зональное и подзональное распределение породообразующих минералов. В основе количественно-качественных изменений минерального состава пород лежат условия, в которых протекает их геологическое развитие.

Изменения минерального состава сульфатных толщ строго локализованы. Зонами локализации являются разнопорядковые дизъюнктивные нарушения.

В общем случае изменение минерального состава сульфатной толщи в зоне вертикальной нисходящей циркуляции связано со сменой проницаемости самих пород от поверхности массива в глубину на участках дробления и повышенной трещиноватости, со сменой проницаемости на контактах перекрывающих и подстилающих отложений. Интенсивность процессов гидратации возрастает на участках развития форм карста, локализуящих поверхностный и подземный сток.

Присутствие смешанослойных минералов, кварца и ангидрита (до 30, 7, 3% соответственно) при изменениях содержания гипса от 70 до 100% формирует общую или фоновую картину соотношения минералов (рис.2). Приведенное соотношение является общим для исследованных районов. Достаточно характерно присутствие доломита в зонах дробления пород, что связано с его гравитационным и химическим перераспределением из перекрывающих толщ. Участки сгущения тектонических трещин характеризуются наличием смешанослойных минералов (до 30%), кварца (до 14%), доломита (до 12%) и ангидрита (до 6%). Глинистые минералы, кварц и доломит во взвешенном и растворенном состоянии инфильтрационными водами привносятся из перекрывающих отложений и концентрируются на путях их движения в трещинах.

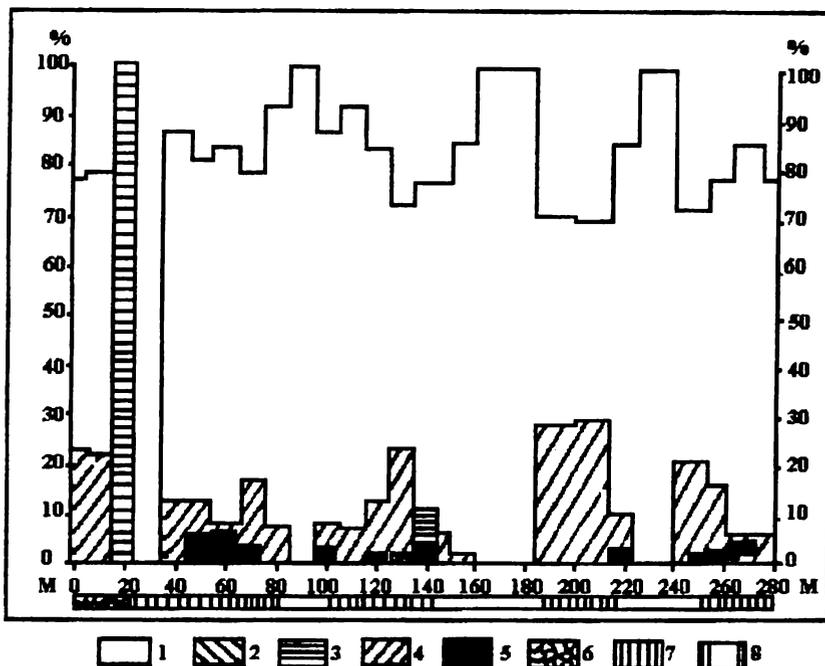


Рис. 2. Изменения состава и содержания (%) породообразующих минералов и примесей в сульфатных отложениях вдоль берегового обнажения Камского водохранилища (Полазненская брахиантиклиналь, Предуралье) по данным рентгеноструктурного анализа. Минералы: 1 - гипс, 2 - ангидрит, 3 - доломит, 4 - глинистые минералы, 5-кварц. Состояние пород: 6 - зона дробления, 7 - зона трещиноватости, 8 - монолитная зона

Особенностью является то, что приведенный минеральный состав сульфатных отложений типичен только для «оболочки» массива. Внутренние части массива, как правило, не содержат примесей или характеризуются их малым (до 10%) содержанием.

Карстовые полости, расположенные во внутренних частях массива, имеют неодинаковое влияние на минеральный состав пород. Известно, что формы подземного карста - результат развития гидрогеологически активных трещин. Следовательно, сфера влияния карстовой формы на состояние и состав пород, в которых она развита, будет зависеть от степени гидрогеологической активности полости или канала, их морфометрии и морфологии, длительности существования карстовой формы в активном режиме.

Изменения минерального состава карстующихся пород по вертикали связаны с проницаемостью перекрывающих отложений. Если сульфатная толща обнажена с поверхности или покрыта почвенным слоем, в составе ее припо-

верхностной части преимущественно присутствуют смешанослойные минералы (до 60%), кварц (до 8%), гипс и его волокнистая разновидность - селенит (от 40 до 100%). При этом количество примесей уменьшается с глубиной. В нашем примере (рис.3, С) смешанослойные минералы в составе гипсов не обнаружены уже на глубине 12м от поверхности, что связано с раскрытостью вертикальных трещин и их промытостью в зоне уреза Камского водохранилища.

Характер проницаемости перекрывающих отложений определяет не только степень чистоты сульфатной толщи, но и мощность ее гидратированного слоя (рис.3, А, В). В случае бронирования сульфатов трещиноватыми мергелями мощностью 40 - 45 м верхняя часть сульфатных отложений - около 10 м полностью гидратирована и сложена гипсом (100 %). Ниже по разрезу сульфаты представлены ангидритом (85 - 95 %) и смешанослойными минералами (5 - 15 %). Если перекрывающие отложения состоят из обломочного материала мощностью до 40 м, толщина гидратированного слоя резко увеличивается и достигает 40-45 м.

В пределах территории Красноясыльского полигона интенсивно закарстованные породы представлены в основном гипсоангидритами лунежской пачки иренского горизонта кунгурского яруса, спорадически перекрытыми терригенно-карбонатными породами соликамского горизонта.

Лунежская пачка ($P_1 ln$) сложена голубовато-серым ангидритом массивным, иногда полосчатым, кристаллической структуры. В верхней части ангидрит загрязнен глинистым материалом, в средней залегают наиболее чистые разности, в подошве пачки встречаются прослой темно-серого доломита и черной глилы. В зоне выветривания ангидрит подвергается процессу гидратации и через гипсоангидрит переходит в гипс. Гипсоангидрит пачки часто пестроокрашенный (от белого до темного и голубовато-серого), брекчиевидный, реже массивный.

Для гипсов характерна белая, светло-серая окраска. Гипсы сильно выветрелые, трещиноватые, кавернозные, трещины часто заполнены глинисто-карбонатной мукой.

Согласно результатам рентгеноструктурного анализа образцов, отобранных из керна скважин, доломитизация сульфатного разреза начинается с глубины 20 - 21 м. Доломитизация проявляется в увеличивающемся содержании доломита в составе карбонатно-глинистого заполнителя микротрещин. Доломит вторичен в интервале глубин 20.5 - 55.0 м. Его появление в трещинах связано с постепенным механическим переносом тонкодиспергированного (мучнистого) доломита в смеси с глинистыми минералами из тонких прослоев доломита вниз по разрезу фильтрующимися через микротрещины водами ниже межвенного водного уровня (в данном случае 15.0 м). Скорости фильтрации вод низкие, что обеспечивает осаждение глинисто-доломитовой смеси и кальматацию микротрещин. Выше межвенного уровня подземных вод, в зоне их уровенных флуктуаций, отсутствие доломитовой муки, поступление которой предопределено процессами разрушения соликамских отложений, определяется промытостью разреза гипсоангидритов фильтрующимися водами с более высокими скоростями.

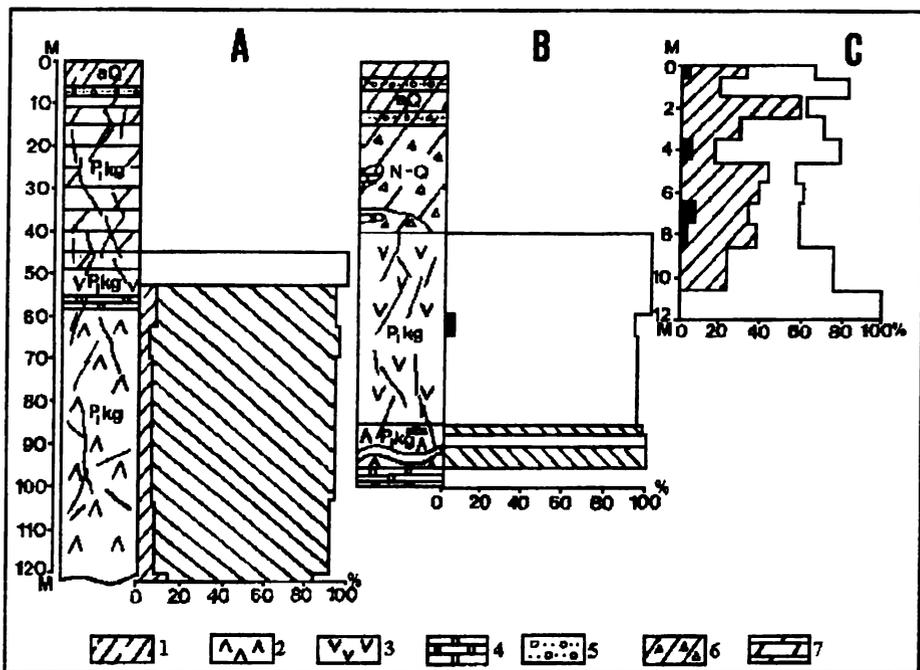


Рис. 3. Изменения состава и содержания (%) породообразующих минералов и примесей в сульфатных массивах Предуралья по вертикали в зависимости от глубин и характера перекрывающих отложений по данным рентгеноструктурного анализа. А, В - по керну скважин (п. Усть-Кишерть), С - в береговом обрыве Камского водохранилища (п. Полазна). Литология пород: 1 - супесь, 2 - ангидрит, 3 - гипс, 4 - доломит, 5 - аллювиальные гравийно-галечные отложения, 6 - делювиальный щебень с глиной, 7 - мергель. Условные обозначения минерального состава см. на рис. 2

Иными словами, степень доломитизации разреза в данных условиях является индикатором относительной гидрогеологической активности верхней части карстующейся толщи.

Результаты фазового анализа позволяют определить и глубину гидратации ангидрита. Она фиксируется по исчезновению из состава сульфатов гипса (глубины 21-23 м – 6-8 м ниже межвенного уровня подземных вод). На этих отметках гипс полностью замещается ангидритом. Вниз по разрезу встречены только отдельные кристаллы вторичного гипса - марьиного стекла.

Верхняя часть карстующейся толщи гипсоангидритов даже в условиях отсутствия перекрывающих отложений и возможности прямого воздействия атмосферных осадков, инфильтрующихся в массив, часто не является гидратированной полностью и полностью промытой. Сохраняется не только заполнитель микротрещин, но и заполнитель относительно крупных карстовых форм.

Приведенные данные распределения минерального состава карбонатных и сульфатных пород позволяют по-новому оценивать природу анизотропии свойств массива, поскольку изменения минерального состава влияют на изменения таких свойств, как прочность и растворимость пород.

Исследования карстующихся пород на микроуровне, идентификация химико-минералогического и структурно-текстурного состава точными методами в практике карстоведения дают возможность более строгого определения литологического типа карста, глубины процессов карстообразования, возможность оценки наличия карстовой полости по керну или образцам в определенном интервале опробования. Кроме того, исследователь получает дополнительные критерии оценки состояния массива, а именно:

- степень однородности карстующейся толщи, соотношение в разрезе и по латерали литолого-минералогических разностей пород, наличие в них минеральных примесей, активизирующих или замедляющих карстовый процесс;
- размеры ареала влияния зон и участков повышенной плотности трещин, единичных трещин и карстовых полостей;
- мощность зоны гидратации (для сульфатов), глубину и характер раздела «гипс-ангидрит», появление гипса ниже этого раздела, формы его нахождения.

Д.Ю. Крылов, М.Л. Васёв
Пермский университет

О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ КАРСТА СУЛЬФАТНОГО И КАРБОНАТНОГО ТИПОВ

Работая в Соликамске и Перми (1941 – 1956) П.Н. Чирвинский на большом фактическом материале проанализировал первичные и вторичные процессы, протекающие в солеродных бассейнах и карстовых пещерах [3]. При этом он использовал учение о фазовых преобразованиях вещества, о равновесии солей с водными растворами [5]. Эти минералого-геохимические идеи нашли применение в карстоведении [4].

В настоящей работе освещаются результаты комплексных исследований, связанных с определением гидрогеологических и гидрогеохимических особенностей сульфатных и карбонатных пород, широко распространенных в осадочной оболочке земной коры (до глубины 5 км). По подсчетам Г.А. Максимова площадь распространения карбонатных карстующихся пород равна ≈ 40 млн км², что составляет примерно 26.8 % площади поверхности суши. Из них на долю карбонатов только в Пермской области приходится 25 тыс. км², а на долю сульфатных пород - более 5 тыс. км². С карбонатными породами связаны крупные месторождения пресных подземных вод, нуждающихся в защите от поверхностного загрязнения. Инженерные сооружения, построенные на за-

карстованных площадях, требуют разработки мероприятий по противокарстовой защите.

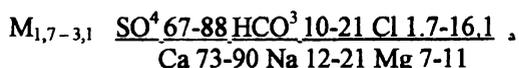
В зоне весьма затрудненного водообмена к карбонатным отложениям различного происхождения приурочены многочисленные месторождения нефти и газа.

Полученные нами результаты исследований свидетельствуют о повышении расходов воды в родниках и модулей водного и химического стока на территориях, сложенных карбонатными и особенно сульфатными породами, в связи с повышением в них трещиноватости, кавернозности и развитием различных полостей, которые отсутствуют в терригенных породах.

Максимальные расходы воды в родниках достигают 0,2 – 0,5 м³/с. Модуль подземного стока в карстующихся породах повышается в 2 - 3 раза по сравнению с таковым в терригенных породах при близких значениях фоновых величин модуля подземного стока. Например, только в районах Ирень-Сылвенского междуречья модуль подземного стока на отдельных участках, по данным Пермгипрорудхоза, варьирует от 5,1 до 7,6 л/с/км².

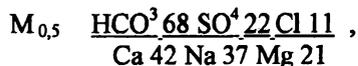
Сравнительный анализ показывает, что районы развития карста карбонатного и сульфатного типов характеризуются усиленной концентрацией подземного стока в зонах тектонических нарушений. Максимальные расходы родников, обследованных в этих зонах, в 3.3 раза больше, чем на площадях развития терригенных пород. Средние дебиты родников в карстующихся породах в 6.4 раза выше, чем на площадях распространения нижнепермских терригенных образований.

В одинаковых физико-географических условиях это обусловлено интенсивной неотектонической трещиноватостью карстующихся пород. Н.Д. Буданов [1] назвал такие участки зонами сосредоточения подземных вод. А.Я. Гаев с соавторами [2] так охарактеризовал химический состав подземных вод в пределах закарстованных гипсов и ангидритов в бассейне р. Ясыл:



жёсткость 19,7 – 37,3 мг-экв/л, особенно на участках локальных тектонических поднятий, пересекаемых глубинными разломами.

В пределах карбонатных пород качество воды заметно улучшается. Так, в истоке р. Кишерки в июне 1999 г. в пределах филипповских доломитов расход составил 5 л/сек:



жёсткость 4,6 мг-экв/л, сода 5,5 экв-%, окисляемость 4,2 мг/л O₂, гSO₄/Cl = 2, г Na/Cl = 3.4.

Трещинно-карстовые воды в гипсах и ангидритах характеризуются повышенной минерализацией и сульфатно-кальциевым составом. Истоки р. Кишертки приурочены к доломитам филипповского горизонта, перекрытым в до-

лине рыхлыми четвертичными отложениями. Воды имеют гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриево-магниевый состав и содержат соду. Мощность четвертичных отложений здесь достигает 10 м. При перекрытости карстующихся пород рыхлыми отложениями повышенной мощности карстовые процессы в них заметно затухают.

Библиографический список

1. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964. 304 с.
2. Гаев А.Я., Самарина В.С., Килин Ю.А. Исследование карста гидрохимическими методами // IX Толстихинские чтения – 2000 / С Пб. горн. ин-т. С Пб., 2000.
3. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. К 120— летию со дня рождения П.Н. Чирвинского // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. / ПГУ. Пермь, 2000. С. 4 – 9.
4. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1963. Т.1. 444 с.
5. Чирвинский П.Н. Учебник по гидрогеологии. Ростов н/Д: Госиздат, 1922. 75 с.

А.Я. Гаев, В.С. Самарина, И.И. Минькевич, Т.И. Якшина
Пермский университет

О ГИДРОГЕОХИМИИ ПОРОД КУНГУРСКОГО ЯРУСА ПРЕДУРАЛЬЯ

П.Н. Чирвинский внёс большой вклад в минералого-геохимическое изучение пород кунгурского яруса Предуралья в период своей работы в Соликамске и Перми (1941 - 1956) [3]. При изучении водных растворов гидросферы, и в частности, трещинно-карстовых вод и вод солеродных бассейнов, он так же, как и В.И. Вернадский [1], разрабатывал минералого-геохимические подходы, унаследованные Пермской школой карстоведов.

В геологическом строении Предуралья сульфатные и карбонатные породы занимают по площади 31 тыс. км² [6]. Карбонатно-сульфатно-галоидная толща пород кунгурского яруса венчает геологический разрез палеозойских пород в восточной половине Предуралья. В западной части региона породы кунгурского яруса выклиниваются. Сформировалась эта толща в заключительный период московско-кунгурского палеогидрогеологического этапа развития территории. На протяжении этого этапа на платформе и в прогибе преобладали субаквальные артезианские бассейны [2; 5]. Садка карбонатов соответствует нормальной солёности вод, близкой к современной. На заключительных этапах герцинской фазы тектогенеза (на верейско-каширском и варисском этапах) произошло поднятие Уральских гор на востоке и возвышенностей Токмовского и Котельничского сводов на западе территории. Они превратились в устойчивые области размыва, а морской бассейн между ними приобрёл в нижнепермскую эпоху вытянутые в субмеридиональном направлении очертания и эпиконтинентальный, переходный характер. В кунгурский век связь этого бассейна с морем нарушается; «поразительны здесь не только площадные и объёмные масштабы осадконакопления; и не только полнота галогенного процесса, который доходил в данном случае до своего логического конца, до эвтонии, но и

хронологическая уникальность такой формы галогенеза, целиком и полностью укладывающейся в пермский период» [9]. Во внутренних зонах кунгурского бассейна шло интенсивное прогибание земной поверхности до 0,1 м/год и более [4]. К периферии амплитуда колебания уменьшалась. Земная кора под бассейном сжималась на всю свою мощность. Уменьшалась скважность трещинных зон кристаллического фундамента. Сформировавшиеся в них воды хлор-кальциевого типа вытесняются при этом в вышележащие комплексы пород и частично попадают в кунгурский солеродный бассейн. Обнаружение споропыльцевых комплексов девона в породах каменноугольного и пермского возрастов подтверждает такой характер их перемещения.

М.И. Зайдельсон [4] описал геохимическую зональность осадков кунгурского бассейна: карбонатные осадки, в частности доломиты по периферии, далее ангидриты и в центральной части галит и галоиды. Зафиксировано три подтипа рассолов: хлоридно-натриевые, хлор-кальциевые и хлоридно-магниевые. В рапе кунгурского солеродного бассейна накопились йод, бром, бор и ряд других элементов. Приток в бассейн карбонатов (гидрокарбонатов) и сульфатов осуществляется с приподнятых участков уральских гор и с возвышенностей Токмовско-Котельнической серии. Сток хлоридов кальция происходил из глубоких горизонтов земной коры.

После формирования карбонатно-сульфатно-галогенной толщи кунгурского и отчасти казанского (гидрохимическая свита в Бузулукской впадине) возраста усилилась степень гидрогеологической закрытости недр восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба. Произошло поднятие территории в киммерийскую и альпийскую фазы тектогенеза. Сформировались субэвральные и хорошо гидрогеологически закрытые артезианские бассейны. На площадях, в большей степени приподнятых, начались процессы размыва кунгурской хемогенной толщи и перекрывающих их осадков. Значительную интенсивность приобрели карстовые процессы, хорошо известные здесь своими классическими формами [6].

В пермской школе гидрогеологов разработаны разнообразные методы исследования карста. Авторами совершенствуются гидрогеохимические методы изучения карста. Анализ накопленных гидрогеохимических материалов позволяет сделать следующие выводы:

1. На участках выхода пород кунгурского яруса на поверхность земли седиментационные и седиментационно-эпигенетические рассолы трёх указанных выше типов вытесняются соленоватыми и пресными водами инфильтрационного происхождения.

2. Солончатые воды формируются на участках выхода на поверхность земли гипсоангидритовой толщи пород. Эти породы выходят на поверхность в виде субмеридиональной полосы в приподнятой части Предуральяского прогиба, в Бельской впадине и на Уфимском плато. Они характеризуются близкими значениями величины минерализации 1,1 – 3,1 г/л, принадлежностью к сульфатно-натриевому подтипу по классификации Курнакова – Валяшко [8] с содержанием сульфатного иона до 91 экв-%, с жесткостью воды до 37 мг-экв/л, высоким содержанием гипса 65 – 72 экв-%, величиной коэффициента $\gamma \cdot \text{Na/Cl}$

до 5 – 7,6. На приподнятой части Предуралья гипсоангидритовая толща в верхней части хорошо отмыта от хлора (до 1 – 2 мг/л), а в пределах Пермско-Башкирского свода содержание хлор-иона достигает 16 мг/л. Коэффициент $\gamma \cdot \text{Na/Cl}$ в связи с этим изменяется от 40 на Пермском своде до 87 в других районах. С глубиной залегания трещинно-карстовых вод содержание хлор-иона возрастает.

3. Рассолы трёх указанных подтипов формируются в сульфатно-галогенной толще пород. Минерализация их варьирует от 145,3 до 451,7 г/л:

- а) рассолы хлоридно-натриевого подтипа формируются на глубинах от 319 до 896 м. Их минерализация колеблется от 143,3 до 304,5 г/л растворённых солей. Коэффициент $\gamma \cdot \text{Na/Cl}$ близок к единице, а очень высокие значения хлор-бромного коэффициента свидетельствуют о принадлежности рассолов к зоне хлоридного гидрогенеза, где они формируются за счёт выщелачивания соленосных отложений;
- б) рассолы хлор-кальциевого подтипа формируются на глубинах от 1028 до 2186 м с минерализацией от 205,5 до 333,0 г/л. Коэффициент $\gamma \cdot \text{Na/Cl}$ значительно ниже единицы, а хлор-бромный коэффициент близок к коэффициенту морской воды. Основная их масса седиментационного происхождения;
- в) рассолы хлоридно-магниевые подтипа формируются на глубинах от 198,8 до 1301 м и имеют минерализацию до 451,7 г/л. Отличаются спорадическим распространением. В их составе до 77 экв-% магния, много калия и брома. Коэффициент $\gamma \cdot \text{Na/Cl}$ значительно ниже единицы. Хлор-бромный коэффициент составляет 42 – 62. Это маточные рассолы, сконцентрировавшиеся до стадии кристаллизации калийных солей.

Благодаря собранным материалам и применению минералогеохимического подхода, разработанного П.Н. Чирвинским, возможны моделирование и количественная оценка глубинной составляющей в водном балансе гидросферы [10]. Работа выполнена за счёт гранта Минобразования РФ.

Библиографический список

1. Вернадский В.И. История природных вод // Избр. произв. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4, кн. 2. 651 с.
2. Гаев А.Я. Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989. 368 с.
3. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. К 120-летию со дня рождения П.Н. Чирвинского // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 4 – 9.
4. Зайдельсон М.И. Водонапорная система палеозойских отложений юго-востока Русской платформы в связи с формированием, поисками и разведкой месторождений нефти и газа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1969. 48 с.
5. Кирюхин В.А., Голстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.
6. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь: Кн. изд-во, 1963. Т. 1. 444 с.
7. Основы гидрогеологии / Под ред. Е.В. Пиннекера. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. Т. 1.
8. Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 360 с.
9. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
10. Чирвинский П.Н. Аналогии в миграции нефти и рудоносных растворов // Учен. зап. Мо- лотов. ун-та. Молотов, 1952. Т. VII. Вып. 1. С. 68 – 74.

**ПРОБЛЕМЫ
ТЕХНОГЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ И
ГЕОЭКОЛОГИИ**



МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ШЛАКОВЫХ СТЕКОЛ
ЛЫСЬВЕНСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА
(ПЕРМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Начиная с 1995 г. нами на ювелирный рынок стал поставляться интересный по цветовой гамме и текстурным особенностям стекловатый камень тенгизит [2]. За три года о тенгизите узнали минералоги, геологи, любители камня и ювелиры Екатеринбурга, Челябинска, Перми, Акмолы, Москвы, Санкт-Петербурга, а также Варшавы и Будапешта. Позднее ювелирные изделия из тенгизита попали в Германию и Канаду. Экзотичность, довольно широкая популярность и высокая стоимость (200-400 р/кг в сырье, что почти на порядок дороже яшмы) побудили некоторых мастеров фальсифицировать тенгизит в ювелирных изделиях другими стекловатыми материалами, в частности шлаковыми стеклами. В связи с этим актуален вопрос о сертификационных характеристиках тенгизита [3]. Летом 1999 и 2000 гг. мною на золошлаковых отвалах Лысьвенского металлургического завода подобрана коллекция стекол различной окраски, результаты изучения которых и представлены в настоящей работе.

Для исследования состава шлаковых стекол использованы инфракрасная спектроскопия, выполненная на спектрометре UR-20 (оператор Н.И. Кашигина), рентгеновская дифрактометрия на приборе ДРОН-2.0, FeK α -излучение (оператор Т.М. Рябухина) и химический анализ (аналитики Ю.Ф. Томусяк и М.Н. Маляренко). Анализы выполнены в лабораториях комплексных методов исследования минералов, минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН.

Разнообразие цветовых характеристик и минерального состава шлаковых стекол в сравнении с тенгизитами представлено в табл. 1.

Минеральный состав шлаковых стекол и различно окрашенных тенгизитов принципиально неодинаков. В изученных образцах шлаковых стекол отсутствуют кальциевые минералы - диопсид и волластонит, столь характерные для тенгизитов. В последних нет алюминийсодержащих минералов - корунда и шпинели, хотя количество глинозема в тенгизитовом стекле довольно высокое. Специфической отличительной особенностью шлаковых стекол является и наличие самостоятельной титановой фазы - анатаза. Существенный отличительный признак - присутствие в тенгизите тридимита, а в шлаковых стеклах - низкотемпературного кристобалита. Таким образом, тридимитсодержащие тенгизиты являются более низкотемпературными образованиями, чем шлаковые стекла с кристобалитом [1].

Таблица 1

**Цвет и минеральный состав шлаковых стекол Лысьвенского
металлургического завода (ЛМЗ) в сравнении с тенгзитами (ТНГ)**

№ п/п	№ пробы	Цвет	Минеральный состав
1	ЛМЗ-1	Черный	Кварц, железо
2	ЛМЗ-2	Серо-синий с белым	Шпинель, кварц, корунд
3	ЛМЗ-3	Голубой с белым	Шпинель, кварц, корунд, анатаз, кристобалит
4	ЛМЗ-4	Серо-фиолетовый с белыми полосами	Анатаз, кристобалит, кварц
5	ЛМЗ-5	Оливково-зеленый	Кварц
6	ЛМЗ-6	Зеленый	Кварц
7	ЛМЗ-7	Светло-зеленый	Кварц, кристобалит
8	ТНГ-1	Буро-зеленый, черный, синий, серо-голубой	Диопсид
«	ТНГ-2		Волластонит
«	ТНГ-3		Кварц
«	ТНГ-6		Тридимит, анортит, магнетит

Сравнительная характеристика химического состава шлаковых стекол и тенгзитов представлена в табл. 2.

Таблица 2

**Химический состав шлаковых стекол Лысьвенского металлургического
завода и тенгзита, мас. %**

Компо- ненты	ЛМЗ-1	ЛМЗ-3	ЛМЗ-6	ЛМЗ-7	ТНГ-2	ТНГ-3	ТНГ-6
SiO ₂	41.93	40.76	60.16	70.30	61.62	61.70	68.88
TiO ₂	3.08	0.27	0.65	0.34	0.48	0.48	0.40
Al ₂ O ₃	13.21	41.50	11.48	7.41	9.45	9.27	7.64
Fe ₂ O ₃	0.20	0.03	0.38	0.05	2.55	2.70	2.56
FeO	9.05	0.65	0.24	0.22	1.58	1.42	0.84
MnO	1.10	0.07	0.01	0.01	0.07	0.07	0.05
MgO	3.11	11.17	1.07	1.45	2.93	2.91	2.37
CaO	26.96	0.93	3.68	3.03	16.35	16.38	12.75
Na ₂ O	0.48	2.10	20.07	16.20	2.64	2.72	2.40
K ₂ O	0.72	0.22	0.60	0.38	1.53	1.60	1.60
H ₂ O	0.07	0.00	0.12	0.06	0.06	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.12	0.06	0.10	0.13	0.13
п.п.п.	0.00	0.21	0.39	0.64	0.14	0.10	0.00
Сумма	99.99	98.02	98.97	100.15	99.50	99.60	99.74

Обращает на себя внимание тот факт, что по всем компонентам состав различно окрашенных тенгзитов более однороден, нежели химический состав шлаковых стекол, в которых наблюдаются широкие вариации содержания как основных, так и второстепенных компонентов. Широкая вариабельность химического состава шлаковых стекол находит отражение и в разнообразии минерального состава фаз, образующихся при их девитрификации или частичной раскристаллизации.

Таким образом, тенгзиты и шлаковые стекла имеют принципиально разные химический и минеральный составы, что может быть критерием диагностики тенгзита.

Библиографический список

1. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Фрондель К. Система минералогии. Т. III. Минералы кремнезема. М.: Мир, 1966. 431 с.
2. Потатов С.С. Рожденный в огне // Ювелирный мир. 1977. № 5. С. 87, 97-98.
3. Его же. Проблема имитации тенгзита другими техногенными минеральными продуктами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Матер. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 50-52.

А.М. Кропачев
Пермский университет

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

Многие месторождения являются очагами концентрации токсических веществ, поступающих в среду обитания всего живого. Информация о составе и количестве загрязнителей может быть получена уже на поисковом и разведочном этапах изучения месторождений.

На поисковом этапе при проведении литохимических, гидрогеохимических, биогеохимических и других геохимических работ составляются геохимические карты, включающие сведения о количестве элементов-загрязнителей в почвах, корах выветривания, поверхностных и грунтовых водах и в растениях. Для того чтобы эта информация была пригодна для экологических целей, Ю.Е. Саэт и соавторы [1] рекомендуют следующее:

1) геохимическому опробованию подвергать все компоненты ландшафта: почвы, коры выветривания, осадки, поверхностные и грунтовые воды и растительность;

2) увеличить детальность опробования;

3) в спектр определяемых элементов включать не только рудообразующие элементы, но и токсичные элементы-примеси;

4) в геохимические карты включать информацию не только о содержании химических элементов, но и о формах их нахождения.

Геохимическая информация, полученная на поисковом этапе, может быть использована для экологической оценки компонентов ландшафта: почвы, коры выветривания, осадков, поверхностных вод, грунтовых вод и растительности.

На разведочном этапе эколого-геохимические исследования должны быть направлены на прогнозирование загрязнения компонентов ландшафта, обусловленного разработкой месторождения. Для решения этой задачи необходимо проведение комплекса геохимических работ:

- 1) изучение содержания и форм нахождения в рудных телах токсичных элементов;
- 2) выделение блоков вмещающих пород с первичными и вторичными ореолами рассеяния токсичных элементов, которые при разработке месторождения будут перемещаться в отвалы;
- 3) изучение техногенных процессов в отвалах на предмет возможного поступления загрязнителей в окружающую среду;
- 4) разработка рекомендаций по комплексному использованию рудообразующих и элементов-примесей, обеспечивающему снижение их поступления в ландшафт;
- 5) организация геохимического мониторинга за динамикой загрязнения окружающей среды.

Эколого-геохимическая информация, полученная на поисковом и разведочном этапах изучения месторождений, в совокупности с данными инженерно-геологических, гидрогеологических исследований являются основой разработки природоохранных мероприятий и экологически безопасного функционирования горнодобывающего предприятия.

Библиографический список

1. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 334 с.

А.М. Кропачев, И.И. Эсмантович
Пермский университет

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЛИСТЬЯХ БЕРЕЗЫ НА ЮГЕ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Для характеристики качественного состава и содержания микроэлементов в листьях березы была использована информация, полученная в 1973 г. при разработке биогеохимического метода поисков месторождений нефти и газа на юге Пермской области, где был проложен широтный геохимический профиль от западной до восточной границы области. Вдоль этого профиля отбирались пробы почвенного покрова и древесной растительности.

Методика отбора фитогеохимических проб

Геологами для разработки фитогеохимического метода поисков месторождений нефти и газа было проведено опробование растительного покрова на юге Пермской области от западной границы области до восточной. Этот профиль пересекал несколько известных месторождений нефти.

Пробы листьев березы и некоторых других древесных растений отбирались как над территорией месторождений, так и вне ее на разных по составу и возрасту почвообразующих породах: терригенных (песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины) и карбонатных (известняки и доломиты).

Методика подготовки листьев березы для спектрального анализа

1. Навеска воздушно-сухих листьев помещалась в фарфоровую чашку и сжигалась на электроплитке [2].

2. Зола, смоченная концентрированной азотной кислотой, окончательно озольялась в фарфоровом тигле в электропечке при температуре 600° С.

3. Зола, доведенная до постоянного веса, взвешивалась (для определения зольности) и отправлялась на спектральный анализ – в лабораторию геологической экспедиции.

Спектральный анализ

Для определения содержания микроэлементов применялся грубоколичественный эмиссионный спектральный анализ на кварцевом спектрографе ИСП-28. Пробы сжигались в угольных электродах, при этом достигалась чувствительность для Cu, Ag – $0,1 \cdot 10^{-3} \%$, Be – $0,3 \cdot 10^{-3} \%$, для Ti, V, Mn, Ni, Co, Sr, Sn, Zr, Mo, Ba, Pb – $1 \cdot 10^{-3} \%$.

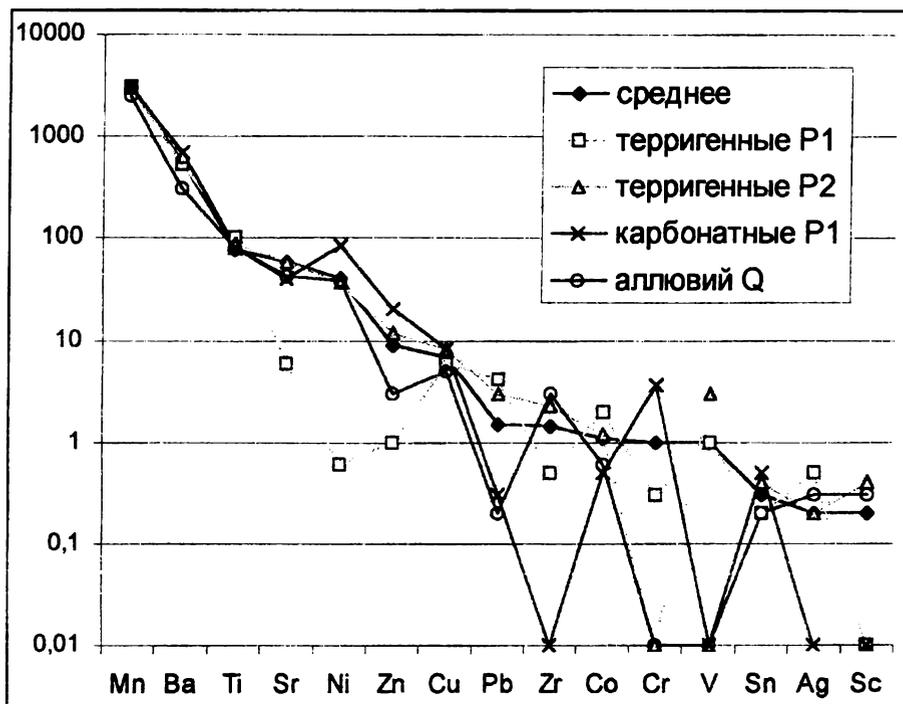
Содержание микроэлементов в золе листьев березы

Получено среднее содержание микроэлементов по 23 пробам и среднее содержание листьев берез, произрастающих на терригенных породах нижней перми, терригенных породах верхней перми, на аллювиальных осадках антропогена и на карбонатных породах нижней перми. На рисунке изображены спектры содержаний микроэлементов (по средним содержаниям).

1. В золе листьев берез, произрастающих на юге Пермской области, установлено 15 микроэлементов: Mn, Ba, Co, Pb, V, Cr, Ni, Ti, Cu, Zn, Sr, Ag, Sn, Sc, Zr; не обнаружены (при чувствительности спектрального анализа, показанного выше) 5 микроэлементов: Ga, Be, Ge, Y, Mo.

2. Содержание отдельных видов микроэлементов колеблется от полного отсутствия (Be и др.) до нескольких процентов (Mn). Наибольшее число видов микроэлементов приходится на интервал 0,001-0,0001 %.

3. В листьях березы юга Пермской области, сравнительно с кларками в золе растений [1], накапливаются Mn, Ba, Sr, Ni, рассеиваются Cr, Y, Sr (в березах над терригенными породами верхней перми); средние содержания Ti, Pb, Co, Ag приближаются к их кларкам.



Спектры микроэлементов в золе листьев березы на юге Пермской области

4. Заметна зависимость содержания отдельных видов микроэлементов и спектров содержания от места их произрастания. Например, минимальное содержание Ni установлено над терригенными породами нижней перми; минимальное содержание Zn – над карбонатными породами нижней перми; Pb – над аллювием четвертичного возраста и над карбонатами нижней перми. Максимальное содержание V, Sr – над терригенными породами нижней перми.

5. Средние содержания микроэлементов в золе берез образуют следующие ряды содержания: $Mn > Ba > Ti > (Sr, Cu) > Pb > Co > (V, Zn) > Ag > Zr > Sn$; над терригенными породами нижней перми – ряд: $Mn > Ba > Ti > (Sr, Cu) > Pb > (V, Zn) > Ag > Zr > Sn$; над терригенными породами верхней перми: $Mn > Ba > Ti > Ni > Zn > Pb > Co > (Sn, Ag)$; над аллювиальными осадками: $Mn > Ba > Sr > Ni > Ti > Zn > Cu > Cr > (Co, Sn)$; над карбонатами нижней перми: $Mn > Ba > Ti > Sr > Ni > Cu > Zn > Co > Ag > Sn$.

Обсуждение результатов

1. В золе листьев березы на юге Пермской области наблюдается резкое колебание содержания микроэлементов; от полного отсутствия до трех и более процентов.

2. Отмечается зависимость содержания отдельных элементов спектров содержания от состава почвообразующих пород.

3. Средние содержания микроэлементов в золе листьев березы на юге Пермской области, где нет источников промышленного загрязнения, кроме предприятий нефтедобывающей промышленности, можно рассматривать как естественный фон, а их содержания – как местные кларки, в сравнении с которыми можно оценивать степень загрязнения березы в других районах Предуралья. При этом необходимо учитывать состав почвообразующих пород.

Библиографический список

1. *Малюга Д.Г.* Биогеохимические методы поисков рудных месторождений / АН СССР. М., 1963. 264 с.
2. *Ефимова Н.С., Кропачев А.М.* О содержании микроэлементов в легких горнорабочих при пневмокониозах // Гигиена труда и проф. заболевания. М., 1970. №12. С. 25-28.

А.Я. Гаев, Т.И. Якшина, Г.Н. Карпов, С.В. Юрина
Пермский университет, РосНИИВх,
Оренбургский университет, Оренбургский педуниверситет

О ГИДРОГЕОЭКОЛОГИИ УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Гидрогеоэкологические исследования авторов базируются на применении минералого-геохимических методов, разработанных П.Н. Чирвинским, проработавшим в уральском регионе 15 лет (1941-1956) [3] и написавшим 18 работ по гидрогеологии, продемонстрировав при этом большие возможности использования минералого-геохимических методов при анализе водных растворов [1; 4].

Выделяются три орографические области: Восточная часть Русской равнины, Горноскладчатый Урал и его хребты, предгорья и пенеплен Восточного склона Урала. Горные сооружения пересекают климатические пояса и служат климаторазделом между Русской и Западно-Сибирской равнинами. Водоносность пород на восточном склоне Урала в 1.5-2 раза ниже, чем на западном.

Наиболее ценными являются пресные и столовые минеральные воды зоны активного водообмена. В Предуралье преобладают поровые и пластово-поровые воды, а на Урале - трещинные и трещинно-жильные. В направлении от зоны северной тайги к сухим степям уменьшается количество осадков; повышаются испарение и минерализация вод; гидрокарбонатно-кремнеземные, гидрокарбонатные и сульфатные воды сменяются гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными и хлоридными.

Рост сельскохозяйственного освоения лесостепных и степных районов, сосредоточение промышленности и городов в долинах крупных рек обострили проблему дефицита воды. Рост минерализации сопровождается повышением

степени загрязнения вод с севера на юг и от водоразделов к долинам крупных рек. Происходят следующие преобразования гидросферы:

- а) воды загрязняются отходами и продуктами производства и быта людей;
- б) повышается интенсивность природных процессов растворения и выщелачивания пород;
- в) наряду с истощением водных ресурсов расширяются площади подтопления урбанизированных территорий;
- г) усиливаются процессы самоочищения вод на геохимических барьерах;
- д) повышаются объем и глубина воздействия на гидросферу при добыче полезных ископаемых и подземном строительстве;
- е) в природной среде появляются принципиально новые синтезированные вещества, микрофауна и микрофлора.

Важнейшими источниками техногенеза здесь являются промышленные, энергетические, геотехнологические, зоотехнологические, агрохимические, транспортные, военные, бытовые [2].

Предприятиями горноскладчатой части Урала в большом количестве выделяются сернокислые соединения тяжёлых металлов, преимущественно халькофильных элементов, формирующих на разрабатываемых колчеданных месторождениях сернокислотные ландшафты. В поверхностных и подземных водах здесь активно мигрируют сернокислые соединения железа, алюминия, меди, цинка, свинца, а также мышьяк, сурьма, марганец и др.

На нефтепромыслах и нефтеперерабатывающих заводах, в районах нефте- и газопроводов, нефтехранилищ и автозаправочных станций, на участках скопления техники развиваются зоны углеводородного загрязнения с сопутствующими солями хлоридов и сульфатов натрия, магния, кальция, брома, фтора, йода, бора и других элементов.

Загрязнение носит специфический характер и генетически связано с конкретными источниками загрязнения.

Работа выполнена частично за счет гранта Минобразования России.

Библиографический список

1. Гаев А.Я. О развитии палеогидрогеологических идей П.Н. Чирвинского в трудах учёных пермской школы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст./ Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 12 – 15.
2. Его же. Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Уральского ун-та, 1989. 386 с.
3. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. К 120-летию со дня рождения П.Н. Чирвинского // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 4 – 9.
4. Кудряшов А.И. Вклад П.Н. Чирвинского в становление флюидогеодинамики // Там же. С.9– 12.

ХРОНИКА

85 ЛЕТ КАФЕДРЕ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ПЕРМСКОГО ГОСУНИВЕРСИТЕТА

В октябре 2001 г. исполняется 85 лет со дня основания кафедры минералогии и геологии в структуре физико-математического факультета образованного в 1916 г. Пермского университета. Кафедрой руководил внештатный ординарный профессор Казанского университета магистр минералогии и геогнозии Б.К. Поленов. Через год на базе этой кафедры были созданы два кабинета: минералогии, которым заведовал приват-доцент магистр минералогии и геогнозии А.А. Полканов, и геологии (заведующий Б.К. Поленов). В этот начальный период становления минералогического направления в университете необходимо также отметить важную роль П.И. Преображенского.

Одновременно формировался минералогический музей, основой которого стали частные коллекции Л.И. Крыжановского, Б.К. Поленова, А.А. Полканова, А.Е. Ферсмана и др., к которым в 1918 г. присоединилась крупная коллекция минералов и художественных поделок из камня, подаренная университету художником А.К. Денисовым–Уральским. С тех пор и до настоящего времени минералогический музей при кафедре минералогии и петрографии стал уникальной учебно-методической и научно-исследовательской базой для студентов и сотрудников университета, учителей и учащихся школ, а также важным культурно-просветительским центром региона.

В течение 20-х гг. благодаря настойчивости и организаторским способностям А.А. Полканова кабинеты удалось оснастить разнообразным учебным и научным оборудованием. С 1930 г. эту работу продолжил доцент В.К. Воскресенский, ставший заведующим кафедрой минералогии и руководивший ею в течение 25 лет. Он проявил себя как талантливый педагог и организатор учебно-методической работы. Им были подготовлены первые учебные таблицы по кристаллографии и минералогии, с помощью которых заметно повысилась эффективность преподавания этих дисциплин студентам физико-математического факультета. Немаловажное значение имела полевая учебная экспедиция в Ильменский минералогический заповедник.

В 1931 г. на базе кафедр минералогии и геологии в Пермском университете было открыто геологическое отделение (с 1933 г. – факультет). Важнейшую роль в его организации сыграл В.К. Воскресенский, который и стал его первым деканом. С 1934 г. начала функционировать кафедра петрографии (первый заведующий - Г.А. Максимович), а через два года – кафедра геохимии (Н.А. Игнатъев). В июне 1936 г. состоялся первый выпуск геохимиков. В последующие годы кафедрой петрографии заведовали В.А. Токарев (1935-1936 гг.), А.В. Власенко (1936-1938 гг.), Н.А. Игнатъев (1938-1941 гг.), кафедрой геохимии – Б.А. Гаврусевич (1938-1942 гг.). Для чтения специальных курсов были приглашены профессора А.А. Сауков, Н.И. Хитаров, И.М. Переслегин.

Научная работа сотрудников кафедр была связана с изучением вещественного состава грунтов на площадке строительства Камской ГЭС, а также

строительных объектов Краснокамска, Кунгура, Губахи, исследованием минерального состава месторождений Урала. Интересные материалы были представлены в кандидатской диссертации ассистента Т.А. Мазура «Корунды Ильменских гор».

С началом Великой Отечественной войны многие преподаватели студенты ушли на фронт, среди них - доцент Н.А. Игнатъев, доцент В.В. Александров, студент Н.П. Старков. Кафедра геохимии была закрыта, подготовка специалистов в эти трудные годы продолжалась на кафедрах минералогии и петрографии. В 1943 г. кафедру петрографии возглавил выдающийся ученый профессор П.Н. Чирвинский, заведовавший ею до 1953 г.

В военные годы сотрудниками кафедр минералогии и петрографии под руководством В.К. Воскресенского были организованы экспедиции по изучению медистых песчаников, строительных материалов, минеральных пигментов и др. на территории Пермской области.

В первые послевоенные годы (1946-1954 гг.) на кафедрах продолжалась подготовка специалистов-геохимиков. Вернулись орденоносцами с войны доцент Н.А. Игнатъев и Н.П. Старков, ставший после окончания университета ассистентом кафедры. В начале 50-х гг. штаты пополняются молодыми преподавателями, среди них - А.М. Кропачев, Ю.К. Митонин, Н.П. Чирвинский.

Резко активизировалась научная работа сотрудников кафедр. Особенно заметный вклад в отечественную и мировую науку внес профессор П.Н. Чирвинский. Только за годы пребывания в Пермском университете им опубликовано 83 научные статьи и монография «Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических пород» (1953 г.). В 1967 г. была переиздана классическая монография П.Н. Чирвинского «Паласситы». В 1980 г. в нескольких городах страны были проведены мероприятия, посвященные 100-летию со дня рождения П.Н. Чирвинского как ученого мирового значения. С 1999 г. кафедра минералогии и петрографии Пермского университета проводит научные чтения памяти П.Н. Чирвинского.

Большое внимание уделялось в этот период изучению месторождений стройматериалов, хромитовых руд Сарановского месторождения, железных руд Бисерского и Пашийского районов, титано-циркониевых россыпей Вишерского района. Монография «Волконскоит Прикамья» (авторы Н.А. Игнатъев, В.В. Александров и Г.Г. Кобяк) получила всеобщее признание в стране и приобрела известность за рубежом (в частности, заказ на нее был получен из Новой Зеландии). Детальные исследования по изучению горных пород Вишерского Урала, проведенные Н.П. Старковым в 1947-1955 гг., были обобщены в его кандидатской диссертации «Петрографическая характеристика левобережья р. Вишеры в междуречье рек Улс и Велс и плато Кваркуш на Урале».

В 1955 г. кафедры минералогии и петрографии были объединены и был прекращен выпуск геохимиков. Кафедра временно перестала быть специализирующей и готовила единичных специалистов-геохимиков. В период с 1955 по 1960 г. кафедру минералогии и петрографии возглавлял В.К. Воскресенский, в 1960-1975 гг. - доцент Н.П. Старков. В 60-е гг. заметно повысилась научная квалификация сотрудников кафедры. Так, в 1962 г. кандидатскую диссертацию

защитил А.М. Кропачев. В 1965 г. на кафедре была открыта очная аспирантура под руководством Н.А. Игнатъева, в которую была принята Ф.А. Курбацкая. С середины 50-х гг. общей темой научной деятельности сотрудников кафедры стала проблематика, связанная с изучением петрографии, минералогии и геохимии горных пород Среднего, Северного Урала и Приуралья в связи с поисками полезных ископаемых.

В 1966 г. на кафедру пришел ее выпускник Р.Г. Ибламинов, отличавшийся исключительным трудолюбием и широтой научных интересов. Ему по заслугам было доверено руководить научной работой факультета в качестве заместителя декана по науке, эту должность он занимает и поныне.

В 1968 г. защитили диссертации Ф.А. Курбацкая и Б.М. Осовецкий, которые стали сотрудниками кафедры. В этом же году ассистентом кафедры стала Н.Е. Молоштанова. В 1977 г. диссертацию защитил Р.Г. Ибламинов.

В 1975-1980 гг. кафедрой заведовал доцент А.М. Кропачев, с 1981 г. – доцент Ф.А. Курбацкая, руководившая ею в течение 18 лет.

Новое кадровое пополнение, составляющее в настоящее время наиболее молодую часть штата кафедры, относится к 80-м гг. – Т.М. Рыбальченко, К.П. Казымов, И.И. Чайковский, И.Я. Илалтдинов. Почти все они довольно быстро защитили кандидатские диссертации (научные руководители Ф.А. Курбацкая и Б.М. Осовецкий). В 1985 г. защитили докторские диссертации Ф.А. Курбацкая и Б.М. Осовецкий, в 1988 г. – кандидатскую - Н.Е. Молоштанова. В 1989 г. ученое звание профессора было присвоено А.М. Кропачеву.

В 80-90-е гг. сотрудниками кафедры проводились разнообразные научные исследования с использованием всех форм организации науки. В частности, кафедрой неоднократно выигрывались гранты Минобразования РФ, выполнялись хозяйственные исследования, бюджетные темы в рамках НТП «Университеты России», региональных НТП «Экология Западного Урала» (1995-1996 гг.) и «Западный Урал: актуальные проблемы научно-технического развития и экологическая безопасность» (1997-1999 гг.). За эти годы кафедрой опубликовано 15 монографий, около 500 статей, получено 8 патентов (автор, в основном, А.М. Кропачев).

Расширились международные связи при участии сотрудников кафедры. Следует отметить совместные экспедиции по изучению гранитоидов в соответствии с договором с университетом Нанси-2 (Франция), обмен учебными и научными материалами с университетом г. Толедо (США), участие в деятельности российско-итальянского экологического института, в организации выставок минералов за рубежом, выполнение совместной темы с сотрудниками Британской геологической службы (г. Ноттингем) и др. Сотрудники кафедры являлись участниками многих международных конференций, семинаров и конгрессов.

Аспирантами кафедры (Т.М. Рыбальченко, Е.А. Меньшикова, И.И. Чайковский, И.Я. Илалтдинов, Е.Н. Черепанов) за 1990-1999 гг. опубликовано 52 статьи. Студенты все более активно вовлекаются в научную работу, проводимую кафедрой, участвуют в полевых экспедициях, публикуют статьи (с 1990 г. ими опубликовано около 50 работ).

В настоящее время научная деятельность сотрудников кафедры ведется в следующих основных направлениях.

Под руководством профессора Ф.А. Курбацкой разрабатываются проблемы геологического строения, формационного анализа, палеотектоники, литогенеза, стратиграфии докембрия, прогнозирования полезных ископаемых на территории Западного Урала. В последние годы большое внимание уделяется вопросам, касающимся перспектив обнаружения коренной алмазности. В этом направлении работают доценты И.И. Чайковский, ст. преподаватель Т.М. Рыбальченко, отчасти – доцент Р.Г. Ибламинов.

Профессор Б.М. Осовецкий курирует направление, связанное с исследованием процессов формирования россыпей и их вещественного состава, совершенствованием методики их поисков, а также более общих проблем аллювиальной седиментологии. Работы в данных областях ведут доценты И.Я. Илалтдинов и К.П. Казымов.

Профессор А.М. Кропачев основное внимание уделяет разработке методологических основ геологической науки, изучению проблем экологической геологии и охраны геологической среды от загрязнения. Важнейшее значение имеют его предложения по использованию искусственных геохимических барьеров для очистки окружающей природной среды от загрязнений, защищенные патентами.

Доцент Р.Г. Ибламинов плодотворно разрабатывает общие проблемы металлогении и минерации, корреляции магматических массивов Урала, закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых региона и др.

Доцент Н.Е. Молоштанова занимается рассмотрением вещественного состава соляных месторождений, особенно Верхнекамского месторождения калийных солей, и технологических свойств соляных руд. Особое внимание уделяется проблеме минералогии пещер, которая разрабатывается совместно сотрудниками ЕНИ при ПГУ и кафедры динамической геологии и гидрогеологии.

Научные исследования ученые кафедры ведут в тесном сотрудничестве с коллегами ряда вузов и академических институтов России, других кафедр и подразделений, особенно кафедры методов поисков и разведки полезных ископаемых и Лаборатории геологии техногенных процессов ЕНИ, а также с сотрудниками Комитета природных ресурсов по Пермской области и Коми-Пермяцкому АО и ПГГСП Геокарта.

*Б.М. Осовецкий,
Ф.А. Курбацкая*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андрейчев В.Л.	30	Тетерин И.П.	74
Васев М.Л.	140	Тиунов К.В.	55
Гаев А.Я	142, 152	Удоротина О.В.	30
Галеева Э.И.	59	Устькачкинцева Ю.Л.	25
Гареев Э.З.	4	Чайковский И.И.	103
Голдырев В.В.	118, 127	Чашухин П.Н.	113
Езерский В.А.	86	Чистяков А.В.	26
Жуков В.В.	76	Шарков Е.В.	26
Ибламинов Р.Г.	34	Шолохов В.В.	55
Илалтдинов И.Я.	118	Шурубор Ю.В.	100
Казымов К.П.	118	Эсмонтович И.И.	149
Карпов Г.Н.	152	Юрина С.В.	152
Катаев В.Н.	134	Якшина Т.И.	152
Кинев А.Н.	113		
Кропачев А.М.	148, 149		
Крупенин М.Т.	4		
Крылов Д.Ю.	140		
Курбацкая Ф.А.	12, 15		
Кучин Е.С.	50		
Лебедев Г.В.	113		
Лунев Б.С.	17		
Маслов А.В.	4, 8		
Мелкомуков В.В.	74		
Минькевич И.И.	142		
Молоштанова Н.И.	25		
Морозов Л.Н.	63		
Набиуллин В.И.	129		
Наумов В.А.	118, 127		
Наумов С.В.	118		
Наумова О.Б.	17, 22, 127		
Новых А.В.	127		
Осовецкий Б.М.	118, 157		
Парфенова Ю.В.	56		
Петухов С.Н.	74		
Поденных В.В.	57		
Потапов С.С.	146		
Пушкин С.А.	127		
Ронкин Ю.Л.	4		
Русинова Е.В.	61		
Самарина В.С.	142		
Силаев В.И.	93		
Синкин В.А.	127		
Сычкин Г.Н.	115		

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I.	Проблемы литологии и петрологии _____	3
Раздел II.	Общие проблемы металлогении _____	33
Раздел III.	Проблемы геологии и минералогии месторождений алмазов _____	73
Раздел IV.	Проблемы геологии месторождений золота _____	117
Раздел V.	Проблемы карста и гидрогеохимии _____	133
Раздел VI.	Проблемы техногенной минералогии и геоэкологии _____	145
Хроника _____		154
Авторский указатель _____		158

СОДЕРЖАНИЕ

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. <i>Алюмосилькокластические последовательности типа Рифея: к реконструкции состава источников сноса</i>	4
Маслов А. В. <i>Карбонатные последовательности типа Рифея</i>	8
Курбацкая Ф.А. <i>О проведении границы между садочными и метаморфическими породами на западном Урале</i>	12
Курбацкая Ф.А. <i>Эволюция состава песчаных пород на западном Урале</i>	15
Лунев Б.С., Наумова О.Б. <i>О взаимосвязи строения и состава аллювия с неотектоникой на примере р. Камы</i>	17
Наумова О.Б. <i>Количественная оценка эффективности методик минералогического анализа</i>	22
Малоштанова Н.Е., Устькачкинцева Ю.Л. <i>Минеральный состав легкой фракции галопелитов Верхнекамского месторождения</i>	25
Чистяков А.В., Шарков Е.В. <i>Бураковский расслоённый плутон, (Ю. Карелия) как долгоживущий магматический центр: петрологические и изотопно-геохимические данные</i>	26
Удоротина О.В., Андреичев В.Л. <i>Rb-Sr Возраст, редкометалльных метасоматитов Полярного Урала</i>	30
Ибламинов Р.Г. <i>К вопросу о минералогическом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала</i>	34
Молоштанова Н.Е. <i>К вопросу о генезисе силвинитов Верхнекамского месторождения</i>	44
Кучин Е.С. <i>Новая концепция эндогенного рудообразования и перспективы ее практического применения</i>	50
Парфенова Ю.В. <i>К методике прогноза нефтегазоносности Башкирско-Кыновского палеошельфа Пермского Прикамья</i>	56
Подёных В.В. <i>Генетические модели образования, месторождения хромовых руд в альпийских гипербазитах</i>	57
Галева Э.И. <i>Минерогения Лысьвенского района</i>	59
Русинова Е.В. <i>К минерогении карбона Пермского Урала и Приуралья</i>	61

Морозов Л.Н. <i>К методике полевых геологических исследований и наблюдений (в порядке завещания)</i>	57
Мелкомуков В.В., Петухов С.Н., Тетерин И.П. <i>Тектоническое строение и закономерности размещения алмазности Полюдово-Колмчинского поднятия</i>	74
Жуков В.В. <i>Минералогические особенности туффизитов Волынского месторождения алмазов</i>	76
Езерский В.А. <i>Ильменит и продукты его замещения из алмазных отложений Красновишерского района</i>	86
Силаев В.И. <i>Необычные кварцин-кварцевые секрции в интрузивных пирокластитах Северного Урала.....</i>	93
Шурубор Ю.В. <i>Об алмазопроисхождении бурожелезняковых месторождений кизельовского и кыновского типов</i>	100
Чайковский И.И. <i>Изотопная природа углерода и кислорода в карбонатах из алмазных пород Якутии и Северного Урала.....</i>	103
Чарушин П.Н., Кинев А.Н. Лебедев Г.В. <i>Минералогическая характеристика тяжелой фракции рыхлых отложений Пашийского участка.....</i>	113
Сычкин Г.Н. <i>Коренные месторождения алмазов Урала – одна из важнейших научных и прикладных проблем пермской геологии</i>	115
Илалтдинов И.Я., Казымов К.П., Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Наумов С.В. <i>Металлоносность осадочных пород бассейна р. Кодзь (верхнекамская впадина).....</i>	118
Илалтдинов И.Я. <i>Химический состав и особенности внутренней структуры золота Пашийской площади.....</i>	102
Голдырев В.В., Наумов В.А., Наумова О.Б., Новых А.В., Пушкин С.А., Синкин В.А. <i>Золотоносность мезо-кайнозой Верхнекамской впадины</i>	127
Набиуллин В.И. <i>Об экспертизе ТЭО разведочных кондиций золотоносной россыпи Сурья Казанская</i>	129
Катаев В.Н. <i>Особенности минерального состава карстующихся горных пород.....</i>	135
Крылов Д.Ю., Васёв М.Л. <i>О гидрогеологических особенностях развития карста сульфатного и карбонатного типов</i>	141

Гаев А.Я., Самарина В.С., Минькевич И.И., Якишина Т.И.	
<i>О гидрогеохимии пород кунгурского яруса Предуралья</i>	143
Потапов С.С.	
<i>Минеральный и химический состав шлаковых стекол Лысьвенского металлургического завода (Пермская область)</i>	146
Кропачев А.М.	
<i>Эколого-геохимические исследования при поисковых и разведочных работах</i>	148
Кропачев А.М., Эсмантович И.И.	
<i>Эколого-геохимическое и поисковое значение микроэлементов в листьях березы на юге Пермской области</i>	149
Гаев А.Я., Якишина Т.И., Карпов Г.Н., Юрина С.В.	
<i>О гидроэкологии Урала и Предуралья</i>	152
ХРОНИКА	154

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Сборник научных статей

Ответственный редактор **Чайковский Илья Иванович**

Редактор *Л.А. Богданова*

Технический редактор *Г.А. Ковальчук*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерная верстка *Е.В. Чайковская*

ИБ № 327

Лицензия ЛР № 020409 от 12.02.97

Подписано в печать 09.01.2001. Формат 60x84 1/16.

Бум. тип. №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 9,3

Уч.-изд. л. 9. Тираж 200 экз. Заказ 16.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета
614000. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета
614000. Пермь, ул. Букирева, 15