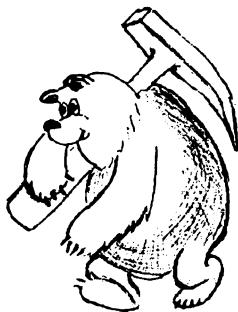


ПРОБЛЕМЫ  
МИНЕРАЛОГИИ,  
ПЕТРОГРАФИИ  
И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти  
П.Н. Чирвинского

Выпуск 8

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Пермский государственный университет  
Кафедра минералогии и петрографии  
Пермское отделение Российского минералогического общества



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,  
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Выпуск 8

Сборник научных статей

Пермь 2005

**БКК 26.3**

**П 78**

**УДК 550.8**

**П 78** **Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей. / Перм. ун-т. – Пермь, 2005. – Вып. 8. – 272 с.**

**ISBN 5 – 7944 – 0498-1**

Сборник подготовлен по материалам докладов на пятой научной конференции, состоявшейся 8-9 февраля 2005 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, геологии месторождений и других наук, которые входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

Редколлегия: Б.М. Осовецкий, 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: Администрация Пермской области

**ISBN 5 – 7944 – 0498-1**

© Пермский университет, 2005

ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОХИМИИ И  
ГИДРОГЕОХИМИИ



## НЕЛИНЕЙНОСТЬ В ГЕОХИМИИ

Современная геология резко отличается от той преимущественно описательной науки о Земле, которой она была несколько десятков лет назад. Широкое применение достижений математики, физики, химии, использование сложной и высокопроизводительной аппаратуры, ПЭВМ существенно изменило представление о геологических объектах исследования.

В закрытых физических и химических системах все процессы, согласно второму закону термодинамики, идут в сторону равновесия, равномерного распределения вещества, нарастания хаотичности распределения компонентов, т.е. стремятся к максимуму энтропии (степени беспорядка). При этом осуществляются непрерывная дезорганизация и разрушение первоначальной структуры. Закрытым системам присуща линейная зависимость между параметрами системы: приращение аргумента вызывает такое же приращение функции. В открытых системах, обменивающихся с окружающей средой веществом, энергией и информацией, особенно содержащих живое вещество, согласно идеям Ч. Дарвина, происходит эволюционное развитие процессов, структуры и трансформации энергии. В результате в таких системах возникают новое качество и нелинейные зависимости [1]. Такие системы В.И. Вернадский предложил называть биокосными системами, которые состоят из живого вещества, продуктов его трансформации и косного – минерального вещества [2].

Нелинейность в стратисфере, биосфере. В геологических телах разного уровня вещественно-структурной организации нелинейное распределение характеристик состава, структуры и свойств наиболее резко проявляется в биокосных системах, которые являются атрибутом стратисферы.

1. Биокосные системы – это динамические системы, управляемые жизнью. Проявляя свои функции, живые организмы трансформируют световую энергию Солнца и аккумулируют её, превращая в химически работоспособную энергию. В биокосных системах живое вещество выступает как аккумулятор химической энергии.

2. Все биокосные системы являются фабриками богатых химической энергией макромолекул органического вещества. Химическая

энергия макромолекул передается по трофическим цепям, при этом она трансформируется и частично рассеивается. Часть химической энергии в составе органического вещества захороняется в составе стратисферы.

3. Во всех биокосных системах осуществляется биологический кругооборот атомов, который делает биокосную систему биологически анизотропной, ибо биологический кругооборот атомов не является замкнутым. Это приводит к дифференциации вещества и образованию концентрации продуктов жизнедеятельности в форме органического вещества, сероводорода, углекислого газа и других продуктов. В процессе обмена веществом каждый живой организм в процессе биологического кругооборота атомов извлекает биофильные элементы из окружающей среды и выделяет в окружающую среду продукты метаболизма.

4. В биокосных системах работает принцип «устойчивости неравновесия» Бауэра, сущность которого состоит в том, что «живые организмы никогда не бывают в равновесии с окружающей средой и выполняют за счёт своей свободной энергии постоянную работу против равновесия, требуемого законами физики и химии».

5. Биокосные системы, являясь неравновесными, обладают в то же время устойчивостью, которая согласно закону необходимого разнообразия Винера-Шеннона-Эшби обусловлена тем, что биокосные системы, обладая внутренним разнообразием, блокируют влияние внешних факторов.

Для биосфера характерна мозаичность структуры в плане. Это вызвано неоднородностью развития живого вещества в отдельных частях образующего экосистемы. Последние находятся в постоянном взаимоотношении друг с другом.

Все биокосные системы открытые, имеющие вход, через который поступает вещество и поток энергии, и выход – через который направлен поток энергии из системы и мигрируют биогенные мигранты.

С позиции системно-уровневого подхода биосфера имеет многоуровневую структуру, состоящую из компонентов (подсистем). От более высокого уровня организации к более низкому они образуют ряд: наземные и подводные ландшафты, коры выветривания, почвы, осадки.

Кора выветривания – это биокосная система, сложенная нерастворимыми продуктами выветривания, образовавшимися под почвой и оставшимися на субстрате.

Кора выветривания – открытая, неравновесная система. Она об-

менивается веществом, энергией и информацией с почвой и субстратом. Неравновесность системы поддерживается, с одной стороны, поступлением в кору выветривания из почвы веществ, богатых свободной химической энергией (кислород, углекислый газ, фульвиновые кислоты и другие органические вещества), с другой стороны, поступлением в кору выветривания вещества субстрата.

Живое вещество в коре выветривания представлено органотрофными и литотрофными микроорганизмами. В результате механического, химического и биологического выветривания происходит стадийное изменение субстрата, и кора выветривания приобретает зональное строение с нелинейным распределением форм нахождения минерального вещества.

В качестве примера ниже рассматривается зональное строение коры выветривания на алюмосиликатных породах в условиях гумидного климата. В тропическом поясе на субстрате располагается обломочный горизонт, состоящий из обломков субстрата, на обломочном горизонте расположен гидрослюдистый горизонт, на гидрослюдистом – каолинитовый горизонт и на каолинитовом горизонте – латеритный (бокситовый), состоящий в основном из гидроксидов алюминия.

Почва – это верхний горизонт коры выветривания и континентальных осадков, вовлеченных в биологический кругооборот атомов при участии растений, животных и микроорганизмов.

По А.И. Перельману (1979), геохимическая сущность почвообразования заключается в разложении органического вещества органотрофными бактериями и другими почвенными организмами. В результате биокосная система обогащается углекислым газом, гумусом и другими соединениями, богатыми свободной химической энергией. Это создает неравновесность и динамичность системы со встречной миграцией: биогенная миграция направлена вверх, а физико-химическая – вниз. В результате по вертикали происходит изменение щелочно-кислотных свойств, окислительно-восстановительного потенциала среды миграции. Как следствие, в разрезе возникают геохимические барьеры, на которых происходит концентрация.

Интегральное воздействие вышеперечисленных внешних факторов является причиной дифференциации вещества и образования зональной структуры почвенного покрова.

В гумидном климате почва состоит из трёх горизонтов: аккумулятивно-гумусового, богатого гумусом; подзолистого, бедного гумусом и катионами, и иллювиального, богатого железом в форме гётита и катионами.

Таким образом, при переходе от одного горизонта к другому

имеет место скачкообразное (нелинейное) изменение вещественного состава.

**Морские осадки.** Нелинейность проявляется в морских терригенных осадках, главным образом, глинистых, богатых органическим веществом, которое создает неравновесность системы. В результате система обменивается веществом и энергией с наддонной водой. Из наддонной воды в осадок поступает кислород, который расходуется на окисление органического вещества и закисных форм железа, марганца и других элементов, которые поступают из нижележащих горизонтов. В верхнем окислительном горизонте на окислительном барьеце концентрируются  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$  в форме железомарганцевых конкреций.

Ниже окислительного горизонта (кислородной границы) находится восстановительно-глеевый горизонт с кислой средой миграции. Здесь на кислом барьеере концентрируется кремний в форме халцедона (цемент и конкреции), на восстановительно-глеевом барьеере концентрируются  $\text{U}^{4+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ . Восстановительный глеевый горизонт сменяется восстановительным сероводородным горизонтом, где образование сероводорода идет по схеме  $\text{SO}_4^{2-} + \text{органическое вещество} + \text{сульфат-восстанавливающие бактерии}$ . Источником серы является иловая морская вода, содержащая ионы  $\text{SO}_4^{2-}$ . На восстановительном сероводородном барьеере концентрируются  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  и другие халькофилы в форме сульфидов.

Таким образом, морской осадок, богатый органическим веществом, дифференцируется на три горизонта с разным вещественным составом и свойствами среды миграции.

#### *Библиографический список*

1. Кузнецов О.Л. Предмет, задачи и области применения нелинейной геофизики / ОНТИ ВНИИЯГГ. М., 1981.
2. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

**Б.М. Осовецкий**  
Пермский университет

#### **К ГЕОХИМИИ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ АЛЛЮВИЯ ПРИКАМЬЯ**

В последние годы в связи с развитием шлихогеохимических методов исследования все больший интерес вызывают проблемы изуче-

ния геохимии тяжелой фракции терригенных пород. Среди этих проблем наиболее актуальными являются определение региональных кларков химических элементов в составе тяжелой фракции, установление особенностей интеграции и дифференциации химических элементов тяжелой фракции осадков разного состава, зональность химического состава тяжелой фракции терригенных пород и связанные с этим вопросы шлихогеохимического районирования территорий. Целью этих исследований является разработка рекомендаций по повышению эффективности геохимических и шлиховых поисков. Расширение шлихогеохимических исследований на территории Прикамья позволит повысить эффективность поисковых работ на такие полезные ископаемые, как золото, платиноиды, марганец, цветные металлы и, в определенных условиях, алмазы.

Одной из основных характеристик шлихогеохимического поля любого уровня является оценка фоновых концентраций элементов в составе тяжелой фракции терригенных пород и, в частности, в современном аллювии как основном объекте опробования. Средние содержания элементов тяжелой фракции аллювия можно рассчитать на основе предложенного П.Н. Чирвинским [9, 11] геометро-химического метода пересчета данных полных минералогических анализов на химический состав. Нами такие расчеты выполнены для тяжелой фракции аллювия 125 рек земного шара, что позволяет провести сравнение соответствующих концентраций элементов для территорий разного масштаба [6]. Расчеты контролировались сопоставлением полученных результатов с данными силикатного химического анализа тяжелой фракции аллювия (всего 111 определений), выполненного В.А. Поляниным [8] и нами [5] для рек территории Волго-Уральского региона (таблица).

Прикамье рассматривается нами как часть Уральской шлихогеохимической макропровинции (ШГМП). На общем шлихогеохимическом фоне территории земного шара специфическими особенностями химического состава тяжелой фракции аллювия Уральского региона являются повышенные содержания таких макрокомпонентов, как кремний, алюминий, кальций, что обусловлено господством в минеральном составе тяжелой фракции минералов группы эпидота (см. таблицу). На долю оксидов указанных элементов в среднем приходится свыше 60% общей массы тяжелой фракции.

Среди рудных элементов в составе тяжелой фракции аллювия Урала и прилегающих территорий отмечается повышенное содержание хрома (основные минералы-носители – хромшпинелиды), а также, с привлечением данных спектрального анализа, – никеля и ванадия.

Средний химический состав тяжелой фракции аллювия Земного шара и отдельных регионов, мас. %

Элемент	Земной шар*	Европа*	Урал*	Прикамье**	Районы Прикамья**		
					Северный	Южный	Западный
O	37,74	40,22	41,04	41,99	42,24	40,59	43,14
Si	13,22	14,30	16,00	14,50	15,26	11,09	17,15
Fe	21,42	19,60	16,93	19,35	17,98	26,32	13,76
Al	5,55	7,61	8,35	9,00	8,93	7,48	10,60
Ca	5,39	6,25	8,96	8,79	9,31	6,44	10,61
Mg	3,00	2,70	2,12	1,50	1,86	1,82	0,81
Mn	0,72	1,11	0,50	0,27	0,26	0,16	0,38
Ti	7,58	5,00	3,28	2,08	2,52	2,12	1,60
Zr	2,83	1,33	0,30	0,44	0,32	0,67	0,32
Ct	0,25	0,15	0,85	0,97	0,38	2,29	0,23
Na	0,36	0,36	0,44	0,33	0,30	0,30	0,40
K	0,27	0,38	0,35	0,25	0,25	0,25	0,26
P	0,11	0,11	0,10	0,08	0,05	0,11	0,09
$\Sigma$	98,44	99,12	99,22	99,55	99,66	99,64	99,35
N	2480	1212	348	261	83	24	154

\* Результаты пересчетов геометро-химическим методом П.Н. Чирвинского. \*\* то же, с частичным использованием данных силикатного химического анализа; N – число анализов.

Последние два элемента являются изоморфными примесями во многих рудных минералах уральского происхождения (титаномагнетите, ильмените, хромшпинелидах, рутиле).

Специфика химического состава тяжелой фракции терригенных пород Приуралья обусловлена в первую очередь своеобразием магматических пород Урала: дуниты, перidotиты, продукты метаморфического изменения вулканогенно-осадочных образований (зеленокаменные породы). На эту специфику химического состава магматических пород Урала, по сравнению с составом пород прилегающей Восточно-Европейской платформы, обращал внимание в ряде своих статей П.Н. Чирвинский [10, 12].

Шлихогеохимический фон территории Прикамья в среднем довольно близок таковому Уральской ШГМП в целом, однако отличается значительной степенью неоднородности. Ранее нами были рассчитаны средние концентрации элементов в составе тяжелой фракции аллювия 10 терригенно-минералогических провинций Прикамья, каждая из которых имеет свою специфику [5].

Установлено, что состав тяжелой фракции современного аллювия бассейнов отдельных рек значительно отличается от среднего. В частности, наибольшие концентрации хрома отмечены для тяжелой фракции аллювия рек бассейнов Белой и Сылвы (южных районов Прикамья). Они обусловлены высоким содержанием в тяжелой фракции зерен хромшпинелидов, которое значительно превышает таковое для северных рек (Яйвы, Вишеры). Повышенная хромистость терригенных пород Прикамья отмечена, начиная с нижней перми, когда размыт горного сооружения на Урале привел к выносу в прилегающие к западу районы Прикамья больших масс хромшпинелидов, эродированных из хромитоносных массивов [2].

Для тяжелой фракции аллювия северных районов (бассейны рек Вишеры, Яйвы и верхних течений рек Камы и Вятки) характерны повышенные концентрации титана, что, вероятно, обусловлено близостью Тимана. Титаноносные палеозойские породы Тимана могли являться основными источниками питания терригенных пород севера Прикамья в течение длительного геологического времени, начиная с раннего девона.

В тяжелой фракции аллювия западных районов Прикамья (бассейны средних и нижних течений рек Камы и Вятки) установлены повышенные концентрации кремния, алюминия, кальция, марганца, настрия (основные минералы-носители: группа эпидота, гранаты, ставролит, дистен, турмалин).

Каждый из основных минеральных видов тяжелой фракции тер-

ригенных пород Прикамья сохраняет в своем составе геохимические особенности пребывания в уральских ультраосновных магматических массивах. В частности, это относится к минералам группы эпидота – главным по распространенности в тяжелой фракции терригенных пород, начиная с верхнепермских, на обширной территории, прилегающей с запада к Уралу. Из малых элементов (среднее по 20 монофракциям, отобранным из аллювия разных рек) в них отмечены повышенные концентрации (в мас.%) хрома (0,019), ванадия (0,045), меди (0,0024), титана (0,52), марганца (0,225) и никеля (0,005). Ассоциация малых элементов соответствует основному составу пород – первоисточников питания. В частности, для минералов группы эпидота скандинавского происхождения среднее содержание ванадия в полтора раза, меди – почти в два раза ниже.

В ассоциацию преобладающих малых элементов другой группы минералов, характерной для тяжелой фракции аллювия Прикамья – гранатов альмандинового ряда (среднее из 14 анализов), также входят хром (0,023), ванадий (0,016), медь (0,0016), титан (0,17) и марганец (1,34). В гранатах скандинавского происхождения содержание указанных малых элементов в среднем также в полтора раза меньше [5, 6].

Повышенные концентрации хрома отмечены во многих других минералах, первоисточниками которых являлись породы Урала, – ильмените, магнетите, пироксенах, рутиле, ставролите, турмалине. Обычно они обусловлены включениями в их состав мельчайших зерен хромшпинелидов.

Важное поисковое значение имеет выявление индикаторных геохимических ассоциаций элементов тяжелой фракции. Для территории западных районов Прикамья можно выделить две такие ассоциации: (олово?) – золото – ртуть – бариевая и платино – хромовая.

В последние годы обнаруживается все больше признаков того, что элементы первой группы служат важными индикаторами зон проявления процессов тектоно-магматической активизации, скорее всего мезозойской, на платформенной части территории Прикамья. Неудивительно, что аномальные концентрации данных элементов выявляются в тяжелой фракции аллювия при пересечении реками глубинных разломов, по которым может происходить циркуляция низкотемпературных растворов в период оживления тектонической активности региона.

Основным минералом-носителем бария в тяжелой фракции является барит, отличающийся крупными размерами зерен (более 0,5 мм) и слабой степенью окатанности. Ртуть содержится как в киновари, так и присутствует в самородном виде. Экзотической формой нахож-

дения ртути являются также интерметаллиды ртути и олова, недавно установленные на территории Коми-Пермяцкого АО [3].

Как известно, олово не является характерным элементом для Уральской геохимической провинции. Однако кассiterит встречается в виде редких зерен в аллювии некоторых малых рек Западного Урала. Недавно этот минерал установлен также в концентратах винтового шлюза, полученных при обогащении проб из современного аллювия бассейна верхнего течения р. Камы [3].

Урал является одной из наиболее характерных золоторудных провинций мира с преобладанием в терригенных породах весьма мелких частиц золота. Даже в россыпях ближнего сноса (бассейны рек Вишеры, Чусовой) доля золотин размером менее 0,25 мм составляет заметную, а иногда и преобладающую долю. В дальних же ореолах рассеяния зерна золота становятся весьма плоскими, значительная часть золотин переходит в тонкую и пылевидную категорию размерности (менее 100 мкм). Площадь распространения таких золотин охватывает практически всю территорию Верхнекамской впадины. Настоятельной задачей является установление здесь зон возможной концентрации весьма мелкого и тонкого золота, вплоть до промышленных россыпей нетрадиционного типа.

Вблизи разломов установлено, иногда в значительном количестве (до 300 мг/м<sup>3</sup>), золото агрегатного типа, содержащее в повышенном количестве ртуть (обычно 4-5%) и другие элементы-примеси. Размеры частиц агрегатного золота крупнее и нередко превышают 1 мм. Однако они весьма чувствительны к механическому воздействию при транспортировке и нередко распадаются на мельчайшие микроглобулы, пополняя классы частиц золота россыпного облика тонкой или даже пылевидной (менее 0,05 мм) размерности.

Все эти данные позволяют сделать вывод о важном поисковом значении указанной выше шлихогеохимической ассоциации элементов. При этом следует провести соответствующую отбраковку сходных ассоциаций, не имеющих отношения к процессам тектономагматической активизации и бесперспективных на обнаружение повышенных концентраций золота. В частности, бариевые аномалии могут быть связаны с баритом, возникшим в осадочной породе в результате процессов литогенеза, а ртутные нередко отмечаются в районах нефтеносных месторождений.

Минералы группы платины характерны для ультраосновных массивов Урала, а также черносланцевых толщ. Однако ореолы распространения мелких частиц платиноидов в терригенных породах Прикамья до недавнего времени были выявлены в ограниченном числе

пунктов (например, в аллювии рек бассейна Койвы, в артинских конгломератах верховьев рек Сылвы и Койвы) [13]. В последние годы работами сотрудников Пермского университета были подтверждены ранее известные ограниченные сведения о платиноносности осадочных пород Верхнекамской впадины [3]. В настоящее время не вызывает сомнения факт широкой распространенности платиноидов в терригенных породах платформенной части территории Прикамья, хотя, по сравнению с золотом, их концентрации в среднем почти на порядок ниже. Первоисточниками основной массы зерен платиноидов являются коренные породы Урала.

Учитывая то обстоятельство, что в процессе шлихогеохимических исследований платина в шлихах приближенно количественным спектральным анализом обычно не фиксируется, рекомендуется применить обогащение малообъемных (20 л) проб на винтовом шлюзе, что позволяет надежно извлекать в концентрат зерна платиноидов, включая частицы тонкой размерности.

В районах повышенных концентраций платиноидов последние нередко представлены не обычными для платформы мелкими зернами, а более крупными выделениями (до 1,5 мм) слабой степени окатанности. Иногда среди платиноидов присутствуют зерна, сохранившие в той или иной степени первичные кристаллические формы (кубы, параллелепипеды, октаэдры). Можно отметить также факты обнаружения в бассейне верхнего течения р.Камы теллуридов и арсенидов платины и палладия, а также туламинита [1, 4]. Особенно важно установить в таких районах при проведении шлихогеохимической съемки совмещение платиновой аномалии с хромовой, что может свидетельствовать о возможности обнаружения тел ультраосновных пород на сравнительно небольшой глубине. Дополнительным минералогическим критерием для отбраковки перспективных аномалий является присутствие в составе тяжелой фракции кроме платиноидов крупных зерен уваровита и хромшпинелидов (более 0,5 мм). Однако хромовая аномалия может быть связана и с мелкими (менее 0,25 мм) низкохромистыми хромшпинелидами сарановского типа, широко распространенными в тяжелой фракции терригенных пород территории Верхнекамской впадины.

Роль шлихогеохимических исследований при поисках кимберлитовых тел прежде всего заключается в детальном изучении типохимизма минералов-спутников (пиропа, пикроильменита, хромдиопсида, хромшпинелидов и др.), которые в последние годы установлены во многих пунктах восточных районов Восточно-Европейской платформы [7]. Приоритет при этом принадлежит шлихоминералогическим и

геофизическим исследованиям.

### *Библиографический список*

1. *Макеев А.Б., Илалтдинов И.Я., Наумов В.А., Осовецкий Б.М. и др. Платиноиды и золото осадочных пород территории Коми-Пермяцкого автономного округа // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2001. С. 107-111.*
2. *Мизенс Г.А. Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала. Свердловск, 1980. 58 с.*
3. *Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б. Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар; Пермь: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 2003. 218 с.*
4. *Нельзин Л.П., Савченко С.В. Первая находка платиносодержащих субвулканитов основного состава в бассейне верхнего течения р. Камы на восточной окраине Русской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2001. С. 114-116.*
5. *Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.*
6. *Он же. Геохимические исследования по тяжелым минералам. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 192 с.*
7. *Он же. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. 292 с.*
8. *Полянин В.А. Литологические исследования четвертичных отложений долин Волги и Камы на территории Татарии // Учен. зап. Казан. ун-та. 1957. Т. 117, кн. 4. С. 13-206.*
9. *Чирвинский П.Н. Геометро-химический анализ. Л.: ОНТИ-Химтеорет, 1937. 23 с.*
10. *Он же. Кларки комплекса магматических пород Восточноевропейского щита и их космический смысл // Зап. ВМО. 1941. Ч. 70, № 1. С. 71-85.*
11. *Он же. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1953. 96 с.*
12. *Чирвинский П.Н., Ушакова З.Н. Кларки комплекса магматических пород Уральской геосинклинали и их генетический смысл // Бюл. МО-ИП. Отд. геол. 1938. Т. 46, ч. 16 (1). С. 3-25.*
13. *Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск, 1990. 412 с.*

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИИ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ УРАЛА В СВЯЗИ С МИНЕРАГЕНИЕЙ

В 1929 и 1933гг. П.Н. Чирвинский впервые употребил термин «палеогидрогеология», которому суждено было спустя годы стать наименованием молодой отрасли геологических знаний и, в частности, одной из основ минерагении/металлогении.

Разнообразие факторов и процессов, обуславливающих широту и емкость минерагенической науки, и особенно тех ее сторон, которые характеризуют развитие экзогенной минерагении, было бы неполным без привлечения гидрогеологических (палеогидрогеологических) и гидрогеохимических аспектов.

Попытка интерпретации этих сторон развития экзогенной минерагении некоторых структурно-формационных зон Урала базируется на концепциях А.П. Виноградова [3], В.П. Сигова и др. [12]. Из многих факторов экзогенной минерагении-металлогении в геологическом развитии Урала важнейшими являлись «высокая химическая активность среды, необратимое изменение состава атмосферы, образование химических кор выветривания на базе древних пенепленов» [12, с. 141].

Выдающаяся роль гидрогеохимических процессов в самом функционировании перечисленных факторов как геологических и металлогенических агентов очевидна [1, 9 и др.], поэтому анализ истории экзогенной металлогении и обобщение разнообразных ее результатов целесообразны и с позиции палеогидрогеологии-палеогидрогеохимии. Анализ экзогенной минерагении, особенно ранних этапов, невозможен в отрыве от развития и эндогенных процессов, во всяком случае палеогидрогеологические условия формирования металлогенического облика ряда эпох и соответствующих им формаций часто выступают как неразрывныи.

Современные представления о наиболее древних этапах развития Земли позволяют наметить общие черты природных условий разных эпох. Считается [10], что в атмосфере архея были распространены  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}(\text{HS})$  и активные окислители:  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и др. В настоящее время они фиксируются лишь в поствулканическом процессе, обнаруживаются в минерализованных гидротермах обычно до их контакта с метеогенными водами и исчезают после контакта с ними.

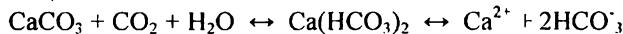
Предполагается [10], что в раннем докембрии метеогенные факторы, при отсутствии гидросферы, не мешали активной минералообразующей деятельности окислителей и их роль в минералообразовании была несравненно большей, чем это наблюдается ныне в районах вулканической деятельности.

Возникшая позже атмосфера гидросфера была вначале представлена мелководными океаническими бассейнами, воды которых с  $\text{pH} \sim 1-2$  представляли весьма агрессивные по отношению к породам растворы. Имеются доказательства [12, 14] исключительно высокой степени растворимости металлов в водах этого времени. Эту растворимость при упомянутых величинах  $\text{pH}$  растворов можно сопоставить с таковой на интенсивно окисляющихся рудных месторождениях; во многих случаях растворимость металлов в водах могла превышать этот уровень. Перенос металлов и их накопление в то время контролировалось упомянутыми особенностями среды. Известны содержания ряда элементов в комплексах раннего докембрая Урала, заимствованные из [12]. В сравнении с кларковыми концентрациями (К) отмечено накопление  $\text{Cu}$  до 1,5К,  $\text{La} - 3\text{K}$ ,  $\text{Y} - 10\text{K}$ ,  $\text{Nb} - 1,5\text{K}$ ,  $\text{K} - 2\text{R}$ , близки к кларкам концентрации  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ba}$ . Они близки и к наблюдаемым фоновым минимально- и среднеаномальным концентрациям металлов при их миграции в подземных и поверхностных водах в районах рудных месторождений Урала.

По данным А.Б. Ронова, увеличение объема гидросферы из-за поступления в земную кору больших масс ювенильных вод приходится на конец архея. С этим временем связывается генерация незначительных объемов свободного кислорода, расходовавшегося на окисление вышеупомянутых элементов; окислительные процессы практически никак не проявлялись на поверхности суши, где преобладали восстановительные условия [10]. В [10] указывается, что в архее превалирующее значение имело одностадийное закисное доломито-джеспилитовое осадконакопление вместо господствовавшего в abiогенную стадию хемогенного кремнеземного. С последним и ассоциировались хлориды  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ , фториды  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ , сульфиды тяжелых халькофилов. Для морских вод раннего докембрая характерной была кислая реакция, хотя наличие хемогенных архейских доломитов свидетельствует о нейтральной или слабощелочной реакции. Но последнее относится лишь к полуизолированным лагунам [9], занимавшим сравнительно небольшие площади на Южном Урале.

Постепенное увеличение  $\text{pH}$  привело к уменьшению концентрации металлов в водах, уменьшалось и содержание силикатных ионов [12]. На суше нейтрализация вод была более контрастной, и там пре-

образование весьма кислой среды в нейтральную постепенно привело к развитию процессов углекислотного выветривания. Оно могло привести к образованию первых растворимых соединений кальция по известной реакции:



Слаборастворимый  $\text{CaCO}_3$  мог быть и продуктом выветривания силикатов кальция (в среде, содержащей  $\text{CO}_2$ ). Предполагается, что именно таким путем в раннем докембрии могли впервые появиться гидрокарбонатные воды с преобладанием  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  в катионном составе. Последнее относится и к области будущей Уральской эвгеосинклинали, как региону, сложенному основными и ультраосновными породами.

Сказанное можно иллюстрировать схемой основных гидроминерагенных процессов, предположительно приведших к наиболее ранней мобилизации металлов в гидросфере Урала и образованию некоторых черт экзогенной минерагении этого региона (таблица).

Известно, что лишь для железа в раннем докембрии характерно промышленное накопление. Среда сохраняла высокую химическую агрессивность, высокоагрессивными были и воды «первичного» океана. Отсутствие кислорода в атмосфере не создавало условий для переноса железа в наиболее характерной для его водной миграции двухвалентной форме. Элемент переносился в мелководный морской бассейн в форме  $\text{Fe}^{3+}$ , где шло накопление железисто-кремнистых осадков (железистые кварциты тараташского комплекса с преимущественно мелкими месторождениями).

Отложения железисто-кремнистых осадков, впервые проявленные в архее, максимальное развитие получили в рифее. В [8] показано, что времени интенсивного проявления такого осадконакопления предшествовало накопление растворенных железа ( $\text{Fe}^{3+}$ ) и кремнезема. Факторами геохимического барьера, управлявшими осаждением кремнезема в коллоидной форме [8], были градиенты температуры (от 150 до 5°C), pH (от 0 до 6) и концентрации  $\text{CO}_2$ . Коагуляция коллоидов происходила при повышении pH до 5-6.

В рифее, уже при функционировании гидросферы, в том числе и подземной, роль собственно подземных вод в образовании железорудных месторождений могла быть достаточно большой. Процессы связывания углекислоты с возникновением гидросферы приобрели постепенно большие масштабы, в океанической воде происходила нейтрализация кислот, агрессивность среды понижалась. Началось осаждение карбонатов, т.е. на Урале можно впервые наблюдать в это время результаты известковой и доломитовой садки при минерализации вод в

*Схема основных гидроминерагенных процессов в раннем и позднем докембрии*

Время	Атмосфера	Гидросфера (в том числе подземная)	Относительное накопление металлов в сравнении с классами	Коры выветривания	Осадко- накопление	Минерализация
Рифей	Связывание $\text{CO}_2$ ; продуцирование $\text{O}_2$ ; изменение состава атмосферы	Снижение агрессивной среды Окисление $\text{S}$ и $\text{H}_2\text{S}$ Нейтрализация кислот в океанической воде	Fe, Ti, Al $\text{Ba}, \text{BaSO}_4; \text{PbS}, \text{Cu}, \text{Ag}$ Последующая мобилизация Me (накопление Fe, Si, K) Зачастую тяжелые Me карбонатными породами; Mg; $\text{FeCO}_3$ ; (Бакал)	Химические коры выветривания в основании трех серий рифея: 3) энгельмаджская свита; 2) зиннельгинская свита; 1) липовская подсвита айской свиты	Титаноносные кварцевые песчаники Южного Урала Сидериты Бакала	Известники и доломиты карбонатов и саткинской и бакальской свит
Ранний докем- брый	$\text{O}_2$ – нет $\text{CO}_2$ ; $\text{HCl}$ , $\text{HF}$ , $\text{HBr}$ , $\text{H}_2\text{S}$ $\text{NH}_3$ , $\text{CH}_4$ , $\text{H}_2$	$\text{Fe}^{2+}$ – практически нет $\text{Fe}^{3+}$ – преобладает Растворимость тяжелых Me – в десятки-сотни раз выше современной; Высокая химическая агрессивность среды – $\text{pH}$ 1-2, мелководные моря	K – 2K; La – 3K Au – 1,5K; Y – 3K Ag – 1,5K; Nb – 1,5K Zn, Ba, Pb, As, Mo, $Zr \leq K$ $\text{Fe} \gg \text{K}$ , перенос в форме $\text{Fe}^{2+}$	Образование кремнисто- железистых пород	?	



пределах, главным образом, 20-40 г/кг, иногда до 70 г/кг [1, 9]. Состав вод был достаточно однообразным – Cl-Na, но, вероятно, хлоридного магниевого типа [2]. С этими процессами, очевидно, следует связывать генезис карбонатных толщ саткинской и бакальской свит, в том числе и сидеритов. Для рифея был характерен еще один гидрогеохимический феномен, связанный с изменением состава атмосферы по сравнению с ранним докембрием. Одновременно с осаждением карбонатов происходило окисление серы и сероводорода, что привело к появлению в океанической воде сульфат-иона. Это определило возможность возникновения гипсово-ангидритовой садки [2, 7] при том же (Cl-Na) составе растворов и минерализации, превышавшей 70 г/кг и достигавшей в зоне катагенеза даже 200 г/кг [5, 9]. Эти процессы достигли наибольших масштабов в палеозое, в том числе при захвате металлов, особенно карбонатными породами [15].

В [12] первое проявление третьего главного фактора экзогенно-го минерагенеза – химических кор выветривания связывается также с рифеем, где отмечаются три эпохи корообразования, предшествовавшие отложению трех серий рифея. С такими условиями связывается образование месторождений гематит-магнетитовых руд в низах юрматинской и каратауской серий, формирование пород низов айской свиты (липовская подсвита).

В палеозое роль химических кор выветривания как фактора экзогенной минерагении стала доминирующей. Осадки, связанные с эпохами пенепленизации, приурочены к ордовику, среднему девону, нижнему карбону, верхней перми.

В конце рифея и в раннем палеозое вулканогенно-осадочные образования занимали огромные пространства поверхности суши и дна морей в пределах Урала. В эпохи пенепленизации массивы этих пород несомненно были вовлечены в процессы формирования химических кор выветривания [4]. Благодаря работам Ф. Маккензи, Р. Гаррелса, Д. Эдмонда и К. Дамма можно представить палеогидрогеохимическую интерпретацию этого процесса. Атмосферная углекислота, еще незначительно связанная в гидросфере раннего рифея, растворяясь в воде, образовывала угольную кислоту ( $H_2CO_3$ ). Атмосферные осадки, выпадавшие на поверхность выветрившихся пород, представляли собой раствор угольной кислоты, реагировавшей с минералами этих пород.

В результате таких реакций кислота отдавала ионы водорода с постепенным образованием бикарбонат-иона ( $H^+ + HCO_3^-$ ). В этом случае увеличивалась щелочность атмосферных осадков. Логичным представляется то, что ионы  $H^+$  занимали в кристаллических решетках

минералов места других катионов, а последние высвобождались и переходили в раствор. Происходившее разрушение кристаллических решеток минералов создавало благоприятные предпосылки для образования разупорядоченных глинистых минералов, прежде всего каолинита, легко поддающегося выветриванию [5]. Постепенно возрастала и роль подземной гидросферы в этих процессах, формировавшейся в виде водоносных трещинных зон и горизонтов.

В субмаринных условиях ордовикско-раннедевонского цикла развития эвгеосинклинали [4] формировались супербассейны [6] вулканических зон, слагавшиеся породами базальтовой формации. Последние обусловили образование гидрогеохимических условий с преобладанием в газовом составе  $\text{CO}_2$  и, возможно, других кислых компонентов ( $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$ , характерных еще и для зачаточных гидрогеологических структур докембрия). Ассоциация вулканитов с различными осадками предполагает постепенное формирование гидрогеохимических поясов в соответствии с переходом формаций от стадии катагенетически измененных к стадии метагенетически измененным и более дислоцированным [5]. Гидрогеохимический облик формаций характеризуется минерализацией вод 15-40 мг/дм<sup>3</sup>, их  $\text{Cl-Na}$  составом, а газовый состав –  $\text{N}_2$  с подтоком  $\text{CO}_2$  в трещинных зонах. Более сильные метагенетические и гидротермальные изменения пород стимулировали постепенное убывание количеств  $\text{CO}_2$ , состав же вод сохранялся, их минерализация варьировала от 20-40 в нижних частях структур до 10-20 г/кг в верхних. Такая ситуация была характерна для Тагильского вулканического пояса конца О – начала С. С ранне- и среднелландоверийским временем связано образование колчеданных месторождений, при формировании которых происходила мобилизация металлоносных гидротерм, связанных с вулканизмом центрального типа.

На фоне стабилизации обрамления Тагильского пояса в понижениях шло накопление вулканообломочных и молассоидных толщ, на склонах гряд формировались массивы рудогенных известняков [4].

Межвулканические впадины и их склоны рассматриваются как аргезианоподобные структуры. Их контакт с участками острородужного вулканализма и массивами малоглубинных гранитоидов создавал пеструю картину смешиваия терм с инфильтрогенными водами. В глубинных частях впадин формировались термы с высоким содержанием металлов.

Восточно-Уральский пояс характеризовался менее протяженными вулканическими грядами с вулкано-тектоническими депрессиями. Расположение последних на пересечении разломов определяло разгрузку «полиметаллических» гидротерм (Красноборско-Горельская

группа полиметаллических рудоуказаний). Образование Амурского стратиформного цинково-колчеданного месторождения ( $D_2$ ) шло во флишевом прогибе, где металлоносные термы «сбрасывали» металлоносную нагрузку при встрече разнонаправленных потоков. Граница О-S – время формирования протяженных рифтовых систем [4], офиолитовые ассоциации которых несут признаки высокотемпературных гидротермальных процессов.

В эвгеосинклинальном поясе Урала уже сформировались гидрологические структуры вулканориев типа наземных или подводных супербассейнов значительной глубины. Районы активного вулканизма характеризовались выходами гидротерм; в зонах их разгрузки Fe, Cu, Ni, Cd соединялись с  $H_2S$  с образованием сульфидов. Воды высокотемпературных гидротермальных зон встречали инфильтротропные воды, близкие по составу морской воде, окружавшей очаги субаквальной разгрузки. Смешивание инфильтрационных вод с гидротермами приводило к осаждению металлов из кислых гидротерм (Zn, Cu, Mn, Fe, Cd, Ni, Co), а также сопровождалось выпадением As, Sb, Ag, сульфиды которых были растворены в щелочных инфильтротропных водах. Масштабы осаждения были значительны, вплоть до исчезновения халькофилов из инфильтротропных вод.

Важный фактор мобилизации металлов – значительные концентрации  $H_2S$ . До достижения низких температур гидротерм  $H_2S$  связывался с рудными элементами, рассеянными в породах, с образованием комплексных соединений. По Д.Е. Уайту (White), любые смеси вулканических и инфильтротропных вод отождествляются с собственно вулканическими водами. В подводных вулканических структурах Урала в составе инфильтротропных вод доминировала талассогенная составляющая. Специализация в отношении металлогенеза маломинерализированных гидротерм вулканических областей – As – Sb – Hg при низких содержаниях Pb, Zn, Cu, Cd (это  $Cl-SO_4$  или  $HCO_3$  – Na термы); для кислых  $SO_4$  – Cl терм вулканических построек – Zn, Pb, Cu, As, менее – Cd, Ag. Такие сочетания чрезвычайно близки ассоциациям рудогенных компонентов в водах колчеданных месторождений раннегеосинклинальной стадии формирования вулканогенных гидрологических суперструктур на Урале. Присутствие в них кислых гидротерм  $SO_4$  – Cl состава, относительно мало минерализованных (до 20 г/кг), с pH 1-3, температурами 50-100°C и менее, в периоды формирования структур этого типа несомненно. Суммарные концентрации металлов в них могли достигать сотен или тысяч мг/дм<sup>3</sup>.

## Библиографический список

1. Басков Е.А. Основы палеогидрогоеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с.
2. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
3. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М., 1967. 216 с.
4. Геологическое развитие и металлогенез Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256с.
5. Гидрохимические исследования (зона гипергенеза) / Е.Е. Белякова, А.В. Зуев и др. / ВСЕГЕИ. Л.: Недра, 1985. 252 с.
6. Кирюхин В.А., Толстухин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1988. 382 с.
7. Колотов Б.А., Крайнов С.Р. и др. Гидрогеологические процессы в эволюционной модели стратиформного рудообразования // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 195-198.
8. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 287 с.
9. Палеогидрохимические исследования / Е.А. Басков, С.А. Вересов и др. Л.: Недра, 1985. 251 с.
10. Погохов Е. В. Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 286 с.
11. Прокин В.А. Типы складчатых систем и особенности их металлогенеза // Геодинамика и металлогенез Урала. Свердловск, 1991. С. 8-12.
12. Сигов А.Н., Ромашова В.И. Развитие экзогенной металлогенеза Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогенеза Урала. М., 1983. С. 141-154.
13. Справочное руководство по стратиформным месторождениям / У.А. Асаналиев, Л.Ф. Наркелюн, В.В. Попов и др. М.: Недра, 1990. 391 с.
14. Табаксблат Л. С. Палеогидрохимические обстановки раннегеосинклинальной стадии развития Уральской палеозойской эвгесинклинали // Роль подземной гидросферы в истории Земли. Л., 1989. С. 100-102.
15. Он же. О взаимосвязи палеогидрохимических обстановок с гидрогенным рудогенезом // Геодинамика и металлогенез Урала. Свердловск, 1991. С. 195-196.

## П.Н. ЧИРВИНСКИЙ – ОСНОВОПОЛОЖНИК НАУЧНОГО НАПРАВЛЕНИЯ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

П.Н. Чирвинский был разносторонним ученым-геохимиком, поэтому при исследовании формирования рудных месторождений, он предложил принимать во внимание палеогидрогеологические обстановки [12]. Восстановление палеогеохимических обстановок рудообразования позволяет выделять районы с аналогичными палеогеохимическими условиями, что способствует открытию новых рудных тел. Эти его исследования наибольшее применение нашли в поисках и разведке нефтегазоносных бассейнов.

Палеогидрогеологические исследования в районах нефтегазоносных структур направлены на понимание условий осадконакопления и преобразования осадочных отложений, их возможных палеотемпературных, литолого-фациальных изменений и метаморфизма рассеянного палеозахороненного органического вещества. Восстановление гидрогеохимических обстановок осадконакопления позволяет проследить пути метаморфизма пластовых вод и оценить роль гидродинамических и гидрогеохимических условий в формировании углеводородных залежей, а исследование возраста вод дает возможность оценить промытость структурных поднятий и выделить зоны вертикальных движений флюида.

В исследовании гидрогеохимических обстановок нефтегазоносных артезианских бассейнов существенную роль играет наличие в бассейне длительных седиментационных обстановок, при которых происходит накопление осадочных пород (илов), захоронение их в анаэробных условиях и сохранение палеозахороненного ОВ (органического вещества) для дальнейшего его метаморфизма в условиях застойного водного режима.

В процессе исследования подземных вод осадочных пород артезианских бассейнов А.Н. Семихатов (1947 г.) ввел понятие «гидрогеологического цикла», а А.А. Карцев и С.Б. Вагин (1962 г.) предложили гидрогеологические циклы подразделять на два этапа – седиментационный и инфильтрационный.

В условиях существования кратковременных циклов осадкона-

копления, в периоды континентальных инфильтрационных этапов, рассеянное органическое вещество окисляется и при метагенезе не будет выделять достаточного количества жидких и газообразных углеводородов для их миграции в структурные поднятия. Поэтому в палеогидрогеологических исследованиях нефтегазоносных регионов важную роль играет анализ палеогидрогеологических и палеогидродинамических условий.

Анализ палеогидрогеологических условий осадочного чехла палеозойских отложений Прикамья указывает на наличие здесь многократных смен инфильтрационных этапов на седиментационные, причем продолжительность палеогидрогеологических циклов была различной и соответственно интенсивность накопления осадочных толщ в разных районах – неравномерной. Общая мощность осадочных пород на территории Прикамья изменяется от 2000 до 6000-8000 м. В истории накопления осадочных пород на территории Прикамья установлено до 9 палеогидрогеологических циклов. В разрезе осадочных пород выделяются терригенные – песчано-алевролитовые и аргиллитовые толщи, карбонатные – известняково-доломитовые и гидрогенные массивы, сульфатные и галогенные пласти.

Наличие в разрезе плотных глинистых, известняковых и галогенных пластов способствовало формированию многоэтажных нефтегазоносных залежей, а подземные воды одного водоносного комплекса существенным образом отличаются от вод другого (по содержанию в водах кальция, магния, сульфатного иона, йода, брома, бора и других компонентов).

Современные гидрогеологические условия осадочных пород Прикамья характеризуются наличием трех гидродинамических зон Н.К. Игнатовича – активного водообмена, затрудненного и застойного водного режима [4, 5, 7] или гидрогеохимических зон Г.А. Максимовича – эпигидрогенеза, гидрогенеза и гидрогалогенеза. В разрезе осадочных пород выделяются следующие палеогидрогеологические циклы: 1) рифейский или нижнебавлинский; 2) вендский или верхнебавлинский; 3) эйфельский; 4) старооскольский; 5) муллинский; 6) франско-турнейский; 7) визейско-серпуховский; 8) башкирский; 9) московско-кунгурский. В конце каждого цикла инфильтрационные и эрозионные этапы были различной продолжительности. Проведенные расчеты возраста флюидов (по гелий-argonовому методу, по водорастороненным газам) показали, что на всей территории Прикамья возраст вод значительно более поздний, чем стратиграфический возраст водовмещающих пород.

Анализ палеогидрогеологических условий *рифейских отложений*

ний показывает, что они отлагались в условиях межгорных впадин. Это преимущественно плотные глинистые и известняковые толщи, которые слабо обводнены, но содержат в своем разрезе битуминозные породы. Значительных нефтепроявлений пока не вскрыто, но в Татарстане, на Миннинбаевской площади в скважине 20000 (интервал 4703-5005 м), из трещиноватой зоны кристаллических пород наблюдался приток (до 120 м<sup>3</sup>/сут) хлоркальциевого рассола с минерализацией до 333 г/л. Содержание кальция в воде достигало 92 г/л, почти при полном отсутствии магния, йода в воде -- 9 мг/л и брома -- до 1926 мг/л. На территории Прикамья на Батырбаевском поднятии (скв. 7 – 2302-2309 м), хлоркальциевый рассол имел минерализацию 285 г/л, содержание Ca – 41 г/л, магния – 5,5 г/л, йода – 9 мг/л, брома – 1476 мг/л и бора (HBO<sub>2</sub>) – 38 мг/л. Отложения накапливались в условиях межгорных впадин в морских и континентальных условиях [5, 13], их максимальная мощность превышала 1000 м.

В вендинское время в седиментационные этапы в межгорных впадинах продолжалось накопление осадочных толщ. Это были в основном глинистые и карбонатно-глинистые слабообводненные породы. Подземные воды представлены хлоркальциевыми рассолами с повышенной метаморфизацией. По мнению Л.В. Шаронова [13], наиболее благоприятные литофацальные условия для накопления нефти имеются в толще верхнекаировской подсвиты. Притоки вязкой нефти были вскрыты на Очерской, Верещагинской, Дебесской, Сивинской, Соколовской и других площадях. Современные гидрогеологические условия залегания этой толщи характеризуются наличием застойного водного режима, благоприятного для сохранения углеводородных заложений.

Разрез палеозойских пород на территории Прикамья начинается с эйфельских и кыновских (тиманских) отложений среднего и верхнего девона. На границе венских и девонских отложений был длительный континентальный перерыв. Ордовикские и силурейские отложения известны только на территории Уральской и Тиманской геосинклиналей. На платформенной территории морские обстановки с накоплением карбонатных илов отмечались в старооскольское, муллинское время, а в пашийское и тиманское время в глинистых отложениях преобладали восстановительные обстановки. Этим, вероятно, и можно объяснить современные гидрохимические обстановки. В кратконепрерывные инфильтрационные перерывы зоны опресненных вод в дальнейшем были заполнены водами наступающих на сушу морей. Воды под влиянием изменяющихся давлений и температур подвергались метаморфизму, обогащению микрокомпонентами (йодом, бромом и

другими). Так, среди тиманских отложений на Сырьянской площади Кировской области встречены воды с содержанием йода до 32 мг/л и наличием малосернистой легкой нефти. Вероятно, в мощной тиманской толще (> 500 м) на Сырьянской структуре Казанско-Кажимского авлакогена были обос浓厚ные палеогидрогохимические условия, которых нет на Кирово-Чепецкой и других площадях этого региона.

Палеогидрогохимические и гидрогохимические условия оказали влияние и на формирование химического состава пластовых вод карбонатной толщи девона и турнейского яруса. Здесь в рифогенных массивах этого возраста сформировались рассолы с повышенным содержанием йода (до 20 и 100 мг/л), брома (до 500-800 мг/л). Воды более обогащены сульфатным ионом и бором по сравнению с водами терригенного девона и визейского яруса нижнего карбона. Формирование горных сооружений Урала, вероятно, оказало активное влияние на обогащение вод зоны застойного водообмена макро- и микрокомпонентами. Так, в турнейских известняках, на глубинах около 800 м, горными выработками в шахтах б Капитальная и имени В.И. Ленина вскрывались рассолы хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 100 г/л и более. Разгрузочной скважиной 3663 в зоне выхода нефти на глубине 62 м был получен рассол с минерализацией 145 г/л (глубина от поверхности – 840 м), с аномально высоким содержанием йода – 252 мг/л, брома – 529 мг/л. Содержание  $\text{HBO}_2$  не превышало 29 мг/л. Водовмещающие породы представлены битуминозными черными известняками.

Значительный интерес представляет палеогидрогохимическая и современная гидрогохимическая обстановка вод нижнепермских отложений Предуралья. Формирование Предуральского прогиба наиболее интенсивно отражено в мощном клине терригенных пород. Фактически все палеозойские отложения уходят под толщу главного хребта Урала, а терригенные отложения способствовали в кунгурское время формированию галогенных формаций вдоль передовых складок Урала и крупного Верхнекамского месторождения калийных солей. Воды нижнепермских карбонатных отложений сакмарского, ассыльского и артинского ярусов представлены рассолами хлоридно-натриево-кальциевого состава, которые в разной степени насыщены йодом, бромом, бором, аммонием и сероводородом. Наличие в водах повышенных концентраций бора фактически является гидрогохимическим критерием вод нижнепермских, верхнекаменноугольных и подольско-мячковских отложений. Вероятно, в период начальной стадии формирования горных сооружений Урала, в прибрежные воды этих морей, за счет вулканической деятельности поступали обогащенные бором во-

ды. Бор частично выпадал в осадок и в дальнейшем поступал в пластовые воды. По данным исследования состава вод содержание  $\text{HBO}_2$  в водах нижнепермских отложений увеличивается с запада (Кировская область) на восток (Предуральский прогиб) с 200 до 2000 мг/л.

Таким образом, учение П.Н. Чирвинского о палеогидрогеологических исследованиях позволяет восстановить палеогидрогеохимическую обстановку осадконакопления и на базе этих данных изучить процессы метаморфизма вод и РОВ водонефтеимещающих пород.

### *Библиографический список*

1. Бычков Е.А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 200 с.
2. Богомолов Г.В., Плотникова Г.Н., Флерова Л.И. Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод Московского артезианского бассейна и сопредельных областей // Тр. лаб. гидрогеол. проблем. М., 1962. Т. 15. С. 3-22.
3. Галицын М.С. Литогенез и формирование подземных вод артезианских бассейнов // Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов / ВСЕГИНГЕО. М., 1971. С. 31-53.
4. Гатальский М.А. Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтесосных областей // Геол. сб. 1 (IV) НИТО ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1951. С. 43-48.
5. Зайдельсон М.И. и др. Гидрогеологические условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М.: Недра, 1973. 280 с.
6. Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972. 280 с.
7. Кротова В.А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 332 с.
8. Любомиров Б.И. Палеогидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской провинции // Сов. геология. 1963. № 11. С. 89-99.
9. Славянова И.В. Основные методы и принципы палеогидрогеологических реконструкций // Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов / ВСЕГИНГЕО. М., 1971. С. 3-31.
10. Суббота М.И. и др. Методы обработки и интерпретации результатов гидрогеологических исследований в нефтегазоносных целях. М.: Недра, 1972. 224 с.
11. Ходжакулиев Я.Л., Абукова Л.А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1985. 208 с.
12. Чирвинский П.Н. Палеогидрогеология // Проблемы советской геологии. М., 1933. № 8. С. 107-122.
13. Шаронов Л.В. Формирование нефтяных и газовых месторождений северной части Волго-Уральского бассейна. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1971. 290 с.

14. Якобсон Г.П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазоносных месторождений. М.: Недра, 1973. 268 с.

А.Я. Гаев, В.Г. Гацков\*,  
И.Н. Алферов, В.В. Фетисов\*\*

Оренбургский университет,  
\* ОАО ОренбургНИПИнефть,  
\*\* Пермский университет

## РОЛЬ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИ РАЙОНИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Отечественные ученые выдвинули положение о взаимосвязи и генетическом единстве подземных вод с окружающей средой (ОС) [1, 4, 5, 6]. Для вод зоны активного водообмена наряду со структурно-гидрогеологическими факторами большое значение имеют воздействия их химический состав рельефа, климата, гидрографии, почв и растительности. Для глубоких горизонтов земной коры эта взаимосвязь запечатлена в литологии, фациях, геохимии водовмещающих пород, структуре, а также в составе флюидов, поровых, физически и химически связанных вод, в физико-географических и палеогеологических условиях.

На картах бывшего СССР нефтегазоносные районы Предуралья отнесены к гидрохимическим поясам, в осадочных толщах которых установлена каменная соль, а Северо-Каспийский бассейн показан как пояс развития сверхкрепких рассолов с минерализацией 350 г/кг при нормальном типе вертикальной зональности [3].

Последовательность расположения и мощности соответствующих зон в вертикальном разрезе могут быть основанием для выделения гидрохимических и геэкологических районов [2, 8] (рис. 1). Нами выделено восемь вертикальных гидрохимических зон: четыре в зоне гидрогенеза и три в зоне гидрогалогенеза\*. Зона гидрогенеза

© А.Я. Гаев, В.Г. Гацков, И.Н. Алферов, В.В. Фетисов, 2005

\* Термины «гидрогенез», «катагенез», «гидрогалогенез», «метагенез» предложены А.Е. Ферсманом (1955), «криптогипергенез» – Н.Б. Вассоевичем. Зона гидрогалогенеза выделена и описана Г.А. Максимовичем (1964). Гидрохимическая зона гидрометагенеза выделена автором в пределах геохимической зоны метагенеза.

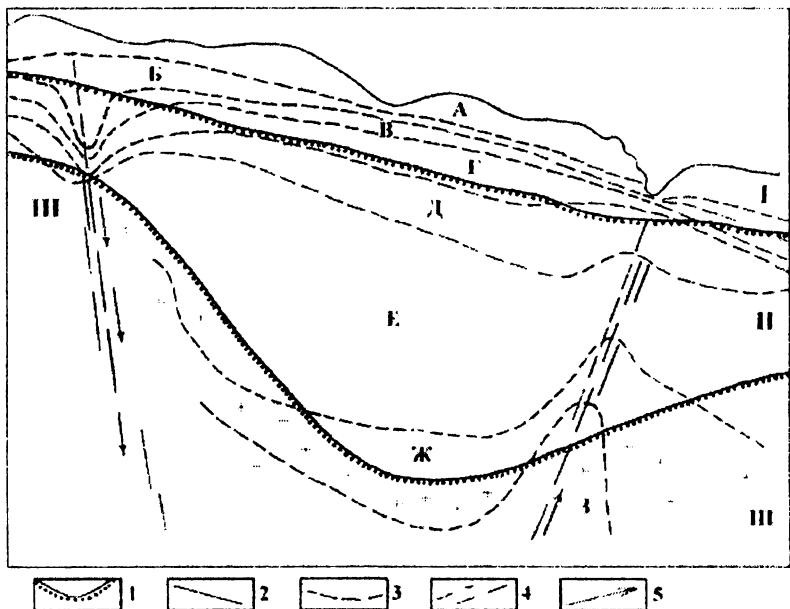


Рис. 1. Схема гидрологического разреза Предуралья.

Границы и зоны: 1 – гидродинамических этажей, 2 – гидрологических этажей и подэтажей, 3 – гидрохимических зон, 4 – тектонических нарушений, 5 – направление движения флюидов.

Гидродинамические этажи: I – верхний, соответствующий зонам активного и замедленного водообмена; II – нижний в осадочном чехле, соответствующий зоне весьма затрудненного водообмена; III – трещинно-жильных вод кристаллического фундамента с тектоногидравлическим механизмом движения флюидов.

Гидрологические этажи: I-1 – местного подземного стока, преимущественно из мезозойских и кайнозойских образований; I-2 – регионального подземного стока из пород верхнепермского отдела (с местным подземным стоком в областях питания); глубокого местного стока, связанного с внутренним планом бассейнов; II-1 – подэтажа московско-кунгурского комплекса пород; II-2 – подэтажа франкововерейского комплекса пород; II-3 – подэтажа протерозойско-кыновского комплекса пород; III – не стратифицированные пока гидрологически трещинно-жильные воды кристаллического фундамента. Гидрохимические зоны: А, Б, В, Г – гидрогенеза (А – карбонатного, Б – сульфатного, В – сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного, Г – хлоридного); Д, Е, Ж – гидрогалогенеза (Д – максимального, Е – равновесного, Ж – унаследованного), 3 – гидрометагенеза

расчленяется на гидрокарбонатную, сульфатную, сульфатно-хлоридную (и хлоридно-сульфатную), хлоридную. Воды зоны гидрогалогенеза отличаются по степени метаморфизации рассолов [6]. В развитие идей Г.Л. Максимовича она делится нами на три зоны: максимального, равновесного и унаследованного гидрогалогенеза. Верхняя зона максимального гидрогалогенеза отличается высокой минерализацией и слабой метаморфизацией рассолов ( $r\text{Na}/r\text{Cl} > 0,7$ ), что связано с выщелачиванием каменной соли. В нижней части осадочного чехла рассолы метаморфизованы ( $r\text{Na}/r\text{Cl} < 0,5$ ), что обусловлено их унаследованной связью с трещинно-жильными гидротермальными водами кристаллического фундамента. По тектоническим нарушениям фундамента эти воды взаимодействуют с водами нижней части осадочного чехла, которые характеризуются повышенной газонасыщенностью гелием, водородом и др. Зона равновесного гидрогалогенеза характеризуется резко-восстановительной обстановкой из-за скоплений залежей углеводородов (УВ) и максимальной гидрогеологической закрытости средней части разреза осадочного чехла. Наличие этой зоны в разрезе, ее мощность, стратиграфическое положение ее границ характеризуют степень гидрогеологической закрытости недр.

В районах Предуралья для закрытого типа разреза свойственно наличие мощной (до нескольких километров) зоны равновесного гидрогалогенеза. Здесь в составе пермских отложений большую мощность имеют соленосные толщи, поэтому степень закрытости недр возрастает. Это обеспечивает формирование залежей газообразных УВ и газовых шапок на нефтяных месторождениях. Эти особенности строения разреза региона и положены в основу гидрогеохимического и геокологического районирования территории. Модель подземной гидросферы региона выглядит следующим образом:

1. Верхний гидродинамический этаж, включающий в себя гидрогеологические этажи местного и регионального подземного стока.
2. Нижний гидродинамический этаж осадочного чехла, образующий единую водонапорную систему благодаря развитию мощных и хорошо выдержаных региональных водонефтегазоупоров. В этом этаже существуют хорошие условия для сохранения залежей нефти и газа, преобладают местные, локальные, преимущественно вертикальные перемещения флюидов.
3. В гидродинамическом этаже трещинно-жильных вод кристаллического фундамента движение флюидов осуществляется по зонам тектонической трещиноватости за счет разнообразных и постоянно действующих деформаций коры и ее отдельных блоков и плит; характер движения гидродинамический. Вывод о возможности более

интенсивного водообмена в нижних горизонтах артезианских бассейнов впервые сделал Н.И. Толстыхин [7].

4. Детальное расчленение вертикального гидрогоеохимического разреза и стратиграфическая привязка вертикальных зон к конкретным гидрогоеологическим этажам региона позволяет раскрыть гидрогоеохимическую структуру региона и расчленить ее на составные элементы. Артезианские бассейны (Волго-Камский, Прикаспийский и др.) и Уральская гидрогоеологическая складчатая область в структурногидрогоеохимическом отношении рассматриваются в качестве гидрогоеохимических областей и расчленяются на гидрогоеохимические провинции (пояса) и гидрогоеохимические районы. Каждой гидрогоеохимической провинции соответствует свой тип вертикальной гидрогоеохимической зональности (рис. 2). Наличие хорошо развитых по мощности зон гидрогоалогенеза, особенно равновесного гидрогоалогенеза, свидетельствует о соответствующем уровне гидрогоеологической закрытости недр. И, наоборот, при открытом гидрогоеологическом режиме зоны гидрогоалогенеза полностью выклиниваются из разреза.

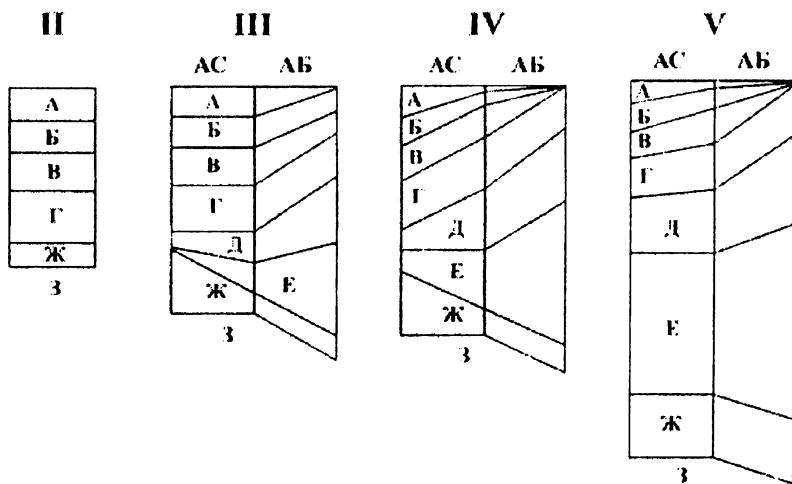


Рис. 2. Типы вертикальной гидрогоеохимической зональности.  
Гидрогоеохимические провинции и районы: II – гидрогоеологически полуоткрытые; III – полузакрытые; IV – закрытые; V – хорошо закрытые; АС – артезианские своды; АБ – артезианские бассейны; А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З – гидрогоеохимические зоны (см. рис. 1)

## Библиографический список

1. *Вернадский В.И.* История природных вод // Избр. соч. М.: Изд. АН СССР, 1960. Т. 4, кн. 2. 651 с.
2. *Гаев А.Я., Хоментовский А.С.* О глубинной гидродинамике (на примере востока Русской платформы) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 4. С.967-970.
3. Гидрохимическая карта СССР / Под ред. И.К. Зайцева. Л.: Госгеолтехиздат, 1957.
4. *Личков Б.Л.* Формирование подземных вод и единство природных вод. // Тр. лабор. гидрогеол. проблем АН СССР. М., 1958. Т. 16. С. 27-33.
5. *Максимович Г.А.* Гидрохимические зоны платформы. // Химическая география и гидрохимия. Пермь, 1964. Вып. 3(4). С. 101-120.
6. *Овчинников А.М.* Гидрохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.
7. Проблемы региональной динамики артезианских вод. Л.: Недра. Ленингр. отд., 1972. 61 с.
8. *Силин-Бекчурин А.И.* Зональные и азональные процессы формирования подземных вод // Тр. лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР. М., 1958. Т. 16. С.181-186.

**А.Я. Гаев, В.Г. Гацков\*,  
И.Н. Алферов, В.В. Фетисов\*\***

Оренбургский университет,

\* ОАО ОренбургНИПИнефть,

\*\* Пермский университет

## РАЙОНИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Для территории Предуралья свойственны четыре основных типа вертикальной гидрохимической зональности (см. рис. 2 в нашей статье в этом сб.). Гидрохимические районы и провинции выделяются по структурно-гидрогеологическому принципу и отличаются по наличию и мощностям отдельных гидрохимических зон. Установлены три гидрохимические провинции (рисунок): гидрогеологически хорошо закрытая, закрытая и полузакрытая. В пределах выступов кристаллического фундамента Котельничского, Токмовского сводов картируются гидрохимические районы гидрогеологически полуоткрытые.

Провинция гидрогеологически хорошо закрытая с

широким развитием в разрезе зон гидрогалогенеза характеризуется относительно небольшой мощностью и неповсеместным развитием зон гидрогенеза. Это особенно характерно для артезианских бассейнов более высокого порядка, например Соликамской впадины, где в долине р. Камы зона максимального гидрогалогенеза картируется уже на глубинах 200 м и менее. Зоны гидрогалогенеза занимают здесь подавляющую часть разреза осадочного чехла. Хорошая гидрогеологическая закрытость недр обусловлена наличием в разрезе пермской соленосной толщи. Показателем хорошей закрытости недр служит наличие залежей газообразных УВ, развитие газовых шапок на нефтяных месторождениях и высокий процент в них такого подвижного мигранта, как гелий. Зоне равновесного гидрогалогенеза соответствуют наиболее благоприятные условия сохранения залежей УВ. Она имеет здесь максимальную мощность, до 3 км и более. Средняя минерализация рассолов этой зоны 240–280 г/л. Они характеризуются хлоридно-натриево-кальциевым составом, средним уровнем метаморфизации и низкими значениями коэффициента сульфатности (0,1–0,2). Реакция среды рассолов – от нейтральной до слабокислой. Средняя концентрация кальция в водах составляет 15–19 г/л, или 17–22% экв. Среднее относительное содержание магния чаще колеблется в интервале 6–7,5% экв. Над артезианскими сводами с унаследованными положительными неотектоническими движениями мощности вышерасположенных гидро-геохимических зон максимального гидрогалогенеза и хлоридного гидрогенеза возрастают. Минерализация вод в зоне максимального гидрогалогенеза нередко достигает 350–400 г/л и более благодаря наличию в составе соленосных толщ солей магния и калия. Эта провинция с наибольшей мощностью осадочного чехла тяготеет к Предуральскому краевому прогибу и к северному обрамлению Прикаспийской синеклизы.

Провинция гидрогеологически закрытая. Сменяет предыдущую в северо-западном и западном направлении (рисунок). Мощность осадочного чехла здесь несколько уменьшается, из разреза выклиниваются галогенные отложения, они замещаются сульфатно-карбонатными. Это снижает степень гидрогеологической закрытости. Практически исчезают залежи газообразных УВ, снижаются газонасыщенность вод и газовый фактор нефтяных залежей, которые практически утрачивают газовые шапки. Эти изменения согласуются с общими преобразованиями вертикальной гидро-геохимической зональности. Увеличивается мощность зон гидрогенеза (главным образом хлоридного), и несколько сокращается мощность зоны равновесного гидрогалогенеза. Однако количество вертикальных гидро-геохимических

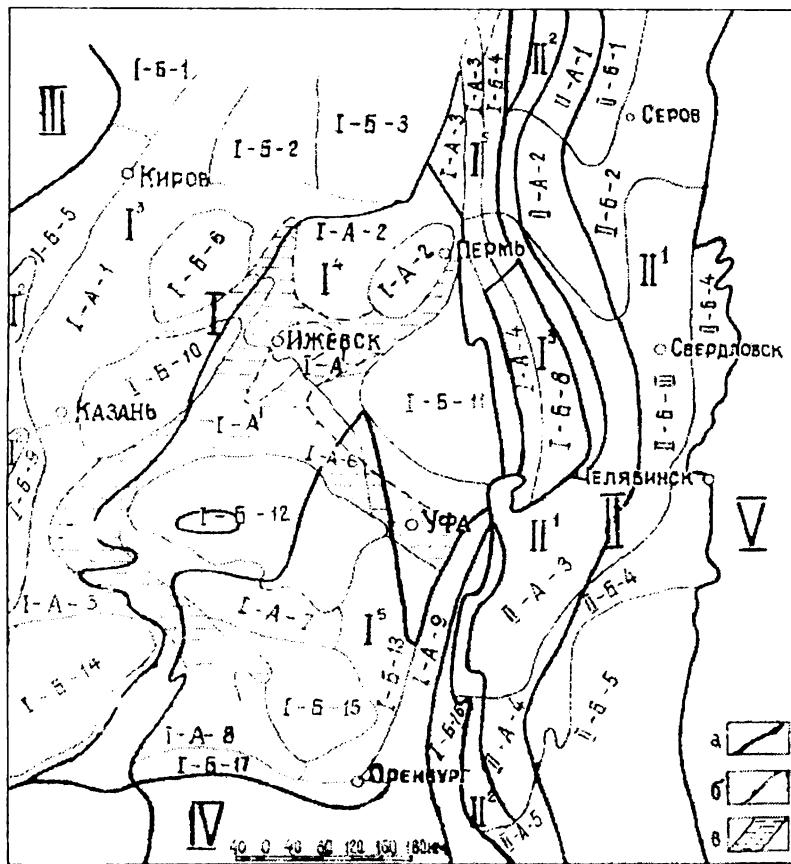


Схема районирования геологической среды Предуралья и Урала  
(составили А.Я. Гаев и В.Г. Гацков).

Границы: а – геоэкологических регионов; б – геоэкологических провинций и районов; в – Камско-Кинельской системы межформационных прогибов.

Геоэкологические регионы: I – Волго-Камский; II – Уральский складчатый; III – Московский; IV – Прикаспийский; V – Западно-Сибирский.

Геоэкологические провинции и районы с различной степенью закрытости недр: II<sup>1</sup> – открытые; II<sup>2</sup>, I<sup>2</sup> – полуоткрытые, I<sup>3</sup> – полузакрытые; I<sup>4</sup> – закрытые и I<sup>5</sup> – геоэкологически хорошо закрытые.

Геоэкологические районы, соответствующие гидрogeологическим структурам: артезианским бассейнам: I-A-1 – Казанско-Кажим-ский; I-A-2 – Верхнекам-ский; I-A-3 – Западно-Соликамский; I-A-4 – Западно-Юрьевано-Сылвинский;

зон и последовательность их расположения остаются те же. Заметно снижается минерализация рассолов в зоне максимального гидрогалогенеза, не превышая обычно 280–300 г/л, что обусловлено исчезновением из состава сульфатно-карбонатного водоупора хлоридов калия и магния.

Провинция гидрогеологически полузакрытая расположена западнее и северо-западнее предыдущей (рисунок). Она приурочена к артезианским бассейнам Казанско-Кажимского прогиба, к западной части Мелекесской впадины, Камской моноклинали, к Немскому, Коми-Пермскому, Кукморскому артезианским сводам, значительной части Сысольского, Котельничского и Токмовского сводов. Здесь мощности зон гидрогенеза еще более возрастают. Зона равновесного гидрогалогенеза, наоборот, резко сокращается по мощности и местами почти выклинивается из разреза. Поэтому нефтепроявления в верхней части разреза вплоть до кыновского водоупора имеют характер продуктов разрушения ранее существовавших залежей УВ. Воды зон гидрогалогенеза характеризуются неустойчивостью основных параметров химического состава, нередко проявляются признаки смешения вод разных зон. Несколько уменьшается и минерализация рассолов, особенно в зоне максимального гидрогалогенеза и хлоридного гидрогенеза, возрастаает встречаемость зон деминерализации и в более глубоких горизонтах.

Над выступами кристаллического фундамента Котельничского и Токмовского сводов, где мощность осадочного чехла сокращается до 1–1,5 км, вертикальная гидрогеохимическая зональность существенно

---

I-А-5 – Мелекесский; I-А-6 – Благовещенский; I-А-7 – Серноводско-Абдулинский; I-А-8 – Бузулукский; I-А-9 – Западно-Бельский; I-А<sup>1</sup> – Камско-Кинельских межформационных прогибов.

Геоэкологические районы, соответствующие артезианским сводам и моноклиналям: I-Б-1 – Сысольский; I-Б-2 – Коми-Пермский, I-Б-3 – Камский; I-Б-4 – Восточно-Соликамский, I-Б-5 – Котельничский; I-Б-6 – Немский; I-Б-7 – Пермский; I-Б-8 – Восточно-Юрзано-Сылвинский; I-Б-9 – Токмовский; I-Б-10 – Кукморский; I-Б-11 – Башкирский; I-Б-12 – Альметьевско-Белебеевский; I-Б-13 – Юго-Восточного склона Русской платформы; I-Б-14 – Жигулевско-Пугачевский; I-Б-15 – Оренбургский; I-Б-16 – Восточно-Бельский; I-Б-17 – Прибортовой Прикаспийский. Геоэкологические районы постгигантской клиньяной провинции Уральского региона: II-А-1 – Верхневишерский; II-А-2 – Кизеловско-Теплогорский; II-А-3 – Белорецко-Чусовской; II-А-4 – Зилаирско-Верхнесакмарский; II-А-5 – Саринско-Губерлинский. Геоэкологические районы постэнтгигантской клиньяной провинции Уральского региона: II-Б-1 – Верхнелозьвинско-Карпинский; II-Б-2 – Тагило-Туринский; II-Б-3 – Свердловский; II-Б-4 – Алапаевско-Миасско-Сибайский; II-Б-5 – Магнитогорско-Орский

меняется (рисунок), что свидетельствует о полуоткрытом гидрогеологическом режиме. Зоны гидрогенеза здесь в разрезе осадочного чехла доминируют, а зона гидрогалогенеза не дифференцируется по гидро-геохимическим признакам. По природе – это зона унаследованного гидрогалогенеза, по характеру проявляющихся процессов – максимального гидрогалогенеза, гидро-геохимические признаки свидетельствуют о том, что это деминерализованные рассолы с крайне неустойчивыми параметрами химического состава.

В пределах охарактеризованных провинций выделяются гидро-геохимические районы, соответствующие гидро-геологическим структурам – артезианским сводам, артезианским бассейнам и моноклиналям. Даже в пределах одной провинции эти районы (структуры) отличаются по уровню дренированности, закрытости, проточности, промытости осадочного чехла.

\* \* \*

Схему районирования Предуралья (рисунок) можно использовать при решении вопросов охраны геологической среды, а также при оценке дальнейших перспектив нефтегазоносности территории. Благоприятные условия для сохранения залежей нефти и газа существуют в тех районах, где развита гидро-геохимическая зона равновесного гидрогалогенеза. Так, к неперспективным на нефть и газ землям в пределах осадочного чехла можно отнести те площади, где зона равновесного гидрогалогенеза выклинивается из разреза осадочного чехла (Котельничская, Опаринская, Шихово-Чепецкая и др.). Развитие мощной зоны равновесного гидрогалогенеза свидетельствует о хороших перспективах обнаружения новых залежей нефти и газа в Предуральском краевом прогибе, в зонах погружения Казанско-Кажимского прогиба, в пределах протерозойско-девонских образований и пород фундамента Камской моноклинали, в прибрежной зоне Прикаспийской синеклизы и в других районах.

**Т.П. Митюшева, И.И. Шуктомурова\***

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

\* Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

## РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Общее ухудшение экологической обстановки, изменение (уже-стечие) нормативных требований выдвигают необходимость прове-

дения радиологических исследований - радиационного мониторинга, для оценки уровня естественного и техногенного загрязнения пресных и минеральных вод радионуклидами и экологической ситуации региона в целом.

Одними из первых исследователей радиоактивности вод Печорского Края были А.А. Черепенников и Л.Н.Богоявленский, обнаружившие в 1927 г. в пластовых водах Ухтинского нефтяного месторождения радий [1, 11]. Высокорадиоактивные воды Ухтинского месторождения радия приурочены к зоне трещиноватости метаморфических сланцев. Воды имеют хлоридный натриево-кальциевый состав с минерализацией 30-50 г/л, содержат бром (до 193 мг/л), барий (до 290 мг/л) [10]. Концентрация радия в водах Казенной скважины №1 составляла  $7,6 \cdot 10^{-9}$  г/л [1]. Радиоактивные воды по мнению Ф.А.Торопова [10] связаны с выщелачиванием солеными водами радиоактивных веществ дисперсно рассеянных в метаморфических сланцах (имеющих повышенную радиоактивность  $3,2\text{-}3,6 \cdot 10^{-12}$  г на 1 г породы). Начало промышленной эксплуатации скважин с радиоактивными подземными водами на "Водном промысле" датируется 1931 г. (и продолжалось по 1950 г.). В период действия промысла пробурено около 500 скважин, переработано 44,4 млн. м<sup>3</sup> радионосных вод [7].

Радоновые воды известны на Тимане. Родники с минерализацией 0,5-5,4 г/л с содержанием радона до 370 Бк/л на р. Печорская Пижма обследовали А.А. Черепенников (1932 г), И.И.Гинзбург (1932 г) и другие исследователи. По данным В.И.Горского-Кручинина (1959 г) радиоактивная аномалия связана с торием. Содержания урана в родниках из среднекаменноугольных известняков –  $2,7\text{-}7,7 \cdot 10^{-2}$  Бк/л, из верхнедевонских отложений –  $2,4 \cdot 10^{-6} \text{-} 2,3 \cdot 10^{-2}$  Бк/л, из протерозоя-кембрия –  $8,0 \cdot 10^{-4} \text{-} 3,7 \cdot 10^{-3}$  Бк/л. Воды скв.-122 (1-Бобровая) на Северном Тимане, вскрывшие отложения протерозоя, содержат радон (162,0-213,1 Бк/л) и радий (6,6 Бк/л). Эти воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 3,7 г/л. В районе ст. Чинья-Ворык наблюдалась аномалия радона до 148 Бк/л. Г. Д. Сосновская (1981 г) относит участки локального распространения слабоминерализованных холодных радоновых вод к зонам вывстривания пород, обогащенных рассеянными радиоактивными элементами, и обладающими повышенной эманирующей способностью.

На гряде Чернышева известны теплые источники "Пымва-Шор" с температурой до 28°C приуроченные к полосе развития нижнекаменноугольных известняков по данным Е. В. Ртищевой (1962 г.) хлоридного натриевого состава имели минерализацию до 2,0-2,3 г/л, и повышенные содержания радия – 1,1 Бк/л, радона – 2,1-2,3 МЕ. Сероводо-

родные источники Иска-Шор (Адакские) содержат радий (1,1 Бк/л), радон (2-3 МЕ) [3]. Состав вод хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый с минерализацией 1,3-1,5 г/л. В аналогичных по составу водах Воркутских источников (вблизи г. Воркуты) с минерализацией 0,7 г/л, также отмечено повышенное содержание гелия, радия (1,85 Бк/л) и радона (0,6-0,7 МЕ) [3]. В пределах Косью-Роговской впадины известны Терпые озера, в которые вероятно разгружаются термальные воды подобные источникам “Пымва-Шор” (данных по составу не имеется).

Большой вклад в характеристику радиологической обстановки территории внесли исследования содержаний тяжелых естественных радионуклидов (ТЕРН) в природных водоисточниках на территории Северо-Востока Европейской части России, проведенные отделом радиоэкологии Института биологии Коми НЦ УрО РАН [12]. Для определения естественных радионуклидов в водах использовались радиохимические методы. Радий-226 и радий-228 из воды осаждали в виде хроматов, погрешность метода  $\pm 6\%$ . Определение полония-210 и свинца-210 в водах проводили методом электрохимического осаждения на никелевые диски, погрешность  $\pm 10\%$ . Для определения радона-222 использовали высокочувствительный и наиболее доступный в полевых условиях циркуляционный метод с помощью импульсной ионизационной камеры радиометра “AlphaGUARD”.

Анализ полученных результатов показал, что удельная активность радия-228 и свинца-210 в водах различного типа (табл. 1) существенно превышает гигиенические нормы радиационной безопасности (НРБ-99) [5].

Распространение тяжелых естественных радионуклидов в водах определяется особенностями геологического строения территории. В пределах северо-восточной части Европейской России выявлены существенные различия в концентрациях ТЕРН [8]. Так, район Южного Урала отнесен к урановой, Северный Урал – к уран-ториевой, Полярный Урал и Средний Тиман – к интенсивной ториевой аномалиям. Балтийский щит, Северный и Полярный Урал, Тиман были источниками сноса обломочного материала при формировании толщ осадочного чехла северной части Восточно-Европейской платформы. В связи с этим понятны выявленные в процессе исследований повышенные концентрации в водах радия-228 (дочернего продукта распада тория-232). Они отмечены в 30% проанализированных нами проб (рис. 1). Территориально воды с повышенным содержанием радия-228 распространены преимущественно в южных районах Республики Коми.

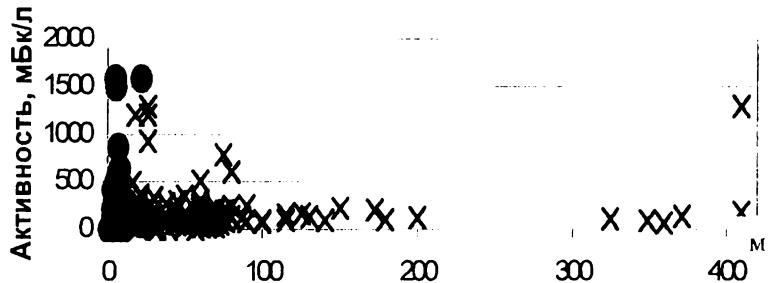


Рис. 1. Распределение удельной активности радия-228 в подземных водах Республики Коми в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов: о – колодцы, х – скважины

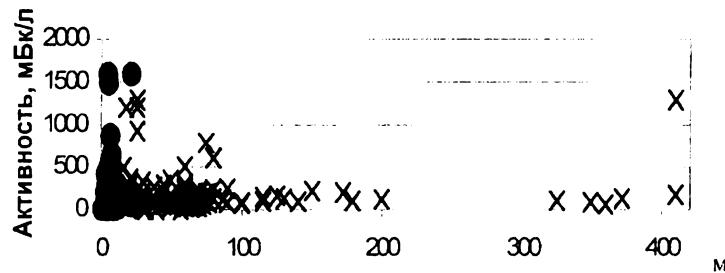


Рис. 2. Распределение удельной активности радона-222 в подземных водах в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов: о – колодцы, Δ – скважины

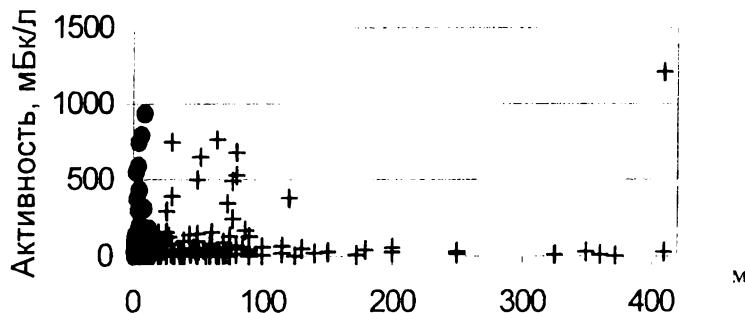


Рис. 3. Распределение удельной активности свинца-210 в подземных водах в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов: о – колодцы, + – скважины

Результаты исследований показали, что активность радона-222 в подземных водах северо-восточной части Европейской России изменяется от 0,1 до 7,05 Бк/л (таблица, рис. 2). Содержание радона в поверхностных водах ниже, чем в подземных. Все полученные значения удельной активности этого радионуклида намного меньше установленных гигиеническими нормативами НРБ-99 (60 Бк/л).

Удельная активность свинца-210 не обнаруживает существенных различий среди вод всех типов (таблица, рис. 3). как в поверхностных, так и в подземных водах выявлены превышения над допустимым УВ (0,2 Бк/л). Для выяснения причин высоких концентраций этого радионуклида семейства урана, планируется продолжить изучение радиационной обстановки в регионе, в том числе определить содержания урана-238 не только в воде, но и в горных породах.

Все значения удельной активности полония-210 (дочерний продукт распада урана-238) в пресных водах Республики Коми ниже гигиенических нормативов (0,12 Бк/л).

Ресурсы пресных подземных вод сосредоточены в водоносных горизонтах четвертичных, среднеюрских, нижнетриасовых и верхнепермских отложений. Потенциальные эксплуатационные запасы пресных подземных вод пригодных для хозяйственно-питьевого водоснабжения в Республике Коми составляют 62.13 млн. м<sup>3</sup>/сут. Пресные подземные воды приурочены к различным по литологическому составу и возрасту отложениям, залегающим на глубине до 500 м (в южных районах республики - до 100 м). Водоносные горизонты находятся в зоне активного водообмена, преимущественно с окислительной обстановкой среды и вмещают воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава. Образование водовмещающих отложений произошло как в континентальных, так и в морских условиях.

Существует зависимость между радиоактивностью горных пород и накоплением в водах урана и радия. Установлено, что их концентрации в подземных водах в окислительных условиях прямо пропорциональны содержанию в горных породах [2, 9]. Восстановительные условия в зоне затрудненного водообмена неблагоприятны для накопления урана и способствуют накоплению радия [1, 4, 9]. В окислительных условиях радий выщелачивается слабо, в восстановительных наоборот,  $(\text{Ba},\text{Ra})\text{SO}_4$  неустойчив и при низком содержании сульфатов в поровых водах и наличии сульфатбактерий радий выщелачивается, переходя в раствор. Уран в окислительных условиях хорошо мигрирует и задерживается на геохимических барьерах в восстановительных обстановках. Наименьшее влияние на растворимость урановых минералов и переход в раствор урана оказывают хлориды, а

*Средние содержания естественных радионуклидов в пресных водах Республики Коми*

Водоисточники	Содержания, Бк/кг (в числителе – от-до, в знаменателе – средние значения Х±S <sub>Х</sub> )				
	<sup>226</sup> Ra	<sup>228</sup> Ra	<sup>210</sup> Pb	<sup>210</sup> Po	<sup>222</sup> Rn
УВ (НРБ-99)	0,5	0,2	0,2	0,12	60
Поверхностные воды	<u>0,3-119,0·10<sup>-3</sup></u> 8,91±24,7·10 <sup>-3</sup>	<u>0,005-0,41</u> 0,19±0,27	<u>0,012-0,79</u> 0,28±0,21	<u>0,5-8,9·10<sup>-3</sup></u> 1,5±2,0·10 <sup>-3</sup>	<u>0,03-2,43</u> 0,2±0,26
Грунтовые воды, верховодка (колодцы)	<u>0,2-69,1·10<sup>-3</sup></u> 5,6±8,24·10 <sup>-3</sup>	<u>0,005-1,84</u> 0,209±0,32	<u>0,0033-0,936</u> 0,0357±0,0372	<u>0,1-63·7·10<sup>-3</sup></u> 3,2±7,5·10 <sup>-3</sup>	<u>0,020-7,52</u> 0,59±0,86
Межпластовые (артезианские) воды	<u>0,1-36,4·10<sup>-3</sup></u> 6,27±7,56·10 <sup>-3</sup>	<u>0,005-1,29</u> 0,177±0,216	<u>0,0064-1,21</u> 0,0316±0,0404	<u>&lt;0,1-13,4·10<sup>-3</sup></u> 1,6±2,1·10 <sup>-3</sup>	<u>0,01-7,05</u> 0,94±1,23

УВ – уровень вмешательства (здесь и далее) в соответствии с НРБ-99. СП 2.6.1.758-99, приложением II-2.

наибольшее – гидрокарбонаты. Сульфат-ион способствует переводу урана в раствор, особенно при низких значениях рН водной среды.

Подсчитано, что в среднем 2/3 эффективной эквивалентной дозы облучения от естественных источников радиации человек получает за счет внутреннего облучения радионуклидами, попадающими в организм вместе с пищей, водой и воздухом [13]. Около 10 % от общей доли внутреннего облучения человек получает с водой, потребляя в среднем около 800 л в год. Таким образом, проведение радиационного мониторинга источников водоснабжения жизненно необходимо для охраны здоровья населения.

Традиционно при обследовании водопунктов предварительная оценка допустимости использования воды для питьевых целейдается по удельной суммарной альфа ( $A_{\alpha}$ )- и бета ( $A_{\beta}$ )-активности, которая не должна превышать 0.1 и 1.0 Бк/кг [5]. При этом особо отмечается, что при возможном присутствии в воде  $^{3}H$ ,  $^{14}C$ ,  $^{131}I$ ,  $^{210}Pb$ ,  $^{228}Ra$  и  $^{232}Th$  определение удельной активности этих радионуклидов в воде является обязательным. Однако определение отдельных радионуклидов в водах обычно не проводится.

В соответствии с рекомендациями Минздрава России [6] в населенных пунктах, в которых обнаружены превышающие УВ содержания радионуклидов, следует провести дополнительные исследования с опробованием вод в каждый сезон с целью определения годового поступления радионуклидов. В случае подтверждения высоких концентраций радионуклидов необходимо провести санитарно-эпидемиологическую экспертизу, чтобы установить возможность дальнейшего использования конкретного источника питьевого водоснабжения или необходимость осуществления защитных мер. Исследования должны включать и геолого-гидрологические работы, для определения источника, путей миграции загрязнения.

Необходимо отметить, что наблюдаемые повышенные концентрации тяжелых естественных радионуклидов – радиационное загрязнение – это естественный природный фон. Перед геологической службой стоят задачи детального изучения гидрологических условий, радиационного состояния геологической среды (в том числе литолого-фациальных условий осадконакопления, роли геохимических барьеров) и выбор наиболее «чистых» водоносных горизонтов, рекомендуемых для питьевого водоснабжения.

#### Библиографический список

1. Богоявленский Л.Н. Ухтинское месторождение радия // Докл. АН СССР. Сер. А. 1928. № 14/15. С. 156.

2. *Вовк И.Ф.* Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М.: Недра, 1979. 231 с.
3. Гидрогеология СССР. Том XLII. Коми АССР и Испецкий национальный округ Архангельской области РСФСР. М.: Недра, 1970. 288 с.
4. *Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат. 1974. 280 с.
5. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99): Гигиенические нормативы. М.: Центр санитарно-эпидемиологического нормирования, гигиенической сертификации и экспертизы Минздрава России. 1999. 116 с.
6. Радиационный контроль питьевой воды. Методические рекомендации / Экологический вестник России, 2001. №9. С. 50-60.
7. *Таскаев А.И.* Радиация в республике // Красное знамя, 1990. 9.06.
8. *Таскаев А.И.* Характер распределения и миграции изотопов уранового и ториевого семейств в почвенно-растительном покрове территорий с естественной повышенной радиоактивностью // Радиация как экологический фактор при антропогенном загрязнении: Тр. Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1984. №67. С. 9-27.
9. *Токарев А.Н., Щербаков А.В.* Радиогидрогеология. М.: Госгеотехиздат, 1956. 263 с.
10. *Торопов Ф.А.* Геохимия Ухтинских радиоактивных вод / Недра Советского Союза. Чибы: Управление Ухто-Печорского треста. №1, 1933. С. 15.
11. *Черепенников А.А.* Проявление радиоактивности в Ухтинском районе / Вестн. Геол. Ком. 1928. №4.
12. *Шуктомурова И.И., Рачкова Н.Г., Таскаев А.И.* Тяжелые естественные радионуклиды в водах северо-востока европейской части России // Радиоэкология, охрана окружающей среды, 2001. С. 176-180. (Вест. науч. ядерного центра Республики Казахстан; Вып.3).
13. Экогеология России. Т.1. Европейская часть / Гл. ред. Г.С. Варталян. М.: ЗАО «ГЕОИНФОРММАРК», 2000. 300 с.

**Ю.М. Зинюков, С.П. Пасмарнова, А.А. Панарин**  
Воронежский университет

## ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНА ФЕДЕРАЛЬНОГО ПОЛИГОНА «КАМЕННАЯ СТЕПЬ»

Федеральный полигон «Каменная Степь» имеет более чем вековую историю, его создание связано с именем выдающегося ученого В.В. Докучаева. Полигон расположен в центральной части Воронежской области, имеет площадь 37 км<sup>2</sup> и является старейшим стациона-

ром в России, на котором стали регулярно проводиться режимные наблюдения за состоянием подземных вод. За период существования полигона неоднократно менялась его ведомственная принадлежность. С 1995 г. и по настоящее время полигон «Каменная Степь» входит в состав Воронежского территориального центра государственного мониторинга геологической среды при ФГУГП «Воронежгеология». Результаты водно-балансовых исследований в Каменной Степи являются составной частью ежегодного бюллетеня о состоянии геологической среды на территории Воронежской области.

Основными изучаемыми объектами на территории полигона в настоящее время являются: слабоводоносный комплекс лессоидных, делювиально-солифлюкционных и ледниковых отложений, а также водоносные подразделения мелового и девонского возраста; зона аэрации (изменение влагозапаса и солевого состава); поверхностный сток на пяти малых замкнутых водосборах, метеорологические факторы, агромелиоративные и гидрологические условия. Комплекс режимных наблюдений в различное время включал наблюдения за уровнем, температурой и химическим составом подземных вод; изучение естественной влажности грунтов зоны аэрации; оценку запасов влаги в снежном покрове; определение основных элементов водного баланса на малых, замкнутых водосборах.

Количество наблюдательных пунктов на полигоне часто менялось, достигая максимума в середине 50-х гг. (246 пунктов). В настоящее время в наблюдательную сеть полигона входит 162 скважины, три колодца и один родник.

Обстоятельная характеристика изменчивости химического состава подземных вод в многолетнем разрезе в пределах территории полигона была впервые представлена в Сводном отчете, посвященном итогам 100-летнего изучения режима и баланса грунтовых вод на Каменностепной станции (К.Ф. Сомов, В.А. Иванов, Н.С. Кожухарь, М.М. Рачков, Ю.Б. Челидзе и др., 1992). Анализировался период минимального положения УГВ (1956 г.) и период максимального подъема УГВ (1991 г.).

В грунтовых водах четвертичных горизонтов (водовмещающие отложения – преимущественно суглинки) по порядку преобладания выделены следующие гидрогеохимические типы: гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатный.

Отмечается, что при переходах из одного типа в другой происходит уменьшение доли гидрокарбонат-иона от 81 (гидрокарбонатный тип) до 13%-экв (сульфатный тип). Количество сульфат-иона, напро-

тив, возрастает от 15 до 81 %-экв. Содержание хлоридов не превышает в среднем 8 %-экв и типообразующей роли не играет.

В составе катионов во всех типах вод преобладает ион натрия, количества которого возрастает от 53 (в гидрокарбонатной воде) до 70 %-экв (в гидрокарбонатно-сульфатной).

По сравнению с 1956 г. в 1991 г. отмечены значительные изменения химического состава и минерализации грунтовых вод. В качестве основного фактора изменчивости состава выделено общее повышение УГВ (на 3-5 м) и, как следствие, – уменьшение мощности зоны аэрации, что привело к активизации взаимодействия грунтовых вод с внешними средами. Существенные изменения в гидрохимическом режиме отражены в увеличении минерализации грунтовых вод, в возрастании амплитуды годовых колебаний величин минерализации, в изменчивости типов вод – от гидрокарбонатного к сульфатному. Так, если в 1956 г. доминирующим химическим типом являлся гидрокарбонатный тип, то в 1991 г. большая часть территории полигона характеризуется уже водами сульфатно-гидрокарбонатного типа.

Минерализация в этот период возросла в среднем от 940 (1956 г.) до 1490 мг/л (1991 г.). Годовая амплитуда колебания величин минерализации изменялась от 50-170 мг/л (1956 г.) до 390-1980 мг/л (1991 г.).

По ряду наблюдательных пунктов отмечается довольно значительная годовая динамика компонентов химического состава и общей минерализации. Так, в скважине №895 в 1991 г. зафиксированы изменения концентраций натрия от 45 до 583 мг/л; кальция – от 12 до 326 мг/л; сульфатов – от 51 до 1231 мг/л; минерализации – от 210 до 2544 мг/л; в скважине №1 зафиксированы изменения концентраций натрия от 5 до 462 мг/л; кальция – от 5 до 32 мг/л; сульфатов – от 160 до 588 мг/л; минерализации – от 477 до 1541 мг/л; в скважине №31а зафиксированы изменения концентраций натрия от 52 до 459 мг/л; кальция – от 14 до 44 мг/л; сульфатов – от 62 до 1486 мг/л; минерализации – от 288 до 2421 мг/л.

Такая динамика состава грунтовых вод свидетельствует о значительной изменчивости условий его формирования, накопления и миграции основных типообразующих ионов в зависимости от колебаний УГВ, температуры воздушной и водной среды, инфильтрации атмосферных осадков, испаряемости, разложения растительных остатков и др.

Анализируя результаты режимных наблюдений в многолетнем разрезе с 1956 (1960) по 2003 г. (летний период), можно сделать следующие выводы. Картина изменчивости химического состава грунто-

вых вод выглядит довольно пестрой и не характеризуется какой-либо односторонней тенденцией и не всегда однозначно увязывается с тем или иным фактором. Выделяются наблюдательные пункты, в которых прослеживается тенденция к увеличению минерализации, концентраций основных макрокомпонентов (натрий, сульфаты), наблюдательные пункты, в которых нет четкой направленности в изменчивости химического состава, и наблюдательные пункты, в которых отмечается уменьшение величины общей минерализации, концентраций сульфатов, натрия, иногда гидрокарбонатов.

Большую группу наблюдательных пунктов отличает отсутствие какой-либо устойчивой тенденции в изменении гидрохимического режима в многолетнем разрезе (скважины №114, 40, 44, 36, 58а, 39, 59, 62, 830, 818, 31, 895, 710, 1, 828, 713). В наблюдательных скважинах № 712, 11, 732, 49вт, 21, шурфе №1 отмечается устойчивое повышение величины минерализации, содержаний сульфатов, натрия, гидрокарбонатов. Наблюдательные скважины № 910, 1001, 43вт, 824, 801, 1ин, 45вт характеризуются уменьшением соответствующих показателей химического состава грунтовых вод. При этом в большинстве данных скважин с 1999 по 2002 г. отмечается рост минерализации и концентраций основных макрокомпонентов.

Анализируя карты минерализации грунтовых вод (глубина залегания УГВ – 2-4 м), построенные на различные временные интервалы (1960, 1970, 1979, 1990, 2003 гг.), можно сделать вывод о том, что в целом прослеживается изменение минерализации в сторону ее увеличения в пределах отдельных участков полигона. Так, можно отметить устойчивое повышение минерализации в южной части полигона, где величина минерализации повсеместно превышает 1 г/л, и в юго-восточной части, где превышение составляет более 1,5 г/л. Увеличилась минерализация и в северной части полигона, где в настоящий момент времени отмечаются ее значения в пределах 1-2 г/л. Значения минерализации менее 1 г/л выделяются лишь в грунтовых водах центральной зоны полигона.

Такая пестрота в изменчивости режима химического состава грунтовых вод связана с неоднородностью условий формирования их состава, в свою очередь, обусловленной изменчивостью гидродинамического режима, антропогенной нагрузкой, литологией водовмещающих отложений и влиянием других факторов.

Ранее считалось, что подъем УГВ, произошедший в результате многолетнего проведения агромелиоративных мероприятий (культивация лесополос и лесомассивов), имеет однозначное влияние на коренную изменчивость химического состава грунтовых вод, однако,

комплексная оценка территории сотрудниками Воронежского университета в 2002-2004 гг. этого не вывила.

Изменчивость химического состава грунтовых вод в пределах полигона может быть объяснена лишь многофакторной причинностью, даже при целенаправленном многолетнем влиянии такого фактора, как устойчивое повышение их уровня.

**Л.Н. Строгонова, В.Л. Бочаров, А.В. Дыбцева\***

Воронежский государственный университет

\* Московский государственный университет

## ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЕВОНСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА МЕЖДУРЕЧЬЯ ДОН – ВЕДУГА

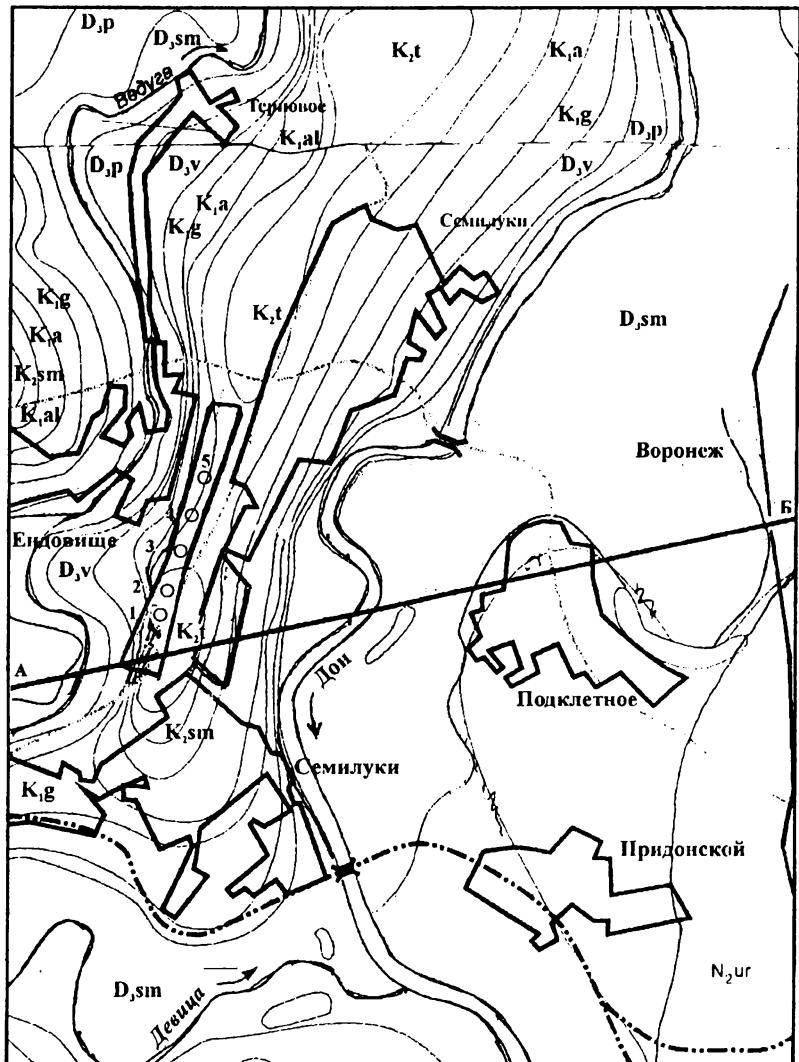
Девонский водоносный комплекс, объединяющий отложения верхнего и среднего девона, широко развит на всей территории Воронежской области и представлен песками, трещиноватыми разновидностями известняков, песчаниками с маломощными прослойями глин. К настоящему времени разведаны 14 месторождений подземных вод девонского возраста (включая и подземные водоносные комплексы вышележащих терригенных отложений неоген-четвертичного и мелового возраста). Суммарные запасы по этим месторождениям составляют 95 750 тыс. м<sup>3</sup>/сут, т.е. около 6% всех эксплуатационных запасов Воронежской области [1, 5]. В число 14 месторождений входят 5 с утвержденными запасами подземных вод по двум водоносным комплексам – девонскому и неоген-четвертичному. Прогнозные эксплуатационные ресурсы (ПЭР) девонского комплекса оценены только для северо-западной и южной частей Воронежской области и составляют около 130 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Начиная с 2001 г. и по настоящее время водоотбор по девонскому комплексу ежегодно составлял 46–50,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут от всего количества извлеченной подземной воды по Воронежской области. Освоение ПЭР равно 35–40 %, что явно недостаточно относительно общих ресурсов подземных вод [1].

В междуречье Дон–Ведуга расположен г. Семилуки – один из наиболее крупных в мегаполисе г. Воронежа. В настоящее время он насчитывает 26 тыс. населения и характеризуется положительной динамикой роста этого показателя [3], что выгодно отличает его от дру-

гих городов Воронежской области. Градообразующим предприятием является Семилукский огнеупорный завод (СОЗ) – одно из крупнейших предприятий у нас в стране, производящее огнеупорный кирпич для металлургического производства. В последнее 20-летие наблюдается интенсивный рост территории города за счет индивидуальной коттеджной застройки. По сути, г. Семилуки соединился с с. Семилуки, расположенным в 5 км севернее города. Объектом исследований является микрорайон № 2, расположенный по правую сторону шоссе, соединяющего с. Семилуки и г. Семилуки. В этом микрорайоне в течение 2001-2004 гг. пробурено 10 скважин, вскрывших девонский водоносный комплекс. Водораздельное пространство изрезано многочисленными оврагами по правобережью рек Дон и Ведуга, что создает широкие возможности для развития оползневых процессов, негативно влияющих на застройку территории.

Информация о геологическом строении междуречья Дон–Ведуга достаточно полно представлена в ряде работ [4, 9, 10] и обобщена на рис. 1-3. Глубина вскрытого скважинами разреза по 5 исследуемым скважинам колеблется в пределах 165 – 170,5 м.

В последние годы выделен новый бальнеологический тип экологически чистых слабоминерализованных вод, получивших название "условно минеральные воды" [6]. Эти воды отличаются от других известных в Воронежской области лечебных и лечебно-столовых минеральных вод [7] слабощелочной реакцией среды, чрезвычайно малой жесткостью, невысоким содержанием органики и миграционно активных соединений азота [8]. Подобные воды были впервые вскрыты в песчаниках верхне- и среднедевонского возраста на глубинах выше 100 м в районе г. Воронежа. Клинические исследования, проведенные Центральным научно-исследовательским институтом курортологии и физиотерапии (г. Москва), свидетельствуют об оздоровительном эффекте девонских вод в процессе использования их при лечении урологических заболеваний. Эта условно минеральная вода получила название "Клиническая". Интерес к ней вызван тем обстоятельством, что, циркулируя на глубинах выше 100 м от земной поверхности в водоносных горизонтах верхнего и среднего девона, она надежно защищена от поверхностного загрязнения в отличие от вышележащего горизонта грунтовых вод неоген-четвертичного комплекса. Следует отметить, что водоснабжение населения как г. Воронежа, так и г. Семилуки, осуществляется в настоящее время именно за счет неоген-четвертичных грунтовых вод. Для оценки питьевого качества подземных вод девонского комплекса междуречья Дон–Ведуга были отобраны пробы из 5 скважин. Химические анализы воды были выполнены в



1 – номера скважин; 2 – населенные пункты; 3 – железнодорожные пути; 4 – автомобильные дороги и мосты

Характеристика пород									
Девонская		Меловая		Неотектоновая		Системы			
Верхний		Нижний		Верхний		Плиоцен		Оглед	
Франкский	Горизонты	Атгасий	Альбесий	Сен-Симон	Ангальтский	Ангальтский	Ярус		
Северо-Азия	Воронежский								
D <sub>3</sub> sm	D <sub>3</sub> vr	K <sub>9</sub>	K <sub>8</sub>	K <sub>7</sub> a	K <sub>7</sub> sm	K <sub>7</sub> al	K <sub>7</sub> t		
D <sub>3</sub> pt									
								до 50	В кровле - глины желто-серые до черных, ниже - пески серые, темно-серые, мелко- и среднезернистые кварцевые, в основании крупнозернистые с галькой кремния, реже известняка и песчаника
								до 40	Мел пичий белый, местами с пятнами охледзенения, в основании слой мел песчанистый с включениями желваков фосфорита
								до 10	Пески зеленовато-серые глауконит-кварцевые, мелкозернистые
								до 17	Пески зеленовато-серые глауконит-кварцевые, глины темно-серые илевритовые
								до 25	Пересланывание разнозернистых песков, глин, алевритов, в верхней части иногда наблюдается прослой песчаника
								до 17	Пересланывание глин, пестроцветных песков, в меньшей степени - слюдистых алевритов
								до 45	Пересланывание аргиллитоподобных глин и известняков, в том числе брахиоподовых
								до 10	Глины серые с прослойками белых, желтых, серых песков и песчаников
								до 35	Глины известковистые зеленовато-серые с прослойем известняка и мергеля, с обильной фауной

Рис. 2. Стратиграфическая колонка

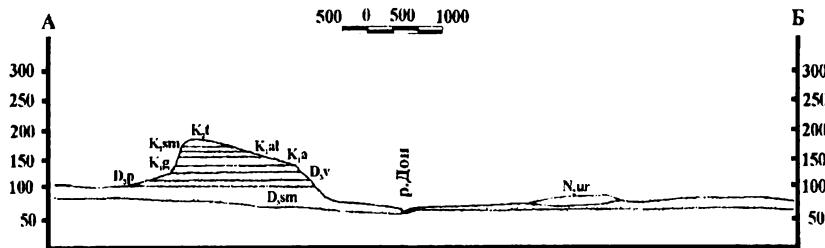


Рис. 3. Геологический разрез по линии А-Б

*Химический состав подземных вод девонского водоносного комплекса, мг/дм<sup>3</sup>*

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
pH	7,74	8,05	7,85	7,95	7,68	8,14	7,14	7,98
Ca <sup>2+</sup>	25,5	28,4	46,1	34,4	25,8	15,55	83,8	28,4
Mg <sup>2+</sup>	14,5	12,0	9,4	28,1	20,6	6,3	38,7	11,0
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	100,4	105,5	98,1	120,4	135,2	120,5	67,4	178,2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	225,5	294,3	199,2	300,4	294,1	202,2	505,8	189,8
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	9,21	32,4	47,1	19,2	8,12	4,06	55,2	52,4
Cl <sup>-</sup>	115,1	110,2	168,4	55,9	115,2	96,2	30,8	188,9
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	-	-	0,06	0,05	0,08	-	0,05	-
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5,5	2,0	8,5	10,0	10,0	5,0	8,0	2,5
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	-	-	0,1	0,05	0,06	0,1	0,08	0,1
Fe	0,12	0,17	0,2	0,2	0,3	0,15	0,3	0,2
Mn	0,05	0,08	0,08	0,06	0,12	0,009	0,1	0,01
Co	-	-	-	-	-	0,002	0,012	0,0014
Cu	-	-	-	-	-	0,002	0,0013	0,0016
Zn	-	-	-	-	-	0,002	0,0023	0,0017
G	2,6	1,9	3,1	2,8	2,5	1,3	7,3	2,3
M	0,45	0,31	0,58	0,57	0,61	0,45	0,79	0,65

Примечание.

1-5 – скважины во втором микрорайоне г. Семилуки Воронежской области; 1 – скв. 1а, гл. 165,4 м; 2 – скв. 2а, гл. 165,0 м; 3 – скв. 3а, гл. 170,5 м; 4 – скв. 4а, гл. 167, 2 м; 5 – скв. 5а, гл. 166, 0 м.

6 – г. Семилуки, СОЗ. Скв. 11, гл. 157,0 м;

7 – ст. Латная Семилукского района. Скв. 10, гл. 128,0 м;

8 – г. Воронеж, Благовещенский кафедральный собор. Скв. 22, гл. 132,0 м.

G – жесткость воды, мг-экв/дм<sup>3</sup>; M – минерализация воды, г/дм<sup>3</sup>.

Аналитическом центре Главного управления природных ресурсов и охраны окружающей среды по Воронежской области. Условно минеральные воды, химический состав которых представлен в таблице, относятся к категории пресных вод и находятся в полном соответствии с требованиями санитарных норм и правил [2]. Минерализация их находится в пределах 0,31 – 0,61 г/дм<sup>3</sup>. По соотношению химических компонентов воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому и реже к гидрокарбонатно-хлоридному классам. Соотношение анионов следующее:  $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ ; катионов –  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ . Как уже отмечалось, воды слабощелочные ( $7,68 < \text{pH} < 8,05$ ) и по этому показателю весьма устойчивы. Они исключительно мягкие ( $1,9 < \text{G} < 3,1$ ). По сравнению с водами вышележащего неоген-четвертичного комплекса девонские воды отличаются значительно меньшей жесткостью, несколько повышенным содержанием магния и хлора.

Для сравнения приведены химические анализы девонских вод, отобранных из скважин СОЗ (ст. Латная Семилукского района), расположенных на правобережье Дона, и Благовещенского кафедрального православного собора (центр г. Воронежа). Как видно из таблицы, химический состав девонских подземных вод весьма близок. Можно лишь отметить несколько повышенное содержание железа в подземных водах девонского комплекса междуречья Дон-Ведуга. Это связано с тем, что в указанном районе на границе меловых и девонских отложений существует полуметровая по мощности сидеритовая плита и возможно обогащение железом девонских вод за счет этого образования. В целом же вода девонских отложений по набору макрокомпонентов аналогична широко известным слабоминерализованным водам района г. Ессентуки (Ставропольский край).

Таким образом, в пределах северо-западной части Воронежской области в водораздельных пространствах Дон-Ведуга и Дон-Воронеж существует большой резерв высококачественных экологически чистых питьевых вод, связанных с верхнедевонским водоносным комплексом. Эти воды могут быть рекомендованы и к широкому использованию в лечебных целях.

### *Библиографический список*

1. Коробкин А. В. Ресурсы и использование подземных вод на территории Воронежской области // Современные проблемы изучения и использования питьевых подземных вод: Матер. Всерос. совещания / ГИДЭК. М., 2003. 29-31с.
2. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества // Санитарные правила и нормы. СанПин 2.1.4.559-96. М.: ИИЦ ГКСЭН России, 1996. 110 с.

3. Показатели экономического и социального развития городов и районов Воронежской области // Статистический сборник / Воронеж. обл. ком. гос. стат. Воронеж, 2002. 140 с.
4. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. Воронеж, 2002. Вып. 12. 165 с.
5. Смирнова А.Я., Бородкин А.И. Экология подземных вод бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. 180 с.
6. Смирнова А.Я., Бочаров В.Л. Слабоминерализованные лечебно-столовые экологически чистые воды района г. Воронежа // Экологический вестник Черноземья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. Вып. 6. 82-91 с.
7. Смирнова А.Я., Бочаров В.Л., Лукьянов В.Ф. Минеральные воды Воронежской области (лечебные и лечебно-столовые). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1995. 182 с.
8. Строгонова Л.И. Геоэкологические закономерности миграции соединений азота в окружающей среде (на примере г. Воронежа): Автогрф. дис. ... канд. географ. Наук / ГУЗ. М., 2001. 24 с.
9. Третягуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. Воронеж, 2002. Вып. 9. 220с.
10. Холмовой Г.В., Глушков Б.В. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности // Там же. 2001. Вып. 1. 220 с.

**Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, С.В. Голик\*,  
Д.З. Журавлев\*\*, О.Ю. Попова**  
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург  
\* УЭХК, г. Новоуральск  
\*\* ИМГРЭ, г. Москва

## ICP-MS АНАЛИЗ 57 ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ КИСЛОТНЫМ РАЗЛОЖЕНИЕМ И ОКОНЧАНИЕМ НА ELEMENT2

В настоящее время геохимические методы занимают одно из ведущих мест в геологических исследованиях, что стало возможным с развитием инновационных технологий и созданием новых поколений аналитических приборов, внедрение которых вывело прикладную геохимию на качественно новый уровень. Можно без всякого преувеличения сказать, что современные геохимические методы исследований в значительной степени способствуют переводу геологической науки из разряда «описательной» в «цифровую», имеющую соответствую-

---

© Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, С.В. Голик, Д.З. Журавлев,  
О.Ю. Попова, 2005

щую методологическую основу.

Разработаны несколько аналитических методов определения распространенностей геохимических элементов: рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (XRF), инструментальные нейтронно-активационный и радиохимический (INNA, RNNA) методы, атомно-абсорбционная спектрометрия (AAS) и наиболее широко распространенная и динамично развивающаяся масс-спектрометрия с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) [5].

Стартовав в 1983 г., сегодня ICP-MS представляет собой один из наиболее совершенных методов атомной спектроскопии благодаря высокой чувствительности, точности и возможности выполнения многоэлементного анализа в ходе одного эксперимента. Рассматривая эволюцию метода, следует отметить тот факт, что с самого начала наиболее уязвимым моментом при анализе вещества ICP-MS было наличие большого количества спектроскопических интерференций, возникающих вследствие способа ионизации пробы, что лимитировало аналитические возможности. Однако возникающие при анализе ICP-MS спектроскопические интерференции могут быть устранены путем использования масс-спектрометров высокого разрешения HR (High Resolution). Эти приборы, признанные, по общему мнению, "золотым стандартом" для элементного анализа, представляют собой tandemные масс-спектрометры с двойной фокусировкой, имеющие магнитный и электростатический анализаторы. Этим и определяется их основное принципиальное отличие от приборов низкого разрешения, реализованных на базе более дешевых и, как следствие, простых квадрупольных анализаторов. В настоящей работе кратко рассматривается опыт 3-летнего применения HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) для мультиэлементного (более 57 элементов за один опыт) анализа геологического материала.

Подготовка геологического материала для HR ICP-MS окончания. Методы ICP-MS, развивающиеся в ИГГ УрО РАН, ориентированы в подавляющем большинстве на анализ силикатных образцов – пород, минералов и руд. В настоящее время в практике микрэлементного анализа применяются два способа разложения силикатных проб – сплавление с флюсом и кислотное разложение. Оба имеют определенные преимущества и недостатки. Так, сплавление образца с метаборатом лития обеспечивает полное разложение практически всех компонентов горных пород и имеют достаточно высокую производительность. Однако условия сплавления (десятикратное по отношению к массе образца количество флюса, почти непреодолимые трудности по обеспечению чистоты и предотвращению перекрестного

загрязнения образцов во время сплавления и последующего растворения сплава) гарантируют высокий уровень загрязнения пробы посторонним веществом, что для ряда микроэлементов может оказаться решающим фактором в исключительной возможности точного определения их концентраций. Использование способа кислотного разложения позволяет сравнительно просто обеспечить низкий уровень загрязнения проб микроэлементами из реактивов, поскольку кислоты и реагенты легко подвергаются глубокой очистке в лабораторных условиях при наличии соответствующего оборудования. Очень важным преимуществом кислотного способа разложения является также отсутствие дополнительных матричных эффектов при масс-спектрометрическом анализе и более низкий (на порядок и более) предел обнаружения большинства микроэлементов.

Основываясь на собственном долголетнем опыте работ по разложению пород и минералов для анализа масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления, мы сконцентрировали усилия на разработке надежной и достаточно производительной процедуры кислотного вскрытия геологического материала с последующим окончанием на HR ICP-MS ELEMENT2. Были отработаны два варианта.

1. Пробы горных пород (в виде тщательно перетертый пудры) весом около 50 мг помещались в тефлоновые капсулы, армированные оболочкой из нержавеющей стали, и разлагались под давлением смесью плавиковой и азотной кислот (соотношение 5:1) при температуре 180°C до полного разложения на электроплитах с тефлоновым покрытием BYTAC® и цифровым управлением. Далее исследуемое вещество переводилось в раствор 5% азотной кислотой с коэффициентом разбавления исходной пробы около  $10^3$ .

2. Трудно «вскрываемые» породы и минералы подвергались кислотному разложению в микроволновой печи Multiwave 3000 с ротором XQ80 (материал ячейки – кварц), позволяющей реализовать более жесткие условия (максимальная температура – 300°C, максимальное рабочее давление – 120 атм).

**Минимизация контаминации.** Необходимым условием качественного HR ICP-MS мультиэлементного микроанализа геологического вещества является производство химической подготовки проб в так называемом «чистом» помещении (clean room), предусматривающее целый комплекс технических и методических решений, направленных на получение чистой среды с определенными параметрами и минимальными загрязнениями [2].

Очистка реагентов (воды, HF, HCl, HNO<sub>3</sub>, HClO<sub>4</sub>) используемых в работе, осуществлялась методом недокипения в специально

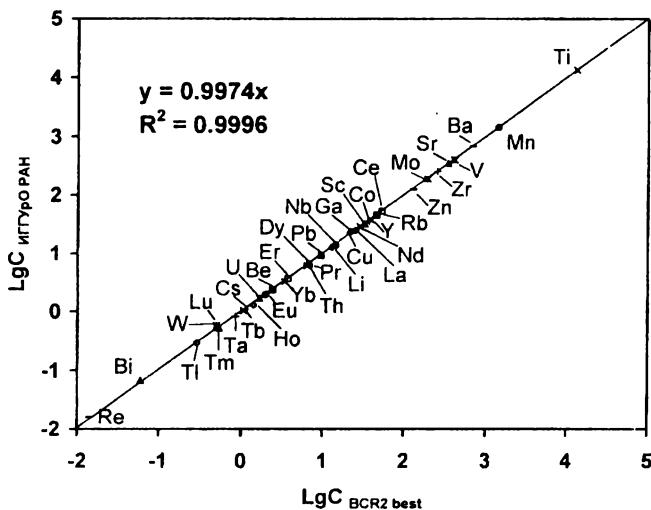
изготовленных для этих целей [1, 3, 4] аппаратах.

Анализ 57 элементов-примесей из силикатных проб проводился на анализаторе HR ICP-MS ELEMENT2 в режиме дифференцированного разрешения при следующих параметрах: поток распыляющего аргона – 0.84 л/мин; плазмообразующий поток аргона – 0,85 л/мин; охлаждающий поток аргона – 16 л/мин; мощность генератора плазмы – 1050 Вт; напряжение на двухступенчатом детекторе с автоматической калибровкой аналоговой и счетной составляющих – 1900 В. Измерения выполнялись с использованием системы стабильного ввода, которая включает термостабилизированную распылительную камеру (комбинация двухпроходной и циклонного типа) и “self aspirating” (самораспыляющий) распылитель, позволяющий вводить раствор пробы без применения перистальтического насоса, что минимизирует нестабильность плазмы. Особенности конструкции прибора таковы, что вся аналитическая часть и каплеотделительная камера термостабилизированы, что обеспечивает высокую стабильность измерений. Использование автоматического пробоотборника при их проведении позволяло исключить субъективные ошибки оператора.

Контроль качества получаемых результатов осуществлялся путем параллельных анализов внутренних сверочных проб и стандартных образцов горных пород, концентрации элементов в которых аттестованы с точностью не хуже 1% отн., а процедура кислотного разложения не вызывала сомнений относительно своей совершенности (использовались образцы СГ-1А, СГД-1А, BCR-2). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца (BCR2 [6]) проводилось с периодичностью 1:5-1:10.

Двойной учет возможных погрешностей позволяет проводить анализ 57 элементов с точностью не хуже  $\pm(8-10)\%$  отн. при содержании элемента больше 10-20 предела его обнаружения.

На рисунке приведены результаты сравнения измеренных (данные по 259 опытам 2003-2004 г.г.) концентраций (ось ординат ИГГ УрО РАН) с аттестованными значениями международного стандарта BCR2 (ось абсцисс – BCR2 best). Апроксимация рассматриваемой совокупности линейной зависимостью  $\text{LgC}_{\text{ИГГ УрО РАН}} = 0.9974 * \text{LgC}_{\text{BCR2 best}}$  характеризуется высоким значением параметра  $R^2 = 0.9996$ . Калькуляция рассматриваемой выборки определяет среднее значение коэффициента вариаций равным 1.88%.



Результаты сравнения измеренных (данные по 259 опытам в течение 2003-2004 гг.) концентраций (ось ординат ИГГ УрО РАН) с аттестованными значениями международного стандарта BCR2 (ось абсцисс -- BCR2 best)

\* \* \*

1. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой представляет собой один из наиболее совершенных методов изучения геологического материала благодаря высокой чувствительности, точности и возможности выполнения многоэлементного анализа в ходе одного опыта.

2. Возникающие при анализе ICP-MS методом спектроскопические интерференции являются главным препятствием на пути получения достоверных результатов, однако использование tandemных масс-спектрометров высокого разрешения позволяет радикальным способом решить эту проблему.

3. На стадии подготовки геологического материала к ICP-MS применяются два способа разложения силикатных проб – сплавление с флюсом и кислотное разложение, однако последний представляется более выигрышным.

4. Необходимым условием качественного HR ICP-MS мультиэлементного анализа геологического вещества является производство химической подготовки проб в специальном стерильно-производственном помещении.

5. Разработанная методика определения содержаний 57 элементов (Li, Be, B, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Cu, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Tl, Pb, Bi, Th, U) в геологическом материале с применением кислотного разложения и HR ICP-MS окончанием характеризуется точностью не хуже  $\pm$  (8-10)% отн. при содержании элемента больше 10-20 предела его обнаружения.

### *Библиографический список*

1. Лепихина О.П., Ронкин Ю.Л., Рыбкин В.В. Способы снижения фоновых загрязнений при изотопном анализе Rb и Sr // Ежегодник - 1987 / ИГГ УрО АН СССР. 1988. С. 126-129.
2. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Ершов В.М. Стерильно-производственное помещение для химической подготовки проб для изотопного анализа / Тез. науч. конф. «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». 2000. С. 297-299.
3. Рыбкин В.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. О возможности применения метода направленной кристаллизации с целью концентрирования микрэлементов для изотопного анализа // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. М., 1987. С. 194-195.
4. Mattinson J. M. Preparation of HF, HCl, HNO<sub>3</sub> acids at ultralow lead levels // Analytical Chemistry. 1972. T. 44, №9. P. 1715-1716.
5. Montaser A., Golightly D. W. (Eds.), Inductively Coupled Plasmas in Analytical Atomic Spectrometry. VCH. New York, 1992.
6. Wilson, S.A. The collection, preparation and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River, Basalt, U.S. Geological Survey Open-File Report 98-xxx. 1997.

**А.Ф. Хазов**

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

## **СОСТАВ ЛИТОГЕННОЙ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ В ГОРНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ИХ ГИПЕРГЕННОГО МОДИФИЦИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОНОСНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ)**

Непосредственным субстратом для золотоносной коры выветривания на Приполярном Урале (Каталамбинское золоторудное месторождение) в основном послужили вулканогенно-терригенные и карбонатные породы моройнской свиты позднего рифея [1, 3, 4]. Эти поро-

ды характеризуются нормальной или несколько пониженной глиноземистостью, низкими содержанием кальция и суммы щелочей, неустойчивым K/Na отношением. На диаграмме А. Б. Ронова—З. В. Хлебниковой [2] поле состава исследуемых пород перекрывает область составов алевропелитов аридного и холодного климатических типов (рис. 1). По минеральному составу потенциальных продуктов выветривания (диаграммы ASK и AMK В. К. Головенока) породы мороинской свиты могут быть скоррелированы с хлорит-монтмориллонитовыми алевропелитами (рис. 2).

В рамках литохимической классификации Я. Э. Юдовича [5] породы мороинской свиты соответствуют силитам и сиаллитам (рис. 3). Значение их гидролизатного модуля ( $\text{GM} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ ) колеблется в пределах 0.15—0.48. По признаку железистости сланцы и кварциты в основном соответствуют гипо-норможелезистым типам осадочных пород, что выражается в диапазоне изменчивости величины железного модуля ( $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ ) — от 0.15 до 0.57. Для некоторых карбонатолитов железный модуль достигает 1.17, что отвечает супержелезистым литотипам.

Гипергенное изменение пород мороинской свиты при формировании золотоносной коры проявляется в заметном сокращении содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ , с одной стороны, и увеличении содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , с другой. Закисное железо переходит в оксидное. Наиболее простым показателем изменения пропорций между породообразующими компонентами могут служить алюминиево-кремниевый ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ), калиево-кремниевый ( $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ) и калиево-алюминиевый ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) модули. При переходе от материнских пород к гипергенным значения этих модулей заметно изменяются:  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  от 0.06—0.35 до 0.34—0.54;  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  от 0.01—0.09 до 0.06—0.09;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  от 0.12—0.35 до 0.11—0.19. Из приведенных цифр следует, что  $\text{SiO}_2$  и в несколько меньшей степени  $\text{K}_2\text{O}$  при образовании исследуемой коры выветривания выносились из протолитов, а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  накапливался.

Изменения химического состава материнских пород при гипергенезе отчетливо проявляются и на литохимических диаграммах. На диаграмме А. Б. Ронова—З. В. Хлебниковой поле точек состава гипергенных суглинков определено смещается в область состава алевропелитов, образованных в условиях тропического или субтропического климатов (рис. 1). На диаграммах ASK и AMK точки состава исследуемых суглинков сдвигаются к области состава алевропелитов каолинитового минерального типа (рис. 2).

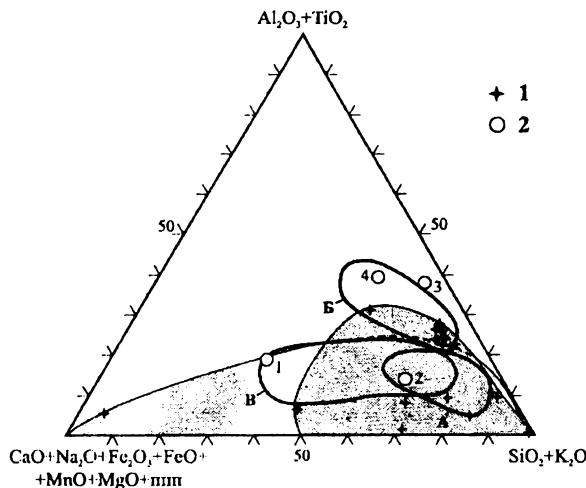


Рис. 1. Диаграмма химизма алевропелитов по А. Б. Ронову— З. В. Хлебниковой для гипергенных суглинков золотоносной коры выветривания: 1 — исследуемые суглинки; 2 — эталонные минералы: хлорит (1), монтмориллонит (2), мусковит (3), каолинит (4). Климатические типы алевропелитов: А — аридный; Б — гумидный тропический и субтропический; В — холодный и умеренно-холодный. Заливкой показаны области состава материнских пород (светло-серая) и гипергенных суглинков (темно-серая)

Рис. 2. Диаграммы ASK и АМК химизма алевропелитов по В. К. Головеноку для гипергенных суглинков золотоносной коры выветривания. 1 — исследуемые суглинки; 2 — эталонные минералы: хлорит (1), монтмориллонит (2), мусковит (3), каолинит (4). Минеральные типы алевропелитов: К — каолинитовый; Г — гидрослюдистый; М — хлорит-монтмориллонитовый. Заливкой показаны области состава материнских пород (светло-серая) и гипергенных суглинков (темно-серая)

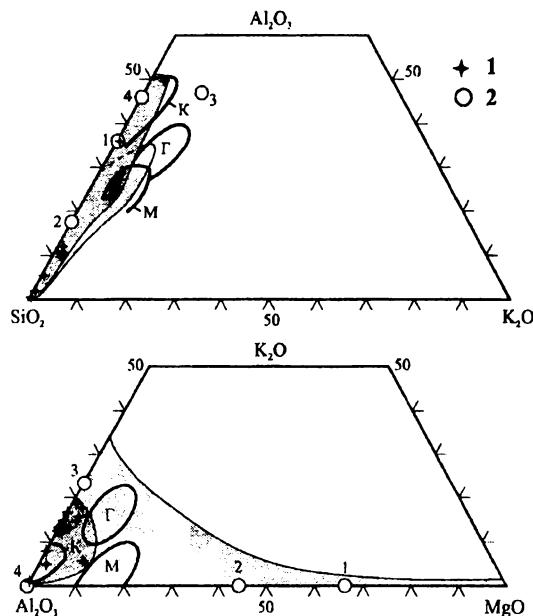


Рис. 1. Диаграмма химизма алевропелитов по А. Б. Ронову— З. В. Хлебниковой для гипергенных суглинков золотоносной коры выветривания: 1 — исследуемые суглинки; 2 — эталонные минералы: хлорит (1), монтмориллонит (2), мусковит (3), каолинит (4). Климатические типы алевропелитов: А — аридный; Б — гумидный тропический и субтропический; В — холодный и умеренно-холодный. Заливкой показаны области состава материнских пород (светло-серая) и гипергенных суглинков (темно-серая)

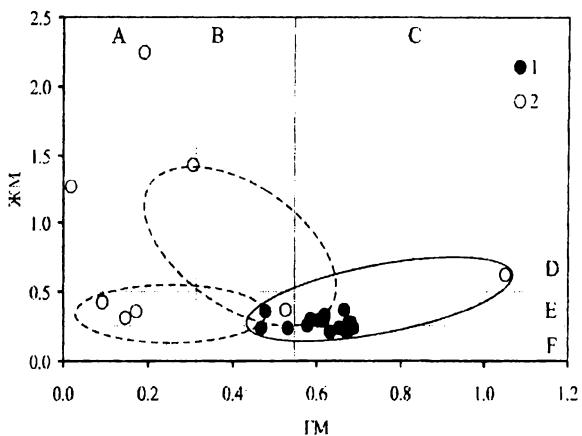


Рис. 3. Диаграмма химического состава гипергенных суглинков в координатах гидролизатного (ГМ) и железного (ЖМ) модулей: 1, 2 — породы коры выветривания (соответственно из профилей скв. Р59 и Р60). Литохимические типы пород по Я. Э. Юдовичу: А — силиты; В — сиаллиты; С — гипогидролизаты; Д — супержелезистые; Е — норможелезистые; F — гипожелезистые породы. Сплошной линией показано поле состава пород-гидролизатов, пунктиром — поля составов протолитов

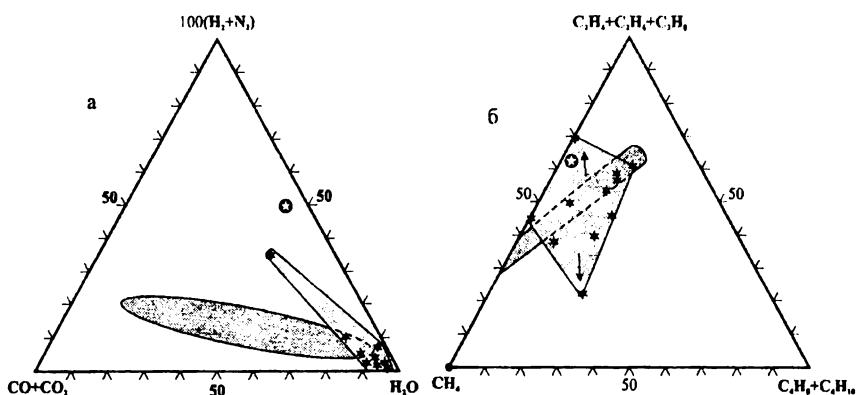


Рис. 4. Диаграмма состава литогенной газовой фазы из пород золотоносной коры выветривания: а — газы неорганического происхождения, б — углеводороды. Заливкой показаны области состава газовой фазы из протолитов (темно-серая) и гипергенных суглинков (светло-серая). ◎ — состав газовой фазы из самородного золота

Наиболее четко генетическую картину изменения химизма пород моронинской свиты при гипергенезе показывает диаграмма «гидролизатный-железный модули» (рис. 3). Из этой диаграммы следует, что суглинки в коре выветривания по сравнению с протолитами характеризуются гораздо более высокими значениями гидролизатного модуля (0.47—0.69). По этому показателю они явно попадают в разряд пород-гидролизатов, достигая в некоторых случаях пороговых состояний латеритов. По железному модулю (0.21—0.37) гипергенные суглинки уступают некоторым материнским породам, что, возможно, указывает на некоторую подвижность железа, которую оно проявляет на ранней стадии образования исследуемой коры выветривания.

Таким образом, в ходе гипергенного изменения породы моронинской свиты претерпели достаточно заметное гидролитическое разложение, признаком которого является отмеченный выше рост относительной концентрации компонентов-гидролизатов.

Как показали наши исследования, новым эффективным индикатором гипергенного изменения горных пород в корах выветривания может служить состав литогенной газовой фазы. Анализ состава этой фазы осуществлялся нами на газовом хроматографе Цвет-800, оснащенном пиролитической приставкой. В эксперименте использовался материал в виде крупки с размером частиц 0.25—0.5 мм, навески составляли 300—500 мг, температура пиролиза — 400°C. Чувствительность метода в отношении зафиксированных углеводородных компонентов оценивается следующим образом (мкл):  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$  —  $10^{-9}$ ;  $\text{C}_4\text{O}_{10}$  —  $10^{-10}$ .

В качестве основных компонентов газовой фазы неизмененных пород моронинской свиты выступают  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ . Пропорция  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  здесь явно коррелируется с карбонатностью пород, появление угарного газа обусловлено пиролизом. Кроме неорганических компонентов, в газовой фазе обнаружено значительное количество предельных и непредельных углеводородов от метана до бутана (табл. 1). Анализ показал, что с ростом карбонатности пород в их газовой фазе резко увеличиваются доля  $\text{CO}_2$  относительно  $\text{H}_2\text{O}$ , а доля метана относительно углеводородов  $\text{C}_2$ — $\text{C}_4$  (рис. 4, а).

В газовой фазе продуктов выветривания по сравнению с протолитами значительно сокращается концентрация  $\text{CO}_2$ , но возрастает концентрация  $\text{N}_2$  и  $\text{H}_2$  (табл. 2). Это, очевидно, отражает возрастание при гипергенном породообразовании роли метеорных вод и атмосферных газов. Кроме того, в гипергенных суглинках обнаруживается перегруппировка углеводородов  $\text{C}_2$ + $\text{C}_3$  при относительно пассивном поведении углеводородов  $\text{C}_1$  и  $\text{C}_4$  (рис. 4, б).

Таблица 2  
Содержание патогенных газов в породах коры выветривания по данным тирохроматографического анализа, мкг/2/

Профили	Интервалы M	H <sub>2</sub>			N <sub>2</sub>			CO			CO <sub>2</sub>			H <sub>2</sub> O			C <sub>1</sub>			C <sub>2</sub>			C <sub>3</sub>			C <sub>4</sub>		
		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>																					
P59	5.7—9	1.69	9.49	25.35	3225.39	14241.3	1.59	0.63	0.27	1.31	0.42	0.47	0.17															
	15—17.5	2.81	2.6	18.89	578.82	20892.7	1.97	0.62	0.3	0.99	0.32	0.53	0.13															
	102.6—102.7	5.18	0.95	26	629.93	13479.3	2	1.21	0.38	2.79	0.63	0.47	0.31															
	104—104.1	2.53	0.28	1.15	680.83	25218.1	1.87	1.38	0.67	3.76	0.95	0.44	0.54															
P60	130—130.6	3.18	0.47	17.98	1108.99	13211.1	3.8	1.62	0.9	4.18	1.21	0.48	0.38															
	10.1	—	—	71.94	2072.57	много	0.09	0.08	0.001	0.12	—	—	—															
	37—37.5	2.58	0.39	5.91	797.48	14530.3	1.06	0.33	0.13	0.3	0.13	0.04	0.03															
	61—62	0.56	20.97	20.31	4586.45	много	0.4	0.11	0.004	0.21	—	—	—															
P61	69.5—70	0.22	3.14	7.5	492.76	5536.8	0.23	0.03	0.006	0.06	0.06	0.05	0.003															
	115.6—115.8	10.11	5.86	41.28	1392.95	12389.9	17.84	4.6	4.72	11.52	2.87	0.2	0.52															
	109.7	0.22	1.67	8.76	86.56	255.7	0.77	0.73	0.27	0.8	0.25	0.19	0.08															
	X	2.91	4.58	22.28	1159.34	13306.1	2.87	1.03	0.70	2.37	0.76	0.32	0.24															
	S <sub>X</sub>	2.96	6.45	20.00	1261.11	7360.19	5.08	1.30	1.36	3.38	0.88	0.20	0.20															

Таблица 1

Содержание липогенных газов в материнских породах субстрата выщеривания по данным  
тирохроматографического анализа, мкг/г

№ п/п	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	C <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		C <sub>3</sub>		C <sub>4</sub>	
						CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	
1	4.14	-	29.3	1328.09	318.9	0.73	0.97	0.24	1.22	0.36	0.18	0.15	
2	3.78	-	27.47	1416.67	661.5	0.81	1.31	0.27	1.59	0.43	0.34	0.2	
3	2.46	0.29	135.3	614.32	4616.5	3.29	3.47	1.88	6.85	2.16	0.72	0.51	
4	0.37	1.16	2.49	259.78	1872.3	0.4	0.24	0.02	0.15	0.03	0.02	0.01	
5	0.54	0.28	5.03	80.38	1209.4	0.49	0.7	0.05	1.27	0.36	0.04	0.16	
6	1.14	0.51	4.19	326.43	1440.3	0.34	0.21	0.03	0.4	0.11	0.01	0.04	
7	0.32	0.66	4.9	71.66	147.3	0.3	0.46	0.06	0.68	0.19	0.11	0.07	
8	2.57	0.09	10.86	731.93	696.7	0.55	0.59	0.15	1.46	0.36	0.11	0.15	
9	0.43	0.14	5.38	220.79	298.4	0.41	0.63	0.14	0.96	0.29	0.18	0.13	
10	0.45	0.29	4.6	155.15	245.3	0.36	0.57	0.06	0.88	0.26	0.11	0.11	
11	-	-	2.74	56.23	25.6	0.6	0.37	-	-	-	-	-	
12	-	-	2.6	45.72	45.69	0.43	следы	-	-	-	-	-	
13	-	-	3.06	44.58	37.63	0.52	0.23	-	-	-	-	-	
14	-	-	3.31	65.61	52.96	0.43	0.18	-	-	-	-	-	
15	-	0.16	1.49	75.54	38.78	0.39	0.19	-	-	-	-	-	
16	-	0.16	3.43	44.44	26.11	0.67	0.3	-	-	-	-	-	
17	-	0.19	4.43	46.01	следы	0.77	0.34	-	-	-	-	-	
$\bar{X}$	1.62	0.43	22.95	520.52	1150.66	0.77	0.92	0.29	1.55	0.18	0.46	0.15	
$S_{\bar{X}}$	1.49	0.35	40.68	498.10	1346.19	0.90	0.95	0.57	1.92	0.21	0.61	0.14	

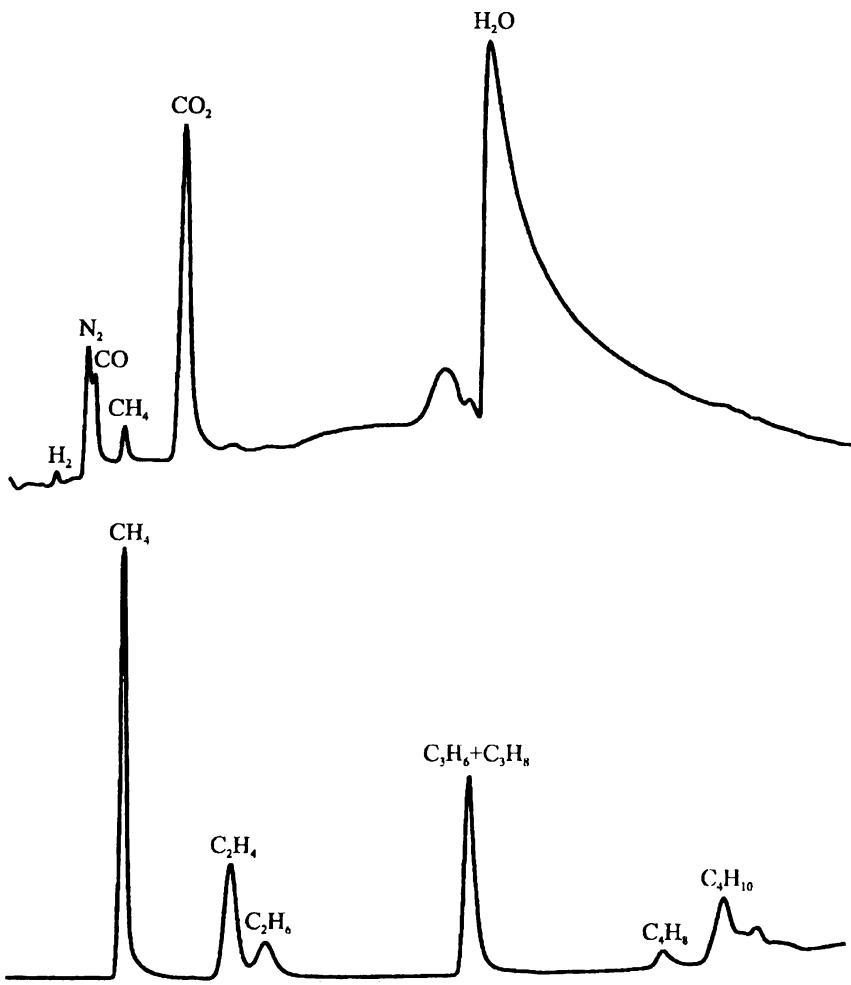


Рис. 5. Пирохроматограммы газовой фазы из гипергенно-модифицированного самородного золота

Особый интерес представляют данные пирохроматографического анализа непосредственно самородного золота (рис. 5). В качестве объекта исследований выступила сборная мономинеральная пробы золота из коры выветривания, в составе газовой фазы которой установлены следующие компоненты (мкг/г):  $\text{H}_2$  4.067;  $\text{N}_2$  6.41;  $\text{CO}$  11.24;  $\text{CO}_2$  132.14;  $\text{H}_2\text{O}$  929;  $\text{CH}_4$  3.63;  $\text{C}_2\text{H}_4$  2.55;  $\text{C}_2\text{H}_6$  0.48;  $(\text{C}_3\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8)$  3.42;  $\text{C}_4\text{H}_8$  0.17;  $i\text{-C}_4\text{H}_{10}$  0.08;  $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$  0.03. Сравнительный анализ показал, что по составу и пропорциям между компонентами газовой фазы исследованное золото обнаруживает большую близость именно к гипергенным суглинкам. При этом в золотины характеризуются самой высокой концентрацией атмосферных газов и, напротив, самой низкой концентрацией  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Состав углеводородных газов в нем является более модифицированным относительно материнских пород даже по сравнению с гипергенными суглинками (рис. 4).

Таким образом, состав литогенной газовой фазы действительно отражает процессы изменения пород и минералов в корах выветривания и следовательно может служить эффективным минералого-геохимическим индикатором гипергенеза.

#### *Библиографический список*

1. Ладыгин А. И., Петухов В. Г. Золотоносные коры химического выветривания Ресомахинской рудной зоны (Приполярный Урал) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт. 1998. С. 67-68.
2. Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин // Геохимия, 1957. № 6. С. 449-470.
3. Хазов А. Ф. Золотоносные коры выветривания на Приполярном Урале: общая характеристика. // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: Сборник научных статей. Пермский университет — Пермь, 2003. Вып. 5. С. 180—186.
4. Хазов А. Ф. Геология и золотоносность коры выветривания на Каталамбинском месторождении (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт. 2004. С. 110-117.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Химическая классификация осадочных горных пород // Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1986. 36 с.

## МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Южная часть Пермского края расположена на восточной окраине Восточно-Европейской равнины. На западе здесь произрастают широколиственные пихтово-еловые леса; на востоке находится кунгурская островная лесостепь [2].

Согласно Биологическому энциклопедическому словарю [1] к микроэлементам относят химические элементы, содержание которых в организмах не превышает тысячных долей процента. В растительные организмы микроэлементы поступают из почвенного покрова.

Структура и вещественный состав почвенного покрова зависят от литологического состава почвообразующих пород и положения в рельефе.

Южнее реки Камы, у западной границы области, на терригенных бескарбонатных породах татарского яруса формируются дерновые, сильноподзолистые и среднеподзолистые почвы.

Восточнее, на терригенных породах казанского яруса с карбонатным цементом формируются дерновые слабоподзолистые лесные почвы. На западном крыле Уфимского плато на сульфатных породах иренского горизонта образовались серые и темно-серые лесные почвы; в центральной части и на восточном склоне Уфимского плато на доломитах филипповского горизонта и известняках артинского яруса сформировались лесостепные почвы и оподзоленные черноземы. В Предуральском прогибе на терригенных породах с карбонатным цементом образовались южно-таежные лесные почвы [3].

Среднее содержание микроэлементов в названных выше почвах приведено в таблице. Для составления таблицы авторы использовали результаты спектрального анализа почвенных проб, отобранных геологами для разработки геохимических методов поисков продуктивных нефтяных ловушек.

По данным спектрального анализа ряд средних содержаний имеет вид  $Ti > Mn > Ba > Cr > Sr > V > Ni > Zr > Cu > Co > Pb > Ga > Mo$ , где среднее содержание титана в 3500 раз больше среднего содержания молибдена. Порядок среднего содержания микроэлементов в исследованных почвах близок к их кларкам в подзолистых почвах [1]. Только содержание

*Среднее содержание микроэлементов в почвах южной части Пермского края (n.10<sup>-3</sup> %)*

Город	Городской	Ti	Mn	Ba	Cr	Sr	V	Ni	Zr	Cu	Co	Pb	Ga	Be	Mo
I	Al	21	350	62	53	15	17	10	8	5,3	3,6	1,5	0,9	0,8	0,2
	B	11	320	70	37	7	13	10	11	6,5	3,5	1,0	0,9	0,7	0,2
II	Al	61	290	70	22	9	12	8	3	8	2	0,9	0,4	0,8	0,3
	B	43	360	43	27	10	14	9	4	8	3	1,0	0,5	0,8	0,1
III	Al	29	400	84	41	9	13	8	4	9	3	1,2	0,4	0,9	0,3
	B	13	300	47	35	9	16	14	5	4	3	0,5	0,4	0,7	0,01
IV	Al	47	230	94	36	13	12	9	4	8	2,5	0,9	0,6	0,7	0,3
	B	22	340	46	18	11	12	9	5	9	3,6	0,8	0,5	0,8	0,13

**Примечание.** Почва и литология почвообразующих пород: I – дерновые сильно- и среднеподзолистые лесные почвы на терригенных горизонтах татарского яруса; II – дерновые слабоподзолистые лесные почвы на терригенных породах казанского яруса; III – серые и темно-серые лесные почвы на сульфатных породах кунгурского яруса; IV – серые лесостепные почвы на карбонатных горизонтах кунгурского яруса. Al – аккумулятивно-гумусовый горизонт, B – иллювиальный горизонт.

стронция в 2-3 раза выше кларка, -молибдена в 10 раз ниже кларка. По профилю почвенного покрова в аккумулятивно-гумусовом горизонте наблюдается более высокое содержание Cr, Mn, и Ba.

Установлена зависимость содержания некоторых микроэлементов в почвах от состава почвообразующих пород. В горизонте A1, сформировавшемся на терригенных породах казанского яруса, имеет место минимальное содержание бария; в горизонте B, сформировавшемся на карбонатных породах кунгурского яруса, установлено минимальное содержание марганца и бария; на сульфатных породах кунгурского яруса – минимальное содержание молибдена и циркония и на терригенных породах татарского яруса – максимальное содержание бария.

\* \* \*

Средние содержания микроэлементов в почвенном покрове к югу от р. Камы, где нет природных и техногенных источников загрязнения, можно рассматривать как эталонные (фоновые) для определения уровней загрязнений почвенного покрова в других районах Пермского края, где имеются источники загрязнителей.

Среднее содержание микроэлементов в почвенном покрове (таблица) можно рассматривать как геохимический фон при лitoхимических поисках ореолов рассеяния рудных месторождений.

#### *Библиографический список*

1. Биологический энциклопедический словарь. М., 1989. 361 с.
2. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 237 с.
3. Овсеснов С. А., Пьянков С.В. Карта ботанико-географического районирования Пермской области / Перм. ун-т. Пермь, 2000.
4. Почвенная карта Пермской области, масштаб 1:700 000 / Урал. гос. проект. ин-т по землеустройству. М., 1992.

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

#### **БИОГЕОЦЕНОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И СИСТЕМАТИКА БИОГЕОЦЕНОЗОВ ПЕРМСКОГО КРАЯ**

Биогеоценологическое картирование – это построение графической модели расположения на плоскости неоднородных биогеоценозов. Методологической основой биогеоценологического картирования

является представление В.Г. Сукачева о том, что биогеоценоз – элементарная единица биосфера, представляющая однородный участок поверхности с определенным биоценозом. Границы между биогеоценозами В.Г. Сукачев предложил проводить по границам древесной растительности.

Авторы статьи при картировании однородность участка земной поверхности, занятого определенным биоценозом, определяли по нескольким признакам: геоморфологическому, литологическому составу почвообразующего субстрата, климатической зональности.

Перечисленная информация снималась с соответствующих карт. Систематика этой информации показала, что на территории Пермского края имеет место разнообразие климатических, геоморфологических и геохимических условий, которые явились причиной разнообразия биогеоценозов.

В основу классификации положен системно-уровневый принцип. Иерархическая система таксонов имеет вид: ряд > семейство > группа (таблица). Признаком ряда является геоморфологическое положение однородного участка. По этому признаку выделялись ряд горных биогеоценозов и ряд равнинных биогеоценозов.

#### *Системно-уровневая классификация биогеоценозов Пермского края*

Ряды	Семейства	Группы
Горный	Верти- кально- зональные	Горно-лесного пояса
		Субальпийского пояса
		Горно-тундрового пояса
		Гольцового пояса
		Болотные
Равнин- ный	Средне- таежные пихтово- еловые	На четвертичных водноледниковых глинах
		На терригенных породах татарского яруса
		На терригенных породах кунгурского яруса
		Болотные
		Пойменные
	Южно- таежные пихтово- еловые	На терригенных породах татарского яруса
		На терригенных породах казанского яруса
		На терригенных породах кунгурского яруса
		Болотные
		Пойменные
	Лесо- степные	На сульфатных породах кунгурского яруса
		На карбонатных породах артинского яруса
		Болотные
		Пойменные

Горная часть Пермского края относится к среднегорью: высота гор колеблется от 500 до 1359 м над уровнем моря (Муравыиный камень). Здесь коры выветривания, почвенный покров и фитоценоз подчиняются вертикальной климатической зональности. На отдельных горах и горных хребтах образуются системы поясов, сменяющих друг друга по вертикали. Количество поясов определяется высотой гор и колеблется от одного до четырех.

По Н.Я. Короткову [1], до высот 500-600 м располагается горнолесной пояс; от 500-600 до 600-650 м – альпийский пояс; от 650 до 800 м – альпийский пояс (горная тундра) и выше 800 м находится горцовая зона.

Ряд равнинных биогеоценозов локализуется в западной части Пермского края, которая находится на восточной окраине Восточно-Европейской равнины, где равнинно-увалистый рельеф имеет высоты от 150 до 500 м над уровнем моря. Сопряженный геохимический ландшафт характеризуется широкими водоразделами и пологими склонами. Почвенный покров и фитоценоз здесь зависят от почвообразующего субстрата и подчиняются широтной климатической зональности.

При биогеоценологическом картировании границы между фитоценозами здесь проводились по границам растительных сообществ с учетом состава почв и почвообразующего субстрата. Вдоль северной границы края от р. Койвы на востоке до р. Лупы на западе протягивается широтная полоса водно-ледниковых глин с сильно подзолистыми глинистыми почвами. Фитоценоз здесь представлен среднетаежными пихтово-еловыми лесами, среди которых в районе озера Чусовского и в верхнем течении р. Южная Кельтма на песчаных почвах наблюдаются сосновые «острова».

Вторая южная полоса среднетаежных еловых лесов протягивается от верховьев р. Косы на западе до р. Камы на востоке. В отличие от северной полосы южная располагается на терригенных породах позднепермского возраста, на которых сформировались расчлененные увалы на западе и волнистая равнина на востоке. Здесь развиты дерново-сильноподзолистые и дерново-среднеподзолистые глинистые почвы. Между северной и южной полосами фитоценозов на водно-ледниковых и речных песках с развитыми на них подзолистыми песчаными почвами произрастают сосновые леса.

На равнине широко развиты поймы, пойменные и болотные [4] биогеоценозы. Последние занимают наибольшую площадь в пределах среднетаежной и южной тайги.

В ряду равнинных биогеоценозов выделены семейства: средне-

таежное пихтово-еловых лесов, южно-таежное пихтово-еловых лесов, подтаежное широколиственно-пихтово-еловых лесов и кунгурская островная лесостепь.

В пределах семейств по возрасту и вещественному составу почвообразующих пород выделены группы биогеоценозов (таблица). Признаками группы биогеоценозов являются почвообразующие породы, от структуры и вещественного состава которых зависят структура и состав почвенного покрова, состав фитоценоза и содержание в растительных объектах химических элементов, в т.ч. микроэлементов [2, 3].

\* \* \*

Многообразие факторов формирования биогеоценозов на территории Пермского края является причиной, как свидетельствует представленная систематика, многообразия биогеоценозов.

Для выражения многообразия биогеоценозов использована система уровневой классификации. Сущность ее состоит в том, что разнообразие биогеоценозов разбивается по таксономическим категориям, образующим иерархическую систему ряд > семейство > группа.

Многообразие биогеоценозов на территории Пермского края имеет фундаментальное значение. Прикладное значение биогеоценозов определяется зависимостью вещественного состава почвенного покрова и химического состава растительных объектов от вещественного состава почвообразующего субстрата. Этую зависимость можно использовать при литохимических и биохимических методах поисков месторождений нефти и рудных полезных ископаемых [2, 3].

### *Библиографический список*

1. Коротаев Н.Я. Почвы Пермской области. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1962. 276 с.
2. Кропачев А.М.. Эсмонтович И.И. Эколого-геохимическое и поисковое значение микроэлементов в листьях березы на юге Пермской области // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Пермь, 2001. Вып. 3. С. 149-152.
3. Они же. Эколого-геохимическое и поисковое значение микроэлементов в листьях осины на юге Пермской области // Там же. 2002. Вып. 4. С. 196-198.
4. Появченко Н.И. Болота в биогеоценологическом аспекте // Природа. 1971. № 4. С. 67-74.
5. Сукачев В.Н. Болота, их образование, развитие и свойства. М., 1926. 46 с.

**ПРОБЛЕМЫ  
МИНЕРАГЕНИИ**



## К МИНЕРАГЕНИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Пермский край включает территорию современной Пермской области и Коми-Пермяцкого автономного округа. Геологическое строение края определяется положением его на стыке трех крупных региональных структур: Восточно-Европейской древней платформы, Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области и Уральской складчатой области [15]. Восточно-Европейская платформа характеризуется наличием архейско-раннепротерозойского складчатого фундамента, ее восточная окраина занимает западную и центральную часть территории региона. Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область, отличающаяся позднепротерозойским рифейско-вендинским фундаментом, заходит на территорию области лишь своей пограничной юго-восточной частью. Уральская складчато-аккреционная область своей западной северо-среднеуральской частью занимает восточную треть территории региона. Ее северная часть (Печорско-Уральская субпровинция) отличается позднепротерозойским фундаментом, а среднеуральская часть (Русско-Уральская субпровинция) – архейско-раннепротерозойским. Только самая крайняя восточная часть территории края (Уральская палеоокеаническая субпровинция) имеет каледонско-герцинский фундамент.

В тектоническом отношении западная и центральная части территории региона располагаются в пределах восточной половины Волго-Уральской антеклизы восточной окраины Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Восточная часть края занимает территорию западной половины Уральской складчатой области. Здесь Волго-Уральская антеклиза постепенно сменяется Предуральским краевым прогибом, затем Западно-Уральской зоной складчатости и Центрально-Уральским поднятием [16], близ восточной границы которого проходит в основном и восточная административная граница Пермского края. На самом крайнем востоке территории весьма незначительную площадь занимает Тагильский мегасинклиниорий Тагильско-Магнитогорского прогиба, большая часть которого располагается в пределах соседней Свердловской области. Субмеридиональная ориентировка Уральской складчатой области определяет соответствующую ориентировку ее основных структур. На северо-западе региона погра-

ничной между Русской плитой и Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной областью является Тиманская антеклиза.

Тектоническая позиция и особенности рельефа обусловили закономерное размещение выходов горных пород по территории края. В западном направлении происходит последовательная смена палеозойских пород Тагильского мегасинклиниория докембрийскими вначале рифейскими, затем вендскими образованиями Центрально-Уральского поднятия и далее – преимущественно палеозойскими породами Западно-Уральской зоны складчатости. Перечисленные структуры содержат многочисленные тела магматических пород ультраосновного, основного, среднего и кислого состава. Западнее, начиная с Предуральского прогиба, практически на всей территории господствуют выходы верхнепермских пород: от уфимского яруса низов верхней перми до татарского яруса ее верхов. На самом западе края, на территории Коми-Пермяцкого автономного округа, породы верхней перми перекрыты триас-юрскими.

Имеющиеся на территории края месторождения составляют основу его добывающей и перерабатывающей промышленности. Самыми важными среди них являются месторождения топливно-энергетического, агрохимического, металлургического, строительного и ювелирно-поделочного сырья, а также пресных и минеральных вод (табл. 1) [5, 14]. Размещение месторождений в значительной степени контролируется крупными тектоническими структурами региона и слагающими их формациями горных пород. Именно эти критерии являются основой минерагенического районирования территории. Платформенную часть Пермского края мы относим к Камской минерагенической области, входящей в субпровинцию Русской плиты Восточно-Европейской провинции. Камская область выделена нами в пределах одноименной пологопадающей на юго-запад моноклинали, образуемой верхнепермскими отложениями, которую наметил П.А. Софроницкий [17]. Восточнее Камской области располагается Уральская минерагеническая провинция. На рассматриваемой территории по особенностям строения фундамента, как было отмечено выше, она подразделена нами на три субпровинции: Печорско-Уральскую, Тимано-Уральскую и Русско-Уральскую [3]. В палеозое субпровинции представляли собой западный континентальный сектор Уральского палеоокеана.

В каждой субпровинции находятся по три области: Центрально-Уральская, Западно-Уральская и Предуральская. Однаковое название областей в субпровинциях обусловлено общностью строения и состава

Таблица 1

*Промышленная классификация полезных ископаемых  
Пермского края*

Се- рия	Группа	Класс	Вид *	Примеры ме- сторождений и проявлений
Метал- личес- кие (руд- ные)	Руды чер- ных ме- таллов		Руды железа	Кувинское
			Руды хрома (2)	Главное Саранов- ское
			Руды марганца	Чувальское
	Руды цветных металлов	Руды леги- рующих ме- таллов	Руды титана и ванадия	Юрышкинское
			Руды никеля и кобальта	Чурольское
			Руды вольфрама и молибдена	Аблизинское
		Руды собст- венно цветных металлов	Руды меди	Юговское
			Руды свинца и цинка	Большемой- винское
		Руды легких металлов	Руды алюминия	Пашийское
			Руды магния (1)	Верхнекамское
		Руды благо- родных ме- таллов	Руды золота и серебра	Велсовское
			Руды платины	Верхне-Койвин- ская россыпь
		Руды редких и рассеянных металлов	Руды стронция (1)	Мазуевское
			Руды рубидия и цезия (1)	Верхнекамское
Неме- тал- личес- кие (неруд- ные)	Техниче- ские полез- ные ископа- емые	Абразивные	Алмазы техниче- ские	
		Пьезо-оптиче- ские	Горный хрусталь	Ольховское
	Драгоцен- ные и по- дделочные камни	Ювелирные	Алмаз Цитрин (1)	Вишерские Ольховское
		Ювелирно- подделочные	Горный хрусталь (1)	Ольховское
			Уваровит (2)	Главное Сара- новское
		Подделочные	Селенит (2)	Федоровское
			Гипс (2)	Яковлевское
			Офильт	Шудынское

Се- рия	Группа	Класс	Вид (количество месторождений)	Примеры ме- сторождений и проявлений
Неме- тал- личес- кие (неруд- ные)	Металлур- гические полезные ископае- мые	Флюсовые	Известняк (2), доломит (1)	Белый камень
			Флюорит (ратовкит)	Березовское
			Гипс (1)	Бабкинское
		Оgneупорные	Хромшпинелиды (2)	Южно- Сарановское
	Агрономи- ческие	Калийные	Калийные, (маг- ниевые) соли (1)	Верхнекамское
		Известковые	Известняк (19)	Гамовское
			Мергель (35)	Отевское
			Гажа (68)	Осинцевское
			Известковый туф (1)	Таныпское
		Доломито- вые	Доломит (2)	Большесарсин- ское
			Доломитовая мука (10)	Антилинское
		Органиче- ские	Торф (754)	Большое Кам- ское
	Химиче- ские	Содовые	Каменная соль (2)	Шумковское
			Известняк (4)	Чаньвинское
		Серные	Сера нефтяных месторождений (21)	Батырбайское
			Самородная сера	
		Минерально- красковые	Волконскоит (6)	Ефимятское
			Карбонаты	
		Пищевые	Каменная соль (2)	Верхнекамское
	Строи- тельные	Строитель- ные камни	Известняки (15)	Луньевское
			Мраморы (1)	Бисерское
			Габбро-диабазы (1)	Ломовское
			Граносиениты (1)	Троицкое
		Цементные	Известняки (1)	Ново- Пашийское
			Глинистые сланцы (1)	Ново- Пашийское
			Глины (1)	Кишертское
		Для извести	Известняк (3)	Гора Матюко- вая
		Для аглебастра	Гипс, ангидрит (8)	Чумкасское

Се- рия	Группа	Класс	Вид (количество месторождений)	Примеры ме- сторождений и проявлений	
Неме- тал- личес- кис (неруд- ные)	Строи- тельные	Керамичс- кие	Глины кирпич- ные (78)	Таушинское	
			Глины светлож- гущиеся (1)	Сединское	
			Пески для сили- катных изделий	Пролетарское, Закамское	
		Наполните- ли, балласт	Песчано- гравийные смеси (42)	Калинское	
	Для местной промышленно- сти		Песок (15)	Ильинское	
			Глины керамзи- товые (4)	Костаревское	
	Керамичес- кие	Глины гончарные (1)	Пеньковское		
	Энергетиче- ские	Каменные угли	Кизеловский бассейн		
Топ- ливно- хими- ческис		Твердые	Торф		
		Жидкие		Нефть (158)	Павловское
				Газовый конден- сат (1)	Кокуйское
		Газообраз- ные	Горючий газ (4)	Комарихинское	
Гид- ро- и газо- ми- нераль- ные	Подзем- ных вод	Пресные воды	Питьевые, техни- ческие воды	Кувинское	
		Минераль- ные воды	Лечебные воды		
			Питьевые	Усть- Качкинское	
		Рассолы	Йодо-бромные	Оверятское	
	Природ- ных газов		Гелий (14)	Кокуйское	

*Примечание.* В скобках указано количество промышленных месторождений.

пород осадочного чехла, формировавшихся после аккреции Печорской плиты к Русской в конце протерозоя.

В пределах платформенной части территории края и в Предуральском прогибе продуктивными в отношении твердых полезных ископаемых являются горные породы и отложения верхней части разреза осадочного чехла, представленные экзогенными образованиями пермского и четвертичного возрастов. В породах нижней части разреза осадочного чехла, начиная от девонских до нижнепермских, особое значение имеют месторождения нефти и газа, а также подземных вод [6, 9]. Минерагения складчатой части территории, где распространены горные породы различного возраста (от рифейского до кайнозойского), различного состава и происхождения характеризуется преобладанием месторождений и проявлений разнообразных твердых полезных ископаемых как эндогенного, так и экзогенного происхождения.

Основываясь на результатах анализа пород осадочного чехла Русской плиты [1, 2], осадочно-метаморфического комплекса Западного Урала [13], а также на результатах собственного анализа пространственно-временных соотношений осадочных образований региона и придерживаясь принципа соответствия геологической формации палеотектонической обстановке ее образования [6, 7, 8], горные породы осадочного чехла объединены нами в геологические формации, перечень которых приведен в таблице 2. Формации объединены в ряды, группы и серии, которые отражают соответствующие им палеотектонические обстановки и режимы.

История геологического развития территории Пермского края типична для зон сочленения древних платформенных и фанерозойских складчатых областей. Геологические процессы протекали в условиях последовательно сменявших друг друга серий тектонических обстановок: эмбриональной тектоники плит, тектоники малых плит, внутритектонной и окраинно-плитной, включавших группы обстановок и тектонические режимы (см. табл. 2). О существовании первых двух серий обстановок можно судить лишь косвенно по геофизическим исследованиям фундамента, данным бурения, а также геологическим исследованиям соседних территорий. Серии формаций горных пород, образовавшиеся в условиях двух последних серий тектонических обстановок, изучены достаточно подробно.

При тектонической активизации плитного режима в протерозое, а также при формировании Уральского палеоокеана в палеозое на территории имели место магматические процессы, которые привели к образованию массивов магматических горных пород. Многочисленные тела магматических пород характерны для Западно-Уральской зоны

Таблица 2

*Геологические осадочные и вулканогенно-осадочные формации  
Пермского края, палеотектонические обстановки их образования*

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы			Западная окраина Уральской складчатой области			
Геологическая формация	Палеотектоническая		Геологическая формация	Палеотектоническая		
	обстановка	режим		обстановка	режим	
<i>Серия формаций фундамента археокоровая (серогнейсовая), серия обстановок доклитотектоническая (плюмтектоники) (AR<sub>1</sub> – катархей)</i>						
<i>Серия формаций фундамента археоплатформенно-археоокеанская, серия обстановок эмбриональной тектоники плит (AR<sub>2-3</sub>)</i>						
Группы формаций фундамента: гранитогнейсовая и зеленокаменная, группы обстановок: археоплатформенная и археоокеанская (AR <sub>2-3</sub> )						
<i>Серия формаций фундамента протократонная (протоплатформенно-протоокеанская), серия обстановок тектоники малых плит (PR<sub>1</sub>)</i>						
Группа формаций фундамента протоплатформенная, группа обстановок протоплатформенная PR <sub>1</sub>						
?	Эмерсивная? (PR <sub>1</sub> )	Протоплитный	?	Эмерсивная? (PR <sub>1</sub> )	Протоплитный	
<i>Серия формаций авлакогеново-протократонная, серия обстановок внутриплитной тектоники (PR<sub>2-3</sub>)</i>						
Группа формаций протократонная, группа обстановок протократонная						
Базальная терригенная красноцветная R <sub>1</sub> prk (прикамская)	Трансгрессивная	Плитной активизации (перикратонных впадин-авлакогеновый)	?	Эмерсивная?	Плитный?	
Морская карбонатная R <sub>1</sub> kl (калтасинская)	Интуационная	Регрессивная	Фалаховая R <sub>2</sub> rs (расынская)	Трансгрессивная	Активации (грабеновый)	
Терригенно-карбонатная R <sub>1</sub> nd (нацеджинская)						
Пестроцветная карбонатно-терригенная R <sub>2</sub> g+s (гожанско-седяпинская)	Эмерсивная	Плитной активизации	Карбостромово-переходносланцевая R <sub>2</sub> mv+mr (мойвинско-муравынинская)	Инундационная, регрессивная		

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы		Западная окраина Уральской складчатой области				
Геологическая формация	Палеотектоническая		Геологическая формация	Палеотектоническая		
	обстановка	режим		обстановка	режим	
? R <sub>3</sub>	Эмерсивная?	Плитный	Фалаховая R <sub>3</sub> rs+is+sn (рассольниково-ишиеримско-синегорская)	Трансгрессивная	Плитной активизации (грабеновый)	
			Карбостромово-переходносланцевая R <sub>3</sub> dm+nz+kl+vl (деминско-клыктанская)	Интуационная, регрессивная		
			Фалаховая R <sub>3</sub> os (ослянская) ?	Трансгрессивная		
			Карбостромово-переходносланцевая R <sub>3</sub> kr+fd (кырминско-федотовская)	Инундационная, регрессивная		
Пестроцветная песчано-глинистая V <sub>1</sub> vs (веслянская)	Трансгрессивная?	Спарагмитовая R <sub>1</sub> us+V <sub>1</sub> kv+bt+kr+tn+gr+vl+pr+V <sub>2</sub> sp+pr (усьвинско-перевалокская)	Рифтовая	Плитной активизации		
Серия формаций платформенно-океаническая, серия обстановок окраинно-плитной тектоники						
Группа формаций платформенная, группа обстановок платформенная						
Континентальная конгломерато-песчано-алевритовая V <sub>2</sub> kk (кыквинская)	Трансгрессивная	Плитный	Флишоидно-молассоидная V <sub>2</sub> ck+us (чернокаменско-усты-сылвицкая)	Синеклизная	Плитный	
Морская вулканокласто-песчано-глинистая V <sub>2</sub> vr+vl (верещагинская, вельвинская)	Инундационная					
Пестроцветная глинисто-песчано-алевритовая V <sub>2</sub> krs (краснокамская)	Регрессивная					

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы			Западная окраина Уральской складчатой области		
Геологическая формация	Палеотектоническая		Геологическая формация	Палеотектоническая	
	обстановка	режим		обстановка	режим
Отсутствие отложений $\in - D_1$	Эмерсивная	Плитный	Отсутствие отложений $\in_1 - \in_3^2$	Эмерсивная	Плитный
			Группа формаций океаническая, группа обстановок океаническая		
			Герригенно-вулканогенная базальная, субформация терригенная $\in_3^? - O_2^1$ (таборско-хапхарская)	Пассивной окраины	Спреддинговый
			Карбонатно-терригенно-вулканогенная $O_2^2 - S_1$ (среднесордовикско-нижнесилурийская), субформация вулканогенно-карбонатная флишоидная	Континентальной окраины, задугового бассейна, островной дуги	Субдукционный
			Вулканогенно-органогенно-карбонатная $S_2 - D_1$ (верхнесилурийско-нижнедевонская), субформация органогенно-карбонатная молассоидная	Краевого прогиба, надвигового пояса и сутурной зоны	Коллизионный
			Терригенная и кор выветривания $D_1 tk - D_2 cs$ (такатинско-чеславская), фациальные комплексы: такатинский терригенный и яйвенский карбонатно-терригенный	Эмерсивная	Плитный эпикаледонский

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы		Западная окраина Уральской складчатой области		
Геологическая формация	Палеотектоническая		Геологическая формация	Палеотектоническая
	обстановка	режим		
Морская мелководная глинисто-карбонатная $D_2kv$ – $D_2af$ (куйвинско-афонинская)	Трансгрессивная	Плитный	Терригенная и кор вывстривания $D_1tk$ – $D_2cs$	Эмерсивная
Прибрежно-морская песчано-глинистая $D_2s$ – $D_3t$ (старооскольско-тиманская)			Терригенно-рифогенная угленосная $D_2ps$ – $C_1$ (пашийско-нижнекаменноугольная), фациальные комплексы: пашийский терригенный и визейский угленосный	Трансгрессивная
Морская терригенно-карбонатная $D_3sr$ – $C_1t$ (саргасовско-турнейский)	Инундационная		Рифогенно-биогермная битуминозная $C_2$ – $C_3$ (средневерхнекаменноугольная)	Инундационная
Континентальная песчано-глинистая угленосная $C_1ks$ – $C_1tl_1$ (косынинско-тульская)			Терригенная флишидо-идно-молассоидная $P_1a$ – $arg$ (ассельско-артинская)	Красного горга
Морская карбонатная $C_1tl_2$ – $P_1ar$ ; субформации: терригенно-известняковая ( $C_1tl_2$ – $C_2$ ), известняково-доломитовая ( $C_3$ – $P_1ar$ )			Эвапоритовая $P_1k$ (кунгурская), галогенная субформация в Продуральской зоне и терригенная в Западно-Уральской	Красного горга
Эвапоритовая $P_1k$ (кунгурская), сульфатно-карбонатная субформация	Регрессивная			

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы			Западная окраина Уральской складчатой области		
Геологическая формация	Палеотектоническая		Геологическая формация	Палеотектоническая	
	обстановка	режим		обстановка	режим
Молассовая терригенная лагунно-континентальная $P_2$ (верхнепермская)	Эмерсивная	Плитный	Молассовая терригенная лагунно-континентальная $P_2$ (верхнепермская) в Предуральской зоне соликамская свита	Красного прогиба эмерсивная	Коллизионный
Континентальная пестроцветная терригенная $T_1$ (нижнетриасовая)	Эмерсивная	Трансгресивная	Континентальная терригенная и кор выветривания MZ-KZ (мезокайнозойская)	Эмерсивная	Плитный эпигерцинский и мезозойской активизации
Континентальная сероцветная терригенная $J_2b-J_2bt$ (байосско-батская)					
Континентальная терригенная и кор выветривания MZ-KZ (мезокайнозойская)	Эмерсивная				

складчатости, Центрального Уральского поднятия и Тагильского мегасинклиниория. Вместе с тем магматические породы зафиксированы и в пределах платформенной части региона в скважинах и геофизическими методами среди архейско-раннепротерозойских пород фундамента, рифейских и вендских отложений осадочного чехла [1]. Выполненный нами формационный анализ магматических пород и сопоставление его с осадочными формациями позволил увязать те и другие между собой и с палеотектоническими условиями их формирования (табл. 3) [8].

Полезные ископаемые Пермского края достаточно разнообразны. Важным этапом выяснения перспектив расширения минерально-сырьевой базы региона является анализ условий формирования месторождений и проявлений полезных ископаемых и установление их формационной принадлежности. Подобный анализ был нами сделан ранее [5, 10, 11, 12]. В настоящей статье приводятся сводные данные по всему Пермскому краю (табл. 4). Анализ связей формаций полезных ископаемых с формациями горных пород позволяет выделить среди всего разнообразия формаций горных пород рудоносные и рудовмещающие, а применительно ко всему разнообразию полезных ископаемых минерагенические. По распределению формаций горных пород по возрасту в составе осадочного чехла выделены минерагенические фазы (табл. 5). Каждая фаза отличается своеобразием палеотектонических обстановок и фациальных условий образования месторождений и существованием специфических геохимических барьеров, которые, согласно современным представлениям, приводят к концентрации полезных ископаемых.

Для целей прогнозирования месторождений и потенциальной геолого-экономической оценки территорий целесообразно не только расклассифицировать многочисленные проявления и месторождения полезных ископаемых региона по формациям полезных ископаемых, но и дать им предварительную оценку. Для этого предлагается выделять промышленные, потенциально промышленные, вероятно промышленные и непромышленные формации полезных ископаемых. *Промышленные рудные формации* – формации, месторождения которых дают не менее 1% мировой добычи определенного вида минерального сырья. Промышленные формации соответствуют геолого-промышленным типам месторождений полезных ископаемых в понимании В.М. Крейтера. *Потенциально промышленные рудные формации* – формации, месторождения которых при дальнейших исследованиях по количеству ресурсов (запасов) могут перейти в разряд промышленных. *Вероятно промышленные рудные формации* – формации, месторождения которых могут получить промышленное значение в

Таблица 3

*Магматические формации Пермского края, палеотектонические обстановки их образования*

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы			Западная окраина Уральской складчатой области		
Магматическая формация	Палеотектоническая обстановка		Магматическая формация	Палеотектоническая обстановка	
	обстановка	режим		обстановка	режим
Базальт-долерит-тавая (R <sub>2</sub> ?) Гарноконкогранит-ортопироксенит-норитовая?	Эмерсивная (R <sub>2</sub> ?)	Плитной активизации	Базальт-долеритовая (R <sub>3</sub> ?)	Грабеновая (R <sub>3</sub> <sup>2</sup> -R <sub>2</sub> )	Плитной активизации
			Плитный	Трахибазальтовая (R <sub>3</sub> <sup>3</sup> - V <sub>1</sub> )	Рифтовая (R <sub>3</sub> <sup>3</sup> - V <sub>2</sub> <sup>1</sup> )
				Гарноконкогранит-ортопироксенит-норитовая (V <sub>1</sub> ?)	
				Щелочно-ультра-мафитовая (V <sub>1</sub> )	
			Долерит-пикритовая	Синеклизная (V <sub>2</sub> ck - V <sub>2</sub> us)	Плитный эпабайкальский с периодами активизации
			Базальт-долеритовая	Эмерсивная (C <sub>1</sub> -C <sub>3</sub> <sup>2</sup> )	
			Дунит-перидотитовая	Задуго-вого бассейна (O <sub>2-3</sub> )	Субдукционный калс-донский
			Патриевых базальтов	Островной дуги (S <sub>1</sub> )	
			Лейкогранитовая	Сутурной зоны (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> )	Коллизионный калс-донский
			Риолит-дацитовая		
			Монцонит-сиенитовая (D <sub>1</sub> )		

Окончание табл. 3

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы			Западная окраина Уральской складчатой области		
Магматическая формация	Палеотектоническая		Магматическая формация	Палеотектоническая	
	обстановка	режим		обстановка	режим
Базальт-долеритовая (D) на Печорской плите	Эмерсивная?	Плитной активации	Базальт-долеритовая (D <sub>1-1</sub> )	Эмерсивная (D <sub>1</sub> tk-D <sub>2</sub> cs)	Пассивной окраине с перидами активизации
				Трансгрессивная (D <sub>2</sub> ps-C <sub>1</sub> )	
				Сиенит-габбровая (C <sub>1-2</sub> )	
				Щелочно-ультрафилитовая (C <sub>1-2</sub> ?)	
Базальт-долеритовая? (T <sub>1</sub> ?) на Печорской плите	Эмерсивная	Плитной активации	Базальт-долеритовая (T <sub>1</sub> )	Эмерсивная (P <sub>2</sub> кz-Kz)	Плитный с активацией

будущем в связи с совершенствованием технологии переработки и добычи минерального сырья и появлением потребностей в новом сырье. *Непромышленные рудные формации* – формации полезных ископаемых, скопления которых (малые месторождения, проявления) не имеют перспектив освоения. Они и после выполнения в дальнейшем геологических работ не будут отвечать требованиям, предъявляемым к месторождениям либо по количеству, либо по качеству, либо по условиям залегания.

Пользуясь указанной терминологией описанные формации и субформации скоплений полезных ископаемых Пермского края по промышленной значимости можно подразделить на следующие четыре группы:

Таблица 4

*Генетическая классификация и формационная принадлежность  
месторождений и проявлений полезных ископаемых Пермского края*

Генетическая		Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс		
<i>Серия эндогенная</i>			
Магматическая	Реститиговый	Раннен-магматический	Хромшпинелидовая в альпинотипных гипербазитах
	Ликвиациональный	Раннен-магматический	Сульфидная медно-никелевая
	Кристаллизационный	Раннен-магматический	Естественных строительных камней Субформации: габбродолеритовая, граносиенитовая
			Редкометалльных вулканитов
		Позднен-магматический	Хромшпинелидовая в расслоенных гипербазитах
			Титаномагнетитовая в габброамфиболитах
			Платино-медно-титаномагнетитовая
	Флюидно-магматический	Туффизитиговый?	Алмазоносных туффизитов
Альбитигрэйзеновая	Альбититовый		Редкометалльных гранитоидов, субформации: молибденит-швеллитовая редкометалльная ( <u>W, Mo, TR, Cu, Pb</u> ), золото-редкометалльная ( <u>TR, Au, Nb, Ta</u> )
			Проявления Кондорка, Виллистон, Северная зона проявлений Проявления Спиринское, Тылайское, Салатимская зона проявлений

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс	под-класс		
Альбитит-гнейсновая	Грейзеновый	Эндо-экзог-рэйзеновый	Молибденит-магнетитовых метасоматитов субформации: молибденитовых метасоматитов, магнетитовых метасоматитов	Пункт минерализации Троицкий Троицко-Осанские малые месторождения
Скарновая	Магматоген-ный	Апогранит-лейкогранитовый	Молибденит-шеелитовых скарнов	Проявления: Аблизинское, Жоржское, Приисковская зона проявлений
			Скарново-полиметаллическая	Западно-Широковские проявления
	Экзоконтактовогенний	Аподоломитовый	Офицальцитовая	Шудынское
Гидротермальная	Плутоноген-ный	Эндо-термальный кварцевый	Кварц-золоторудная гранитоидная	Колпаковский рудный район
			Золото-вольфрамит-шеслитовая гранитоидная	Проявления Вейнберг, Тылайско-Промысловские
			Сульфидно-кварцевая золоторудная в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений	Проявления: Ниолсовские, Чарынгумпские, Поповская сопка, Средний Кутим, Чувальские
			Халькопиритовая жильная	Троицкое проявление
			Медно-полиметаллическая в кварцевых жилах и метасоматитах	Проявление Каква, Сосьвинская зона проявлений
			Редкометально-медьно-полиметаллическая	Линевские тела
			Кварц-золоторудная в альпийских жилах	Пункты минерализации хр. Замочный, Ольховочный и др.
		Экзотермальный кварцевый	Кварцевая цитрин-хрусталеносная	Ольховское

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)		
группа	класс	под-класс				
Гидротермальная	Плутоноген-ный	Экзотер-мальный карбонат-ный	Кеммерерит-уваровитовая	Главное Сарановское		
	Вулканоген-ный		Ртутно-полиметаллическая	Пункт минерализации г. Благодать		
	Амагмато-ген-ный	Апокарбонат-ный	Флюорит-полиметаллическая в карбонатных породах	Проявления Кострецкое, Тылайско-Промысловские, Колчимско-Тулымпартинские, Усть-Посьмакское, Кожевно		
		Апотерриген-ный	Полиметаллическая в терригенных породах,	Проявление Больше-шемойвинское		
			Молибденитовая в черных сланцах	Геохимические аномалии: Бутонская, Гаревская		
			Аурипигмент-киноварная	Пункты минерализации Кырья-8, Кадинский, Плясовский		
	Оксидный	Базальтоидный	Мангансидерит-гематит-магнетитовая с пиритом	Чувальские малые месторождения		
Вулканогенно-осадочная			Гематит-магнетитовых сланцев			
			Железомарганцевая в вулканогенно-осадочных породах	Вильвенские проявления		
Колчеданный	Базальтоидный	Медноколчеданная	Проявления: Большерасынское, Посьмакское, Курыксарские, Киркаменское, Пендышка			
		Колчеданно-полиметаллическая	Проявления Крутыш, Еловское, Верхнекутимское			
		Серноколчеданная золотосодержащая	Проявление Берзинское			

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс	под-класс		
Вулканогенно-осадочная	Колчеданный	Базальтоидный	Золото-кварцевая вулканогенно-мстасоматическая	Проявления Бузводный Увал, Чекменское, Кутимское 7, Курькесарское
<i>Серия экзогенная</i>				
Выве- три- вания	Оста- точ- ный	Обло- мочный	Песчано-гравийных смесей	Косинская и Тебеньковская площади
			Глин кирпичных	Антипинское
		Гидро- слюди- стый	Доломитовой муки	Большесаринское
			Известняковой муки	Москвинское
	Ин- фильтра- цион- ный	Сульфат- но-барьер- ный	Строительного и по-делочного гипса	Федоровское
			Глин керамзитовых	Сылтвенское
			Охр	Сервинское
		Щелочно- барьерный	Железомарганцевая бурожелезняковая	Биссерско-Серебрянский район
			Целестиновая Селенитовая	Мазуевское Федоровское
			Флюорит- ратовитовая	
Оса- доч- ная	Механи- чес- ких осад- ков	Восста- нови- тельно- барьер- ный	Волконскоитовая	Божьяковское, Ефимятское
			Медистых песчаников (ванадиево-медьная со скандием и серебром)	Юговское
		Термоба- рически- барьерный	Самородной серы	Кишертский район
			Известковых туфов	Таныпское
		Фильтра- ционно- барьер- ный	Питьевых и технических вод (верховодковых, грунтовых, межглазовых)	Кувинское, Егинское

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс	под-класс		
Осадочная	Механических осадков	Обломочных отложений	Аллювиальных песчано-гравийных смесей	Чусовское, Городище-Пожва, Иньвенское
			Аллювиальных песков (стекольных, формовочных, строительных)	Верхнекамская площадь
			Озерных глин сверхложущихся	Сединское
			Гляциальных глин кирпичных	Келичевское, Григорьевское
			Флювиогляциальных песчано-гравийных смесей	Мордвинское
			Флювиогляциальных песков строительных, формовочных	Артамоновское
			Золовых песков	Аптугайское
			Песчаников и конгломератов	
			Песчаников, конгломератов, аргиллитов	
			Аргиллитов	
	Россыпей	Россыпей	Делювиальная кварцевая хрусталеносная	Ольховское
			Делювиально-пролювиальная алмазоносная	В эрозионно-карстовых депрессиях
			Аллювиальных алмазоносных россыпей	Вишерский район
			Аллювиальных золотоносных россыпей	Велсовские
			Аллювиальных платиноносных россыпей	Россыпи Платиноносного, Улсовско-Висимского и др. поясов
			Аллювиальных титаноносных россыпей	Проявления на реках Вижай, Вильва, Каменка
			Аллювиальных оловянноносных россыпей	Проявление на р. Самара, притоке р. Каль

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс	под-класс		
Осадочная	Химических осадков	Концентратов и осадков из истинных растворов	Гажи	Осинцевское
			Известняковая	Гора Матюковая, Даниловское
			Доломитовая	Белый Камень, Большесарсинское
			Гипс-ангибитовая	Соколино-Саркаевское
			Каменных, калийных и магниевых солей	Верхнекамское
			Сидеритовая	Кувинское
			Катагенетических йодобромных рассолов	Краснокамское
			Эпигенетических хлоридно- и сульфатно-натриевых минеральных вод	
	Осадков из коллоидных растворов	Железорудная хемогенная	Пашайская группа малых месторождений	
		Бокситовая в терригенных породах	Пашайская группа	
Биоген- химич- еский	Биоген- ный	Механо-химич- еский	Мергелей	Кайсаровское, Москвинское, Отевское
			Седиментогенетическо-го сапропеля и гумуса	Большое Камское
		Биохими- ческий	Торфов	Большое Камское, Селищенское
			Каменных углей	Пермский бассейн
			Известняковая	Шарашинское
			Фосфоритовая	
	Собст- венно биохи- мич- еский	Нефть	Нефть	Осинское, Верхнечусовское
			Горючих газов	Брусянское, Кордонское
		Газового конденсата	Газового конденсата	Кокуйское
			Серосодержащих неф- тей	Батырбайское
			Эпигенетических се- роводородных вод	Ключи
			Эпигенетических уг- лекислых вод	

Генетическая			Формация полезных ископаемых	Примеры месторождений (проявлений)
группа	класс	под-класс		
<i>Серия метаморфогенная</i>				
Регионального метаморфизма	Метаморфизованный	Первично экзогенный	Золотосодержащих конгломератов	Тулымское проявление
	Метаморфический		Циркон-рутил-ильменит-гематитовая	
			Мраморов и мраморизованных известняков	Бисерское
Контактного метаморфизма	Метаморфический	Первично экзогенный	Мраморов	Шудьинское
<i>Серия радиогенная</i>				
Инфильтрационная			Гелий газонефтяных месторождений	Кокуйское

1) промышленные – хромшпинелидовая в расслоенных гипербазитах, магниевых солей, платиноносных, золотоносных россыпей, це-лестиновая, алмазоносных россыпей, кварцевая цитрин-хрустальноносная, селенитовая, строительного и поделочного гипса, солей каменных, калийных, известняков, мергелей, гажи, известковых туфов, доломитов, доломитовой и известняковой муки, седиментогенетических сапропеля и гумуса, волконскоитовая, естественных строительных камней, мраморов и мраморизованных известняков, глин кирпичных, глин керамзитовых, глин светложгущихся, песчано-гравийных смесей, песков, торфов, нефтей, в том числе серосодержащих, горючих газов, газового конденсата, питьевых и технических вод, сероводородных вод катагенетических йодо-бромных рассолов, минеральных вод;

Таблица 5

*Распределение геологических формаций (курсив) и связанных с ними  
формаций полезных ископаемых  
по минерагеническим фазам и областям Пермского края*

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область			
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская	Центрально-Уральская, Тагильская
Киммерийско-альпийская	<i>Континентальная терригенная и кор выветривания (MZ - KZ)</i>			
	Элювиальные:			
	минеральных пигментов, глин кирпичных, известняковой, доломитовой муки, гипсов, селенита		латеритных бокситов	железо-марганцевая бурожелезняковая
	Аллювиальные:			
	песчано-гравийные материалы с примесью золота, минералов титана и циркония, глины кирпичные, торф, пресные воды;			железорудная хемогенная
				алмазоносных россыпей
Раннекиммерийская				
	платиноносных, золотоносных россыпей			
	Гляциальные и флювиогляциальные:			
Позднегерцинская	глины кирпичные; пески строительные, стекольные, формовочные, золотосодержащие, пресные воды)			
	Континентальная сероцветная терригенная $J_2b - J_3bt$ (бурожелезняково-сидеритовая, глин огнеупорных)			
	Континентальная пестроцветная терригенная $T_1$ (охр, глин кирпичных, песков)	Базальт-долеритовая ( $T_1$ )		
	Терригенная лагуно-континентальная молассоидная $P_{2ii-1}$ (медиевых песчаников, волконскоитовая, агроизвестняков и мергелей, аргиллитов, песчаников, конгломератов)			

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область			
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская	Центрально-Уральская, Тагильская
Позднегерцинская	Сульфатно-карбонатная $P_1k$ (целестиновая, ратовкитовая, серы самородной, известняков, доломитов, мергелей, нефтей)	Эваноритовая $P_1k$ (каменных и калийно-маниевых солей, известняков, доломитов, ангидритов)		
	Карбонатно-сульфатная субформация $P_1a-ar$ (нефтей, доломитов, ангидритов)	Морская карбонатная субформация $P_1a-ar$ (нефтей, горючих газов, известняков, доломитов)	Терригенная флишиоидная $P_1a-ar$ (конгломератов, песчаников, мергелей, бокситов)	
Среднегерцинская	Морская карбонатная $C_1ll_2$ $P_1ar$ (нефтей, газов, рассолов)		Рифогенно-биогермная битуминозная $C_2 - C_3$ (известняков, доломитов, флюорит-полиметаллическая). Щелочно-ультрамафитовая $C_{1-2}?$ (алмазоносная?)	
Раннегерцинская	Континентальная песчано-глинистая улекеносная $C_1ks - C_1ll$ (нефтей, газов, каменноугольная, каолина)		Терригенно-рифогенная угленосная $D_2ps-C_1$ , комплексы: пашийский (железорудная, бокситовая), ви-зейский (каменноугольная, железорудная). Сиенит-габбровая ( $C_{1-2}$ )	
	Морская терригенно-карбонатная $D_3sr - C_1l$ (нефтей, газов)			
	Прибрежно-морская песчано-глинистая $D_2s - D_3l$ (нефтей, газов)			
Позднекале-донская	Морская мелководная глинистокарбонатная базальная $D_2kv - D_2af$ (нефтей, газов)		Терригенная и кор выветривания $D_1tk-D_2cs$ фациальные комплексы: яйвинский (железорудная хемогенная, бокситовая осадочная), такитинский (алмазоносный?)	яйвинский (медно-полиметаллическая золотосодержащая в карбонатно-терригенных породах)

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область			
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская	Центрально-Уральская, Тагильская
Позднекале-донская	<i>Морская мелководная глинистокарбонатная базальная <math>D_2kv</math> — <math>D_2af</math> (нефти, газов)</i>		<i>Базальт-долеритовая <math>D_{1-3}</math> (строительных камней, сульфидная медно-никелевая)</i>	
			<i>Монцонит-сиенитовая <math>D_1</math> (редкометалльно-медно-полиметаллическая)</i>	
			<i>Вулканогенно-органическо-карбонатная <math>S_2-D_1</math></i>	
Среднекале-донская				<i>Риолит-дацитовая <math>S_1</math> (редкометалльных вулканитов). Лейкогранитовая <math>S_1</math> (молибденит-шеелитовая, кварц-золоторудная, золото-вольфрамит-шеелитовая, сульфидно-кварцевая золоторудная в жилах и метасоматитах)</i>
			<i>Карбонатно-терригенно-вулканогенная <math>O_2^2-S_1</math></i>	
			(медно-полиметаллическая золото-содержащая в карбонатно-терригенных породах, золото-сульфидная стратиформная)	(мангансилик-рит-гематит-магнетитовая с пиритом)

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область			
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская	Центрально-Уральская, Тагильская
Средне-пекале-донская				<p><i>Натриевые базальты</i> <math>O_{2-3}</math> (титаномагнетитовая в габброамфиболитах?, сульфидная медно-никелевая, медно-, серно-колчеданная)</p> <p><i>Дунит-перидотитовая</i> <math>O_{2-3}</math> (хромшишинелидовая в альпинотипных гипербазитах)</p>
Ранне-пекале-донская				<p><i>Терригенно-вулканогенная базальная, субформация терригенная</i> <math>\epsilon_{3?} - O_2'</math> (зо-лото-сульфидная стратиформная)</p> <p><i>Базальт-долеритовая</i> <math>\epsilon</math></p>
Позднебайкальская	<i>Пестроцветная глинисто-песчано-алевритовая</i> $V_2krs$ (рассолы, нефть?)			<p><i>Долерит-тикристовая</i> <math>V_2ck - V_2us</math></p> <p><i>Флишиоидно-молассоидная</i> <math>V_2ck + us</math></p>
Среднебайкальская	<i>Морская вулканокласто-песчано-глинистая</i> $V_2vr + vl$ (нефте-проявления)			<p><i>Целочно-ультрамафитовая</i> <math>V_1</math></p> <p><i>Спарагмитовая</i> <math>R_3us - V_{pr}</math></p>
	<i>Континентальная конгломерато-песчано-алевритовая</i> $V_2kk$ (нефть, рассолы)		(медио-полиметаллическая золотосодержащая в карбонатно-терригенных породах)	(железо-марганцевая вулканогенная, молибденитовая в черных сланцах, золото-сульфид-ная стратиформная)
	<i>Пестроцветная песчано-глинистая</i> $V_1vs$			

Минерагеническая фаза	Минерагеническая область			
	Камская	Предуральская	Западно-Уральская	Центрально-Уральская, Тагильская
Раннебайкальская				<i>Гарнбургит-ортопироксенит-поритовая</i> <i>V<sub>1</sub>?</i> (хромшпинелидовая в расслоенных гипербазитах)
				<i>Трахибазальтовая R<sub>3</sub><sup>3</sup>-V<sub>1</sub></i> (составленных строительных камней - граносиенитов, молибденит-магнетитовых метасоматитов, халькопиритовая жильная)
				<i>Карбостромово-переходно-сланцевая</i> <i>R<sub>3</sub>kr+fd</i>
				<i>Фалаховая R<sub>3</sub>os?</i>
				<i>Карбостромово-переходно-сланцевая</i> <i>R<sub>3</sub>dm, v1</i> (медно-полиметаллическая золотосодержащая)
				(гематит-магнетитовых сланцев, золото-сульфидная стратиформная)
	<i>Базальт-долеритовая</i> <i>(R<sub>3</sub>?)</i>			<i>Базальт-долеритовая</i> <i>R<sub>3</sub>?</i>
				<i>Фалаховая R<sub>3</sub>rs, sn, is</i> (циркон-рутил-ильменит-гематитовая, кварц-золоторудная в альпийских жилах)
	<i>Пестроцветная карбонатно-терригенная</i> <i>R<sub>2</sub>g+s</i> (нефтепроявления)			<i>Карбостромово-переходно-сланцевая</i> <i>R<sub>2</sub>mv+mr</i> (флюорит-полиметаллическая)
				<i>Фалаховая R<sub>2</sub>rs</i>
	<i>Терригенно-карбонатная</i> <i>R<sub>1</sub>nd</i>			
	<i>Морская карбонатная</i> <i>R<sub>1</sub>kl</i> (нефтепроявления)			
	<i>Базальная терригенная красноцветная</i> <i>R<sub>1</sub>prk</i>			

2) потенциально промышленные – железомарганцевая бурожелезняковая, манганисидерит-гематит-магнетитовая с пиритом, молибденит-шеслитовых скарнов, медистых песчаников, флюорит-полиметаллическая в карбонатных породах, полиметаллическая в терригенных породах, кварц-золоторудная гранитоидная, золото-вольфрамит-шебелитовая гранитоидная, сульфидно-кварцевая золоторудная в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений, алмазоносных туффизитов, кеммерерит-уваровитовая, оффикальцитовая, флюорит-ратовкитовая, охр, песков стекольных, формовочных, углекислых минеральных вод, гелия газонефтяных месторождений;

3) вероятно промышленные – железо-марганцевая в вулканогенно-осадочных породах, молибденит-шебелитовая редкометалльная, редкометалльных вулканитов, молибденитовых метасоматитов, медноколчеданная, скарново-полиметаллическая, колчеданно-полиметаллическая, медно-полиметаллическая в кварцевых жилах и метасоматитах, бокситовая, золото-редкометалльная, редкометалльно-медно-полиметаллическая, золотосодержащих конгломератов, фосфоритовая, самородной серы, каменных углей;

4) непромышленные – сидеритовая, железорудная хемогенная, магнетитовых метасоматитов, титаномагнетитовая в габбропирамидитах, хромшпинелидовая в альпинотипных гипербазитах, титаноносных россыпей, молибденитовая в черных сланцах, сульфидная медно-никелевая, халькопиритовая жильная, ртутно-полиметаллическая, оловоносных россыпей, аурипигмент-киноварная, бокситовая в терригенных породах, кварц-золоторудная в альпийских жилах, серноколчеданная золотосодержащая, золото-кварцевая вулканическо-метасоматическая, циркон-рутин-ильменит-гематитовая.

### *Библиографический список*

1. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК "Звезда", 2001. 108 с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина и К.Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. 356 с.
3. Ибламинов Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский ун-т, 2001а. С. 34 – 44.
4. Он же. Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001б. 220 с.

5. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Месторождения полезных ископаемых Пермской области // Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале. - Пермь: Дом науки и техники, 1991. С. 9 - 15.
6. Они же. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 1995. 136 с.
7. Они же. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского ун-та, вып. 3. Геология, 1999. С. 11-20.
8. Они же. Магматические ассоциации и формации Западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского ун-та, вып. 3. Геология, 2001. С. 13 - 44.
9. Они же. Минерагения пермской системы Пермского Приуралья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Пермь: Пермский ун-т, 2004. С. 118 - 131.
10. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Сунцев А.С. Историческая минерагения руд черных металлов западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Пермь: Пермский ун-т, 2002. С. 200-210.
11. Они же. К вопросу о рудных формациях цветных и благородных металлов западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Пермь: Пермский ун-т, 2003. С. 154-166.
12. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Клименко Б.В., Набиуллин В.И., Пунтусова Г.О., Сунцев А.С. К минерагенции цветных и благородных металлов западного склона Северного и Среднего Урала. // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь: Перм. ун-т, 2003. С. 70-76.
13. Курбацкая Ф. А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С.27 – 30.
14. Леонов-Вендревский В.Л. Минеральные ресурсы Пермской области: Доклад на XII геологической конференции Республики Коми. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1994. 12 с.
15. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
16. Соболев И.Д. Тектоника // Геология СССР, т. XII, кн.2. М., Издра, 1969. С. 7-240.
17. Софроницкий П.А., Ожгебесов В.П. Тектоника пермской системы // Международный конгресс: Пермская система земного шара / Путеводитель геологических экскурсий. Ч.III. Свердловск, 1991. С. 13 – 16.

## КАРТА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Составление карты полезных ископаемых было продиктовано необходимостью сбора и обобщения обширного материала о минерально-сырьевой базе Пермской области. Оно осуществлялось в рамках программы Главного управления природопользования администрации Пермской области. В основу карты были положены материалы геолого-съемочных, поисковых, разведочных работ и работ по эксплуатации месторождений, выполненных разными авторами на территории области, а также многочисленные обобщающие монографические работы.

На первом этапе к 2000 г. была создана Геолого-экономическая карта Пермской области масштаба 1:500 000. Это обобщающее название комплекта карт геологического содержания, из которых основными являются:

- 1) Геологическая карта дочетвертичных отложений,
- 2) Геологическая карта четвертичных отложений,
- 3) Карта месторождений и проявлений металлических полезных ископаемых,
- 4) Карта месторождений и проявлений неметаллических полезных ископаемых (дочетвертичные отложения),
- 5) Карта месторождений и проявлений неметаллических полезных ископаемых (четвертичные отложения),
- 6) Карта месторождений и проявлений строительных материалов,
- 7) Карта ценовой значимости по суммарной стоимости месторождений.

Кроме того, в масштабе 1:1 000 000 были составлены:

- 1) Карта месторождений нефти и газа,
- 2) Карта месторождений подземных вод,
- 3) Карта торфяных месторождений,
- 4) Сводная карта месторождений полезных ископаемых,
- 5) Карта рельефа области.

Комплект карт сопровождается кратким пояснительным текстом, характеризующим геологическое строение территории, состояние промышленно-экономического потенциала, связанного с минеральными ресурсами, и месторождения полезных ископаемых. Всего

охарактеризовано 3219 объектов по 80 видам минерального сырья (таблица), из них 1060 учтены государственным балансом, на 311 объектов недропользователями получены лицензии.

Для карты полезных ископаемых была разработана специальная легенда (рис. 1). Схематизированный вариант карты приведен на рис. 2. Карта полезных ископаемых сопровождается каталогом месторождений и проявлений, в котором содержатся сведения, касающиеся всех объектов, по 12 позициям, характеризующим их местоположение, геологическое строение, качество сырья, горнотехнические условия, запасы и прогнозные ресурсы, степень освоения, наличие лицензии и срок ее действия с указанием владельца, транспортную ситуацию.

Весь объем работ выполнен на основе современных геоинформационных технологий в твердом и электронном вариантах. Сформированная база данных на основании мониторинга постоянно пополняется (на 2004 г. – 3730 объектов) и служит основой для оперативного применения.

Вторым этапом использования обширной информации о полезных ископаемых региона явилась работа “Минерально-сырьевая база Пермской области и ее административных районов”, завершенная в 2003 г. По 38 районам и территориям скомпонованы все сведения по геологии и минеральным ресурсам в виде геологической карты, совмещенной с картой полезных ископаемых, каталога объектов и пояснительного текста. База данных сопровождается постоянным мониторингом.

Для широкого использования, например, лицами, не имеющими геологической подготовки, создан вариант карты полезных ископаемых Пермской области масштаба 1 : 1 000 000, выполненный на одном листе формата А-0 с размещением на полях дополнительной информации геологического содержания. Предполагается, что он может быть тиражирован в нужном количестве экземпляров. В настоящее время к этому варианту проявил интерес департамент образования.

По стоимостной оценке активных запасов полезных ископаемых Пермская область занимает одно из ведущих мест в России. В конце 1990-х гг. рядом научных институтов определена сравнительная характеристика минерально-сырьевого потенциала Российской Федерации в целом, Уральского экономического района и всех субъектов РФ. По данным ВСЕГЕИ и ВИЭМС Пермская область занимает первое место как по общей стоимости минерально-сырьевого потенциала, так и по его показателям на 1 км<sup>2</sup> площади и 1000 населения. Расчеты, сделанные при составлении карты полезных ископаемых Пермской

Вид полезного ископ.	месторож- дения	промыш- ления
<b>Черные металлы</b>		
Железо:	●	●
Марганец:	○	○
Хром:	○	○
Титан:	●	●
Ванадий:		●
<b>Цветные металлы</b>		
Медь:		●
Свинец:		○
Цинк:		●
Никель:		●
Кобальт:		●
Молибден:		●
Олово:		●
Алюминий:	○	○
Мышьяк:		●
Вольфрам:		●
Полиметаллы (комплексные):		●
<b>Редкие металлы</b>		
Рубидий:	●	
Стронций:	●	●
Тантал, циобий:		●
Цирконий:		○
<b>Благородные металлы</b>		
Золото:	★	★
Платина:	★	★
Серебро:		○

Вид полезного ископ.	месторож- дения	промыш- ления
<b>Оптические материалы</b>		
Пьезокварц:		■
<b>Химическое сырье</b>		
Сера:	▲	▲
Флюорит (на флюс):		△
Барит:		▲
Алунит:		▲
Известняк		
Флюс. и металлург.:	△	△
Для химич. пром.	△	△
Для цел.-бум. пром.	△	△
<b>Минеральные удобрения</b>		
Апатит:		△
Фосфорит:		△
Изв. и доломиты:	▲	▲
Гаша, торфогаша:	□	□
Доломит. мука:	□	
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>		
Кварц и горн.хрусталь:		●
Марказиты:		○
Песок формовочный:	○	
Песок стекольный:	●	●
Глины огнеупорные:	●	●
Глины керамические:	●	●
Глины каолиновые:	●	●
Доломиты, глины, кварцит	●	●
Флинитслей:	○	●
<b>Горнотехническое сырье</b>		
Асбест и хризотил-асбест:		◇
Тальк:		△

Рис. 1. Легенда к карте полезных ископаемых Пермской области

Вид полезного ископ.	месторож- дения	прояв- ления
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>		
Алмазы:	★	★
Цитрин:	★	
Горный хрусталь:		★
Уваровит:	★	★
Гипс и селенит:	★	★
Карбонатные камни:		★
<b>Строительные материалы</b>		
Кислые интрузии:	☒	
Основные интрузии:	☒	
Известняки:	☒	☒
Доломиты:	☒	☒
Облицовочные камни:	◆	◆
Пильные камни:	■■■	
Изв. на известь:	☒	☒
Изв. для цемента:	☒	
Глины		
Кирпичные:	☒	
Для дренажных труб:	☒	
Для цемента:	☒	
Керамзитовые:	☒	
Песчано-грав. смеси:	☒	
Песок		
Строит. (компл. и	☒	
Для строит. раствор:	☒	
Для бетона:	☒	
Для силик.кирпича:	☒	
Конгломераты:		☒
Песчаники:		☒

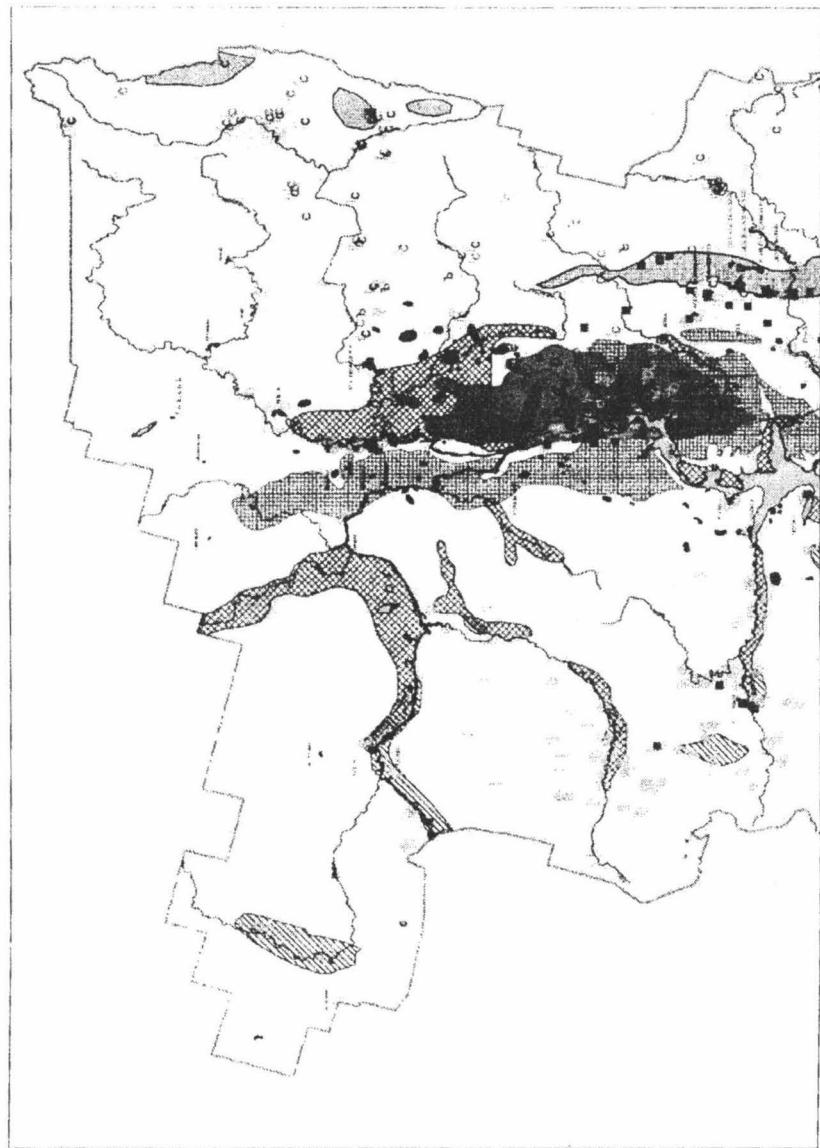
Вид полезного ископ.	месторож- дения	прояв- ления
<b>Прочие ископаемые:</b>		
Гипс и ангидрит:	☒	☒
Известняк на мин. подкормку для с/х:	◆	
<b>Минеральные краски:</b>		
Волконский:	◆	◆
Охра:	☒	☒
Мумия:		◆

#### ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вид полезного ископ.	месторож- дения	проявле- ния
Нефть:		
Каменный уголь:	☒	
Горючие сланцы:		☒

#### СОЛИ

Вид полезного ископ.	месторож- дения	прояв- ления
Соли калиевые, натриевые, магниевые	☒	
Бром:	☒	☒
Йод:	☒	☒
Бораты:		



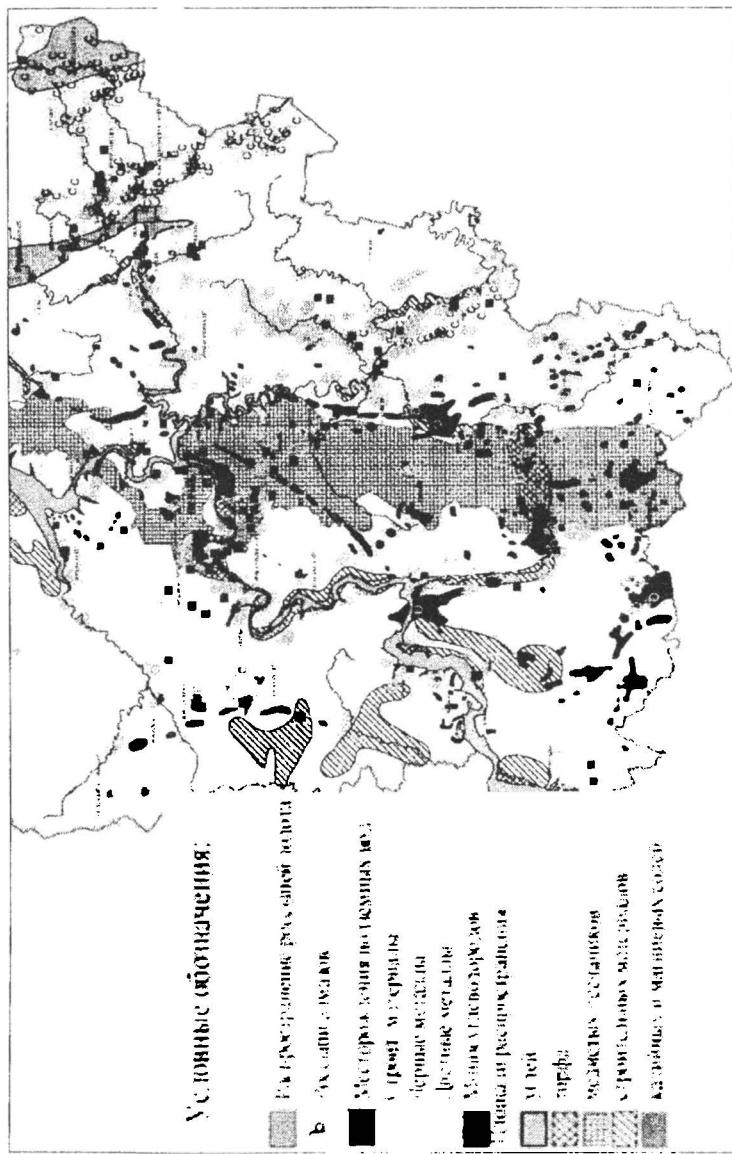


Рис. 2. Схема закономерностей размещения основных полезных ископаемых Пермской области

*Перечень месторождений и проявлений Пермской области  
по видам сырья*

№	Виды сырья	Всего	Состоит на балансе	Выдано лицензий
<b>Группа I Горючие ископаемые</b>				
1	<i>Жидкие и газовые</i>			
	Нефть	26	26	26
	Нефть и газ	182	150	147
	Газ	13	13	
2	<i>Твердые</i>			
	Каменный уголь	48	12	1
	Горючие сланцы	5		
	Торф	881	480	1
<b>Группа II Металлические ископаемые</b>				
1	<i>Черные металлы</i>			
	Железо	241		
	Марганец	17		
	Титан	13		
	Ванадий	25		
2	<i>Цветные металлы</i>			
	Медь (в песчаниках)	122		
	Свинец	23		
	Цинк	6		
	Никель	6		
	Кобальт	5		
	Вольфрам	8		
	Молибден	3		
	Олово	3		
	Алюминий	55		
	Мышьяк	3		
3	<i>Редкие металлы</i>			
	Рубидий	7	7	
	Стронций	5	1	
4	<i>Благородные металлы</i>			
	Золото	148	16	5
	Платина	3	1	
	Серебро	9		
5	<i>Радиоактивные элементы</i>	2		

Продолжение таблицы

№	Виды сырья	Всего	Состоит на балансе	Выдано лицензий
<b>Группа III Несмешанные ископаемые</b>				
1	<i>Оптические материалы</i>			
	Пьезокварц	8		
2	<i>Химическое сырье</i>			
	Сера	15	1	
	Барит	7		
	Алунит	1		
	Известняк флюсовый	6	4	2
	Известняк для химической промышленности	14	4	2
	Известняк для целлюлозно-бумажной промышленности	4	2	1
3	<i>Минеральные удобрения</i>			
	<i>Фосфатные</i>			
	Апатит	1		
	Фосфорит	42		
	<i>Карбонатные</i>			
	Известняки и доломиты	139	15	1
	Гажа, торфогажа	72	19	
	Известковые туфы			
4	<i>Керамическое и огнеупорное сырье</i>			
	Кварц и хрусталь	27		
	Маршаллиты	2		
	Пески формовочные	12	3	
	Пески стекольные			
	Глины огнеупорные	35	1	
	Хромиты огнеупорные	9	3	3
	Флинклей	15		
5	<i>Горнотехническое сырье</i>			
	Асбест, хризотил-асбест	10		
6	<i>Драгоценные и поделочные камни</i>			
	Алмазы	252	9	9
	Цитрин, горный хрусталь	2	1	
	Уваровит	1		
	Гипс, селенит	27	6	2

Окончание таблицы

№	Виды сырья	Всего	Состоят на ба-лансе	Выдано лицен-зий
<b>7 Строительные материалы</b>				
Магматические породы				
	Кислые интрузивные	3	1	
	Основные интрузивные	3	1	
Карбонатные породы				
	Известняки и доломиты	163	20	
	Облицовочные камни	22	1	
	Пильные камни	2	2	
	Известняк для производства извести	13	7	
	Известняк для производства цемента	2	1	
Глинистые породы				
	Глины кирпичные	262	96	6
	Глины цементные	2	2	1
	Глины керамзитовые	15	8	
Обломочные породы				
	Песчано-гравийные смеси	164	51	8
	Песок строительный	79	25	4
	Конгломераты, песчаники	23		
<b>8 Прочие ископаемые</b>				
	Гипс и ангидрит	37	9	4
	Известняк для известкования почв			
	Волконскоит	25	6	1
	Охра	42		
	Мумия	2		
<b>Группа IV Соли</b>				
	Соли калиевые, магниевые, натриевые	13	12	5
	Бром	19	2	
	Йод	10	1	
	Бораты			
<b>Группа V Подземные воды</b>				
	Минеральные	14	14	3
	Пресные	235	105	73

области, подтверждают эти выводы. Все благоприятные экономические показатели обусловлены, в первую очередь, наличием уникального Верхнекамского месторождения калийных и магниевых солей, значительных запасов нефти и газа и месторождений россыпных алмазов.

Работы по составлению карты полезных ископаемых Пермской области выполнены коллективом Пермской партии ФГУП "Геокарта-Пермь", в который вошли Б.К. Ушков, Т.Н. Спешкова, О.П. Бабина, Н.В. Семенченко, Н.Г. Брусицын, компьютерное сопровождение обеспечили геологи А.В. Коноплев, А.Г. Попов, Б.И. Зонин.

С картой полезных ископаемых Пермской области можно ознакомиться в Главном управлении природопользования администрации Пермской области и в Территориальном фонде геологической информации.

**Я.В. Кичигина**  
Пермский университет

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНИКОВ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

На территории Пермской области насчитывается более 20 разрабатываемых месторождений известняков, которые используются в различных отраслях промышленности.

В металлургической промышленности известняки используются в качестве флюсов, в строительном деле – как естественный строительный камень, цементное сырье и вяжущие материалы. В химической промышленности известняк применяется для производства соды и других химических соединений, в сельском хозяйстве – для известкования кислых почв и в качестве минеральной подкормки для сельскохозяйственных животных (табл.1) [4].

Положение месторождений в значительной мере определяется тремя факторами: тектоническим, литолого-формационным и экономико-географическим. В тектоническом отношении на рассматриваемой территории с востока на запад выделяют (рисунок): Центральное Уральское поднятие (ЦУП), Западно-Уральскую зону складчатости (ЗУЗС), Предуральский краевой прогиб (ПКП), Русскую плиту [3].

Месторождение Шарашинское, расположенное на восточной окраине Русской плиты, представлено известняками артинского и кунгурского яруса нижней перми. По Р.Г. Ибламинову и Г.В. Лебедеву,

Таблица 1

## Промышленная классификация известняков Пермской области

Группа	Класс	Примеры месторождений
Металлургическое сырье	Флюсы	Белый Камень Пашинский Гребешок
Химическое сырье	Содовое производство и сопутствующие химические соединения	Всеволодо-Вильвенское Сысоевское Чаньвинское Пашинский Гребешок
Агрономическое сырье	Химическая мелиорация почв	Южно-Чусовское Шарашинское Всеволодо-Вильвенское
	Минеральная подкормка для с/х животных	Шарашинское
Строительное сырье	Естественный строительный камень	Заготовкинское Утесовское Южно-Чусовское Шарашинское Сысоевское
	Вяжущие материалы	Г. Матюковая Косьвинское Всеволодо-Вильвенское
	Цементное сырье	Новопашайское

Таблица 2

## Генетическая классификация известняков Пермской области

Группа	Класс	Подкласс	Литология пород	Примеры месторождений
Осадочная	Химический	Концентраты и осадки из истинных растворов	Доломитизированные, окремнелые, плотные известняки	Утесовское, Новопашайское, Белый Камень
	Биохимический	Биогенный	Органогенно-рифогенные водорослевые известняки	Шарашинское, Южно-Чусовское, Чаньвинское

Геологическая разрез		Станция разведки		Геологическая формация		Возраст		Русская платформа		ПКП		ЗУЗС		ЦУП		Возраст		Формации		Станция разведки		Комплекс разведки		Станция разведки	
Петропавловск	Бердск	Петропавловск	Бердск	Супфато- карбонатная	Супфато- карбонатная	Карбонато- сульфатная	P <sub>1</sub>	Ас	Ас	Ширинин жк										Колпик- скую	Колпик- скую	Колпик- скую	Колпик- скую	Колпик- скую	
Петропавловск	Бердск	Петропавловск	Бердск	Морская карбонатная	Морская карбонатная	Контиген- тальская	C <sub>3</sub>	а	а	Б.Капитонов		Б.Капитонов		Ил. Ил.						Бюгорж- ская	Бюгорж- ская	Бюгорж- ская	Бюгорж- ская	Бюгорж- ская	
Петропавловск	Бердск	Петропавловск	Бердск	Контиген- тальская	Контиген- тальская	Ульменская	C <sub>3</sub>	в	в	Б.Капитонов		Б.Капитонов		Ил. Ил.						Илукта- ционная	Илукта- ционная	Илукта- ционная	Илукта- ционная	Илукта- ционная	
Петропавловск	Бердск	Петропавловск	Бердск	Морская терригенно- карбонатная	Морская терригенно- карбонатная	Прибрежно- морская пачка- глинистая	D <sub>2</sub>	f	f	П.Грибенков		П.Грибенков		П.Грибенков						D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	

**Минераграфма. Условные обозначения:** Их – месторождения известняка для строительной промышленности; Их – месторождения известняка для химической промышленности; Иф – месторождения флюсового известняка; Ас – месторождения агрокарбонатов. Высота условных обозначений показывает приуроченность месторождения к определенному возрасту

эти отложения относятся к карбонатно-сульфатной и сульфатно-карбонатной формациям [3]. Месторождения, расположенные в ЗУЗС и ЦУП, раннедевонского и раннекаменноугольного возраста, по Курбацкой Ф.А., приурочены к терригенно-рифогенно угленосной формации, которая формировалась в трансгрессивную стадию развития. В инундационную стадию формировалась биогермная битуминозная формация, к которой относятся известняки среднего и верхнего карбона, а также ассельского и сакмарского ярусов нижней перми [1]. Все перечисленные формации, т. е. и месторождения, образовались в условиях плитного эпикаледонского тектонического режима.

Наряду с формационным анализом для прогнозирования месторождений имеет значение и генезис известняков Пермской области (табл. 2). Все месторождения известняков относятся к экзогенной серии, в которой представлена одна генетическая группа – осадочная, в которой содержатся два класса: химический и биохимический [2, 3].

Если сравнивать литологию пород, то видно, что известняки химического класса в основном используются в строительной и металлургической промышленности, а биохимического класса – в химической промышленности и сельском хозяйстве.

Экономико-географической особенностью для прогнозирования месторождений является их удаленность от потребителя, а также наличие транспортной сети в регионе. Например, Чаньвинское месторождение известняков находится рядом с Березниковским содовым заводом, который является главным потребителем карбонатного сырья, а месторождение флюсовых известняков Белый Камень – с Чусовским металлургическим заводом.

Таким образом, генетические, формационно-тектонические особенности известняков так же, как и экономико-географические, необходимо учитывать при прогнозировании месторождений, их разведке и эксплуатации.

### *Библиографический список*

1. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. 1999. Вып.3. Геология. С.11-22.
2. Они же. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар, 1995. С. 133.
3. Они же. Минерагения пермской системы Пермского Приуралья // Научные чтения памяти Г.П. Чирвинского / Перм. ун-т. Пермь, 2004. Вып. 6. С. 118-131.
4. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям карбонатных пород. М., 1983. 40с. (ГКЗ).

5. Кичигина Я.В. Закономерности размещения месторождений известняков для химической промышленности // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. науч.-практ. конф. / Перм.ун-т. Пермь, 2004. С 134-135.

6. Петрова Л. И., Кокаровцев В.К. Агрокарбонаты Пермской области: Справочник. Пермь, 1990. С. 25-49.

**А.Г. Попов**

## МЕТОД КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ ПО ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ

В практической геологии при изучении неотектонической обстановки какой-либо территории исследователь сталкивается с очень трудной проблемой – каким образом определить современные движения земной коры без прямых продолжительных по времени наблюдений (1000 – 100 лет). По этой причине традиционно используются иные методы: выделение водотоков различного порядка и полей их развития, дешифрирование аэро-космофотоснимков, построение геоморфологических карт и карт четвертичных отложений с их мощностями и разрезами, определение современной эрозии в пространстве, болотистость, изучение крипа, трещиноватости и прочие косвенные методы. Даже после использования широкого набора различных методов исследователь остается не полностью уверенным в достоверности отражения неотектонического движения земной поверхности интересующей его территории. Часто для использования какого либо метода нет объектов изучения или данных, сбор которых сопряжен с определенными затратами.

Предлагаемый метод также является косвенным, но привлекателен своей оперативностью и не надобностью дополнительных сведений. Достаточным условием является оцифрованная речная сеть или, другими словами, современная эрозионная сеть определенного масштаба, называемая по компьютерной (“гисовской”) терминологии цифровой моделью (ЦМ) речной сети. Смысл метода заключается в том, что эрозионная сеть может служить показателем современных тектонических движений. Она отражает скорость развития эрозии, с одной стороны, и скорость и направление современных тектонических

движений, с другой. Плотность развития сети является мерой значения неотектонического движения. Эрозионная сеть может быть выражена как скалярно (дискретно в виде числового значения), так и векторно, а также в виде матрицы. При равенстве скорости эрозии и неотектонического движения (независимо от направленности) на поверхности земли развивается рисунок эрозионной сети равномерной плотности. В местах, где равенство нарушается, изменяется и рисунок. При подъеме земной поверхности (положительном неотектоническом движении), когда скорость эрозии значительно уступает скорости современного подъема, на поверхности земли развивается специфический рисунок эрозионной сети с пониженной плотностью развития. При опускании, когда скорость эрозии превышает некое критическое значение, на поверхности развивается густая эрозионная сеть (повышенной плотности), вплоть до заболачивания и затопления.

При компьютерном моделировании неотектонических процессов была использована традиционная программа Калифорнийского института экологических систем ESRI GIS Arc View 3.x и ее модуль (подпрограмма) Spatial Analyst и hidro.apr [1], предназначенные для гидрологических наземных расчетов и очень подходящие для решения данной задачи. Программная работа модулей заключается в разделении поверхности карты на определенную сеть (грид), расчет и отображение полей различных характеристик в соответствии с сеткой. Исследователь выбирает размер расчетной сети, необходимые поля для отображения с определенными характеристиками. В качестве объекта использовалась ЦМ гидрологической сети Российской Федерации масштаба 1:50000000, входящая в состав базы данных пакета Arc View 3.x, а также ЦМ гидрологической сети масштаба 1:50 000. В результате обработки ЦМ гидросети масштаба 1:50000000 для территории России выделились поля развития аномальных положительных неотектонических движений земной поверхности (рис. 1) и своеобразные линии, соединяющие данные поля. Линии могут трактоваться как неотектонические напряженные направления. Апробирование метода по территории России дало положительные результаты. Аномальные поля и неотектонические направления принципиально совпали с традиционными, кроме того, определились совершенно новые. Так, для северо-восточной и центральной частей России вырисовались такие неотектонические напряженные направления, как Орел-Воронеж, Владимир-Пенза, Архангельск-Киров-Ижевск (рис. 2). Кроме неотектонической нагрузки на карте показаны линеаменты, дешифрованные по космическим фотоснимкам. Наблюдается параллельная направленность линеаментов и неотектонических напряженных направлений.

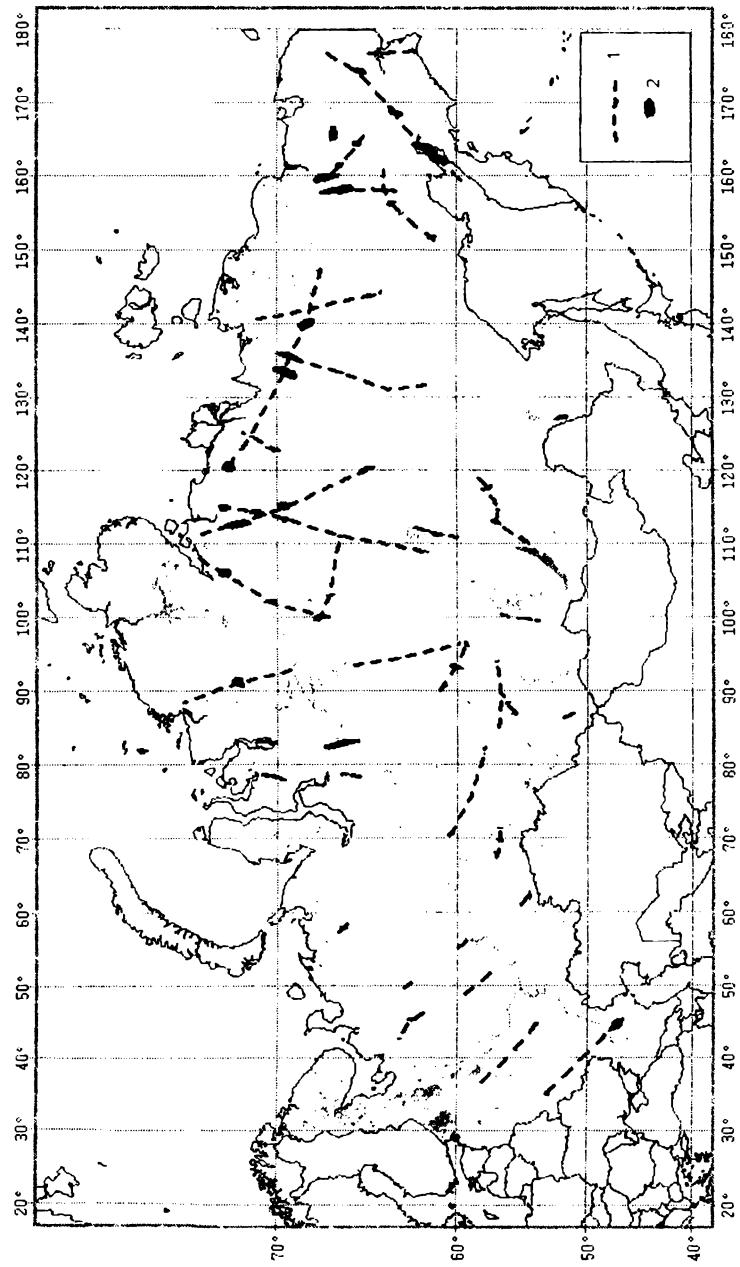


Рис. 1. Неотектоническая активность территории России: 1 - неотектонические напряженные направления, 2 - поля аномальных положительных неотектонических движений

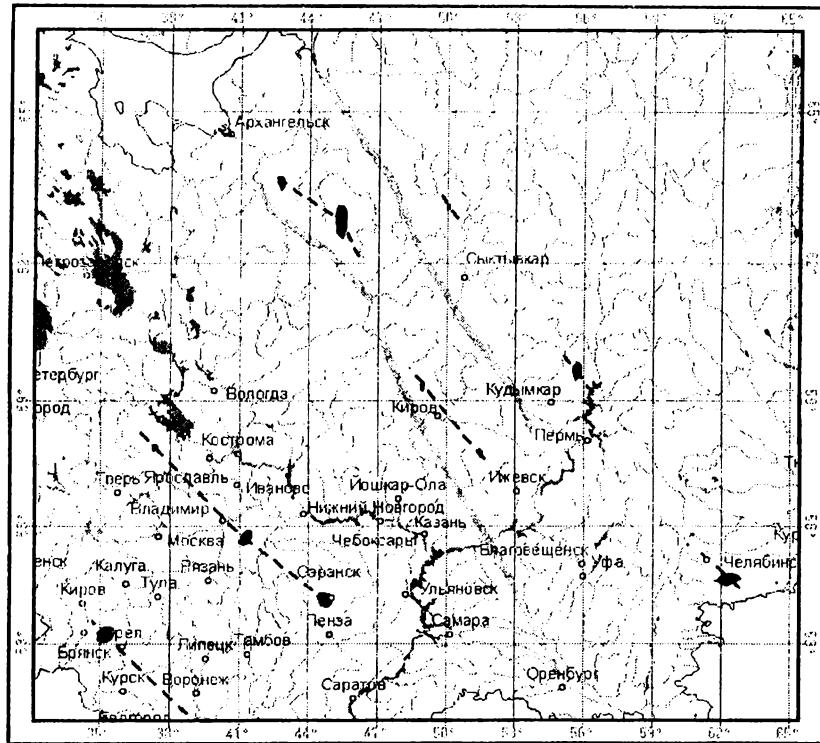


Рис. 2. Неотектоническая активность центральной и северо-западной части территории России

В результате обработки ЦМ гидрологической сети масштаба 1 : 500 000 для территории Пермской области отстроилась карта развития положительно-аномальных неотектонических движений земной поверхности (рис. 3). Основное неотектоническое напряженное направление – Октябрьский - Кунгур - Верхнечусовские Городки и Соликамск - Чердынь, субуральского классического простирания, связанное с Уфимским амфитеатром и залежами солей Верхнекамского месторождения, осложненное субперпендикулярными аномальными «всплесками». Альтернативно отстроилась карта развития полей относительного неотектонического опускания (рис. 4).

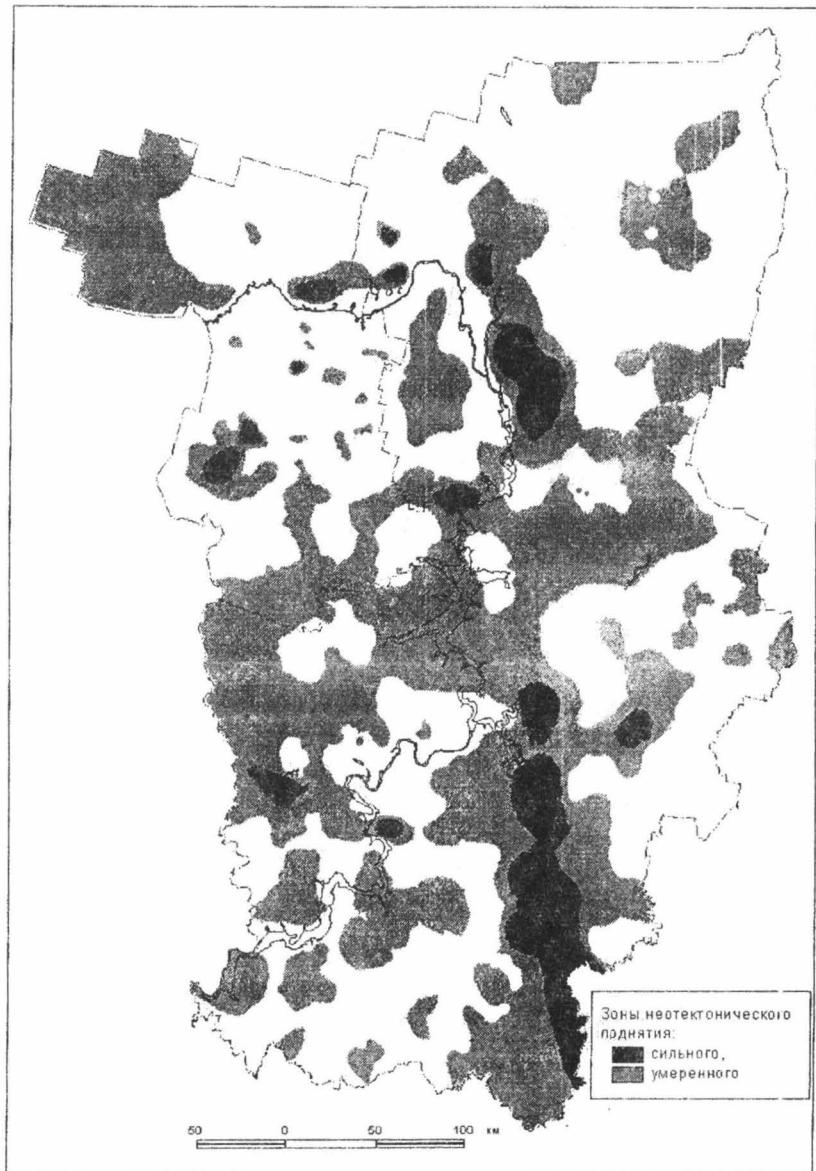


Рис. 3. Неотектоническая активность (положительные движения) территории Пермской области

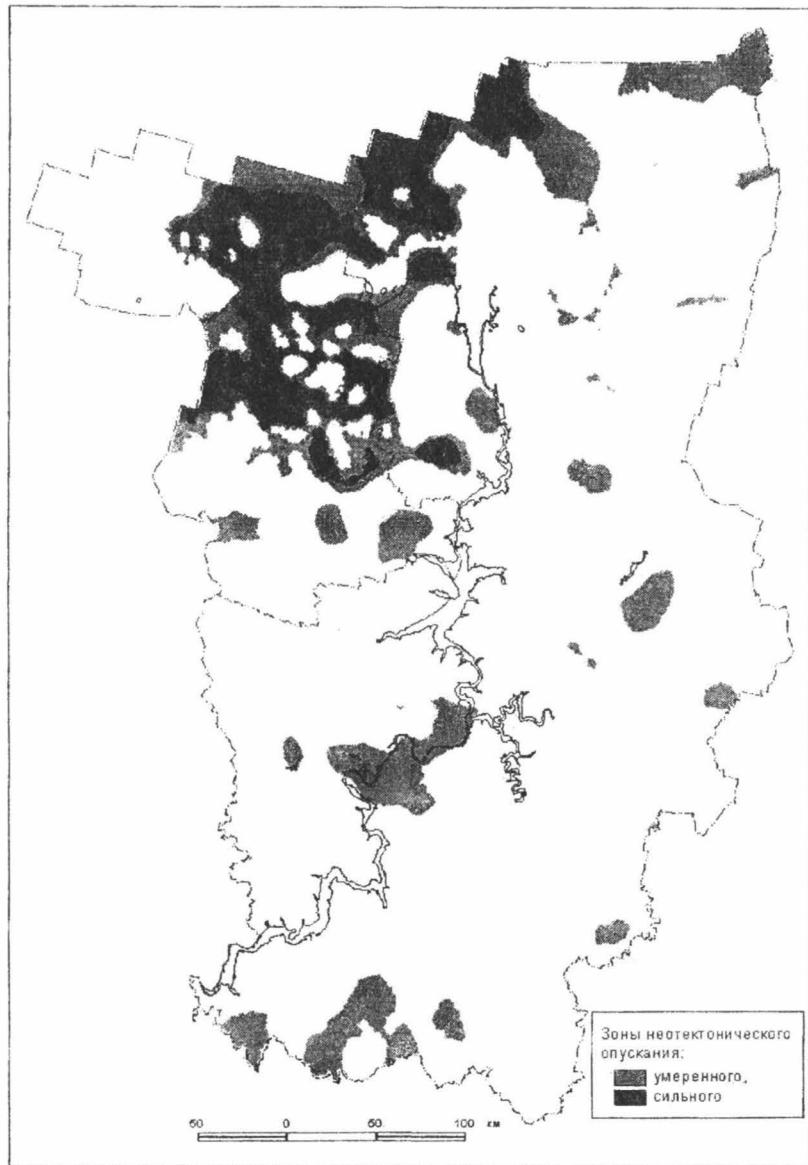


Рис. 4. Неотектоническая активность (отрицательные движения) территории Пермской области

Наибольшее неотектоническое опускание имеет территория бассейна верховьев р. Камы (долины пр. Коса, Лолог, Лупья, Лель). Полученные результаты могут стимулировать дальнейшие интересные исследования в данном направлении.

### *Библиографический список*

1. [www.esri.com](http://www.esri.com) © 1992-2002 гг. Environmental Systems Research Institute, Inc.

**В.П. Молошаг, В.А. Прокин,**

**В.Н. Удачин\*, Е.И. Сорока**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

\* Институт Минералогии УрОРАН, г. Миасс

## **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ САФЬЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

Нами изучалось распределение содержаний редких, рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) в вулканических и субвулканических породах кислого ряда, которые пространственно и генетически связаны с рудными телами Сафьяновского месторождения (Средний Урал). Материал проб отбирался в карьере. Мы ограничились десятью пробами с расчетом дублирования каждой из выделенных разновидностей пород (табл. 1).

Наряду с РЗЭ определялись Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sr, Mo, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U и, кроме того, выполнялись силикатные анализы пород. Приведенный перечень элементов в литературе для «свежих» разновидностей пород, не подвергнутых воздействию вторичных, гидротермальных изменений, обозначается единым термином в качестве редких элементов. С процессами колчеданного рудообразования непосредственную связь имеют концентрации Cu, Zn, Ga, Ba, Tl, Pb, Bi, Co, Ni. Содержания этих элементов наряду с другими могут быть одним из качественных критериев оценки влияния рудообразующих процессов на развитие гидротермальных изменений рассматриваемых пород.

Анализы проб на РЗЭ, редкие и рассеянные элементы выполнялись Д.З.Журавлевым в ИМГРЭ на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6000. В качестве внутреннего стандарта использовался вводимый в каждую пробу раствор In заданной концентрации. Кислотное вскрытие проб (навески по 100 мг) проводилось смесью 2 мл HF, 3 мл HCl и 1 мл HNO<sub>3</sub> в автоклавах с однокамерной реакционной емкостью при температуре 150 °C в течение 6 часов. После перенесения в сероуглеродные тигли кислотный экстракт дважды упаривался досуха с добавлением концентрированной азотной кислоты. Конечная аликвота для анализа объемом 100 мл сводилась к 1 Н раствору HNO<sub>3</sub>. Результаты анализа РЗЭ приведены в таблице 2. Анализы редких и рассеянных элементов отражены в таблице 3.

Соотношения содержания редких земель в целом соответствуют таковым для свежих, неизмененных разностей кислых пород. Однако есть и различия. Они проявляются в отчетливо более низких значениях содержания РЗЭ в рассматриваемых породах, что проявляется на уровне значений содержания каждого из рассматриваемых элементов, а также их суммы (см. табл. 2). Результаты анализов РЗЭ показывают наличие устойчивого минимума концентрации европия в пробах, что показывают данные расчета величины Eu/Eu\*, которая представляет собой отношение измеренного содержания европия к средним геометрическим значениям приведенных к метеоритному стандарту концентраций самария и гадолиния [6]. Для свежих, неизмененных разновидностей пород данная величина близка к единице. Европиевый минимум отмечается и на спайдер-диаграммах содержания РЗЭ в исследуемых пробах (рис. 1, 2).

Подобный минимум содержания европия отмечается в измененных фациях кислых пород из активной гидротермально-магматической системы Вулкано из Эоловой островной дуги, Италия [8]. Сохраняется подобие распределения нормированных содержаний РЗЭ при наличии минимума содержаний европия. Отрицательная аномалия европия установлена и в измененных туфах кислого состава из сульфатно-хлоридной геотермальной системы Национального парка Йеллунайф, Вайоминг, США [10]. Такая аномалия европия отмечается в кислых рудовмещающих вулканитах Александринского месторождения [4], а также в гидротермально измененных риолитах канадских месторождений Кидл-Крик, Онтарио, и Маттагами-Лейк, Квебек [11, 13].

Для диагностики исходных эквивалентов пород привлекались диаграммы распределения редких элементов, на которых в качестве координат используются отношения Zr/TiO<sub>2</sub> и Nb/Y [12]. По результатам анализов (см. табл. 3) большая часть проб на данных диаграммах

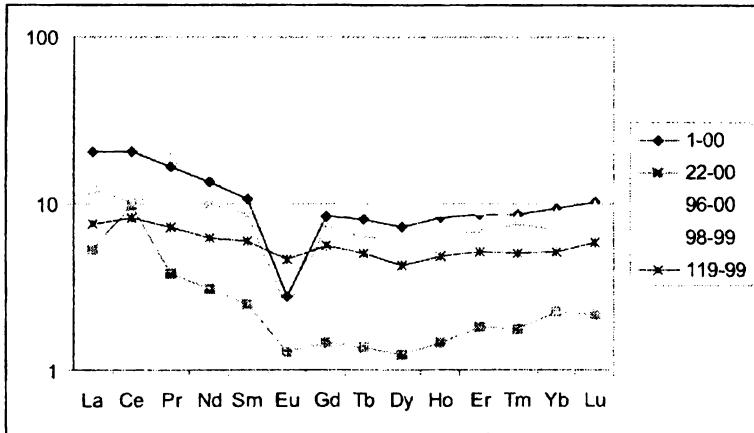


Рис. 1. Нормированные по хондриту графики содержаний редкоземельных элементов в субвулканических породах Сафьяновского месторождения (McDonough, Sun, 1995)

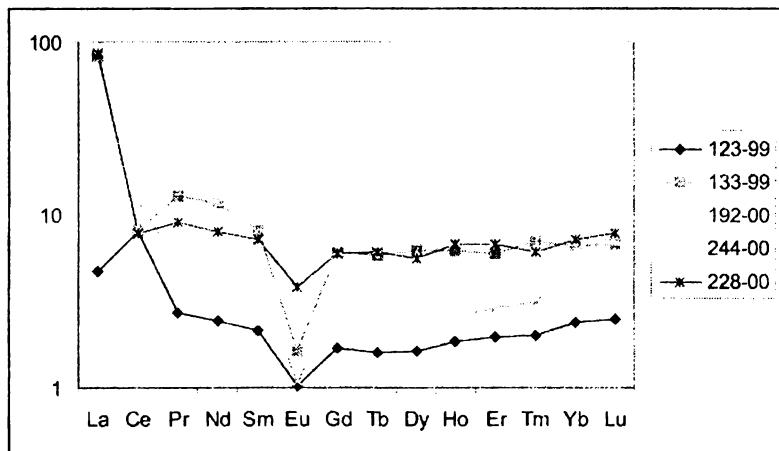


Рис. 2. Нормированные по хондриту графики содержаний редкоземельных элементов в субвулканических породах Сафьяновского месторождения (McDonough, Sun, 1995)

Таблица 1

Краткая характеристика проб рудовмещающих субвулканических пород Сафьяновского месторождения

№ п/п	Проба	Описание материала проб
1	1-00	Кварцевый порфир серицитизированный
2	22-00	Серицит-кварцевый метасоматит с лимонитом по кварцевому порфиру
3	96-00	Дайка окварцованных кварцевого порфира, сульфиды
4	98-99	Кварцевый порфир серицитизированный и хлоритизированный с гематитом
5	119-99	Измененный рассланцованный фельзитовидный риодазит, плагиоклаз до 40%, сульфиды.
6	123-99	Измененная брекчия дакитов с карбонатами до 25%, плагиоклаз до 30%, сульфиды
7	133-99	Измененные кварцевые порфирь, плагиоклаза до 50%
8	192-00	Кварцевый порфир серицитизированный, хлоритизированный с лимонитом
9	244-00	Вторичный кварцит с карбонатами - до 20%
10	228-00	Дайка измененных кварцевых порфиров, плагиоклаза до 40%, лимонит

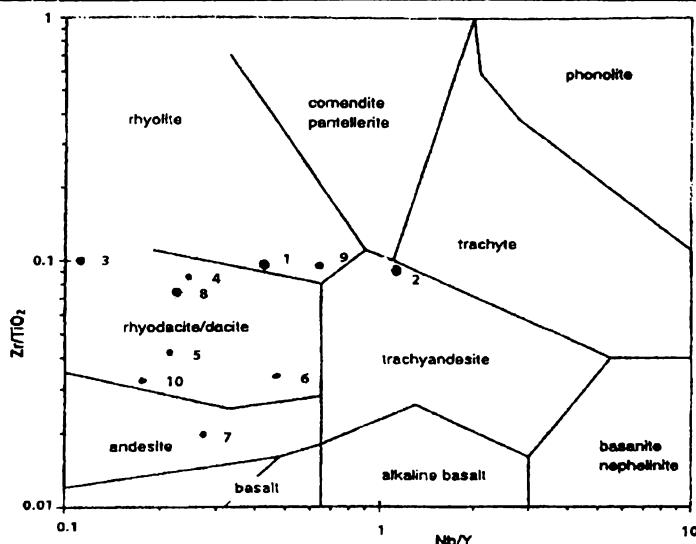


Рис. 3. Фигуративные точки состава субвулканических пород на диаграмме  $Zr/TiO_2$  –  $Nb/Y$

Таблица 2  
Содержание редких земель в рудовмещающих субвуликанических породах Сафьяновского месторождения, г/т

Проба	1-00	22-00	96-00	98-99	119-99	123-99	133-99	192-00	244-00	228-00
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
La	4.847	1.271	6.589	2.867	1.788	1.111	19.454	2.777	1.473	20.578
Ce	12.493	5.971	16.275	6.178	4.963	4.814	4.917	5.100	7.335	4.711
Pr	1.535	0.356	1.910	1.098	0.664	0.251	1.194	0.713	0.493	0.841
Nd	6.067	1.421	7.435	4.550	2.852	1.111	5.330	3.226	2.008	3.643
Sm	1.557	0.365	2.014	1.274	0.880	0.315	1.187	1.015	0.560	1.058
Eu	0.155	0.073	0.340	0.128	0.260	0.058	0.091	0.109	0.061	0.215
Gd	1.667	0.292	2.265	1.449	1.100	0.338	1.196	1.184	0.598	1.173
Tb	0.286	0.050	0.361	0.222	0.181	0.058	0.210	0.216	0.093	0.218
Dy	1.759	0.306	2.061	1.546	1.051	0.404	1.501	1.434	0.539	1.367
Ho	0.445	0.080	0.488	0.356	0.265	0.101	0.336	0.379	0.137	0.364
Er	1.379	0.287	1.459	1.075	0.827	0.315	0.947	1.140	0.464	1.081
Tm	0.210	0.044	0.203	0.187	0.124	0.050	0.171	0.160	0.078	0.149
Yb	1.480	0.361	1.405	1.105	0.826	0.386	1.064	1.158	0.525	1.137
Lu	0.248	0.053	0.236	0.190	0.144	0.061	0.163	0.177	0.091	0.189
$\Sigma$ REE	34.128	10.930	43.041	22.225	15.925	9.373	37.761	18.788	14.455	36.724
Eu/Eu*	0.293	0.682	0.418	0.287	0.806	0.542	0.233	0.303	0.321	0.588

Таблица 3  
Содержание редких элементов (э/м) в рудообогащаемых суббуоланических породах Сарьянновского месторождения

Проба	1-00	22-00	96-00	98-99	119-99	123-99	133-99	192-00	244-00	228-00
Ве	0.497	0.488	0.692	0.609	0.410	0.612	0.382	0.856	0.531	0.497
Sc	3.535	1.485	3.189	3.638	4.582	2.303	2.395	1.969	1.439	6.286
Ti	543.567	564.597	338.111	540.331	1336.26	1138.90	418.999	540.331	485.327	1396.12
V	8.371	2.131	1.713	1.992	20.056	23.121	3.231	1.210	1.117	18.385
Cr	333.838	181.775	178.280	167.793	163.248	204.497	232.463	140.526	98.578	114.658
Mn	38.093	16.985	65.797	96.800	32.322	234.166	29.353	93.996	420.510	70.910
Co	0.844	0.728	36.019	8.891	3.682	10.806	2.249	0.927	0.637	1.308
Ni	17.425	9.801	284.257	82.878	21.042	68.111	27.872	13.364	7.789	10.835
Cu	26.014	260.135	1344.66	42.351	83.193	28.401	18.725	27.899	18.473	55.420
Zn	337.329	154.883	720.598	303.202	836.104	150.945	175.884	115.506	1903.21	513.213
Ga	8.607	10.538	8.957	8.474	9.271	9.247	5.480	8.969	8.969	8.993
Rb	8.387	8.085	15.620	0.642	11.118	9.936	1.047	3.439	5.460	0.866
Sr	51.451	30.266	16.371	51.314	37.144	35.493	32.604	58.880	39.345	72.225
Y	10.520	1.677	14.769	8.008	6.828	2.563	7.873	10.335	3.170	8.699
Zr	88.094	85.689	56.577	75.057	69.488	65.691	71.766	73.158	77.462	75.563
Nb	4.505	1.877	1.626	1.945	1.473	1.208	1.996	2.206	2.013	1.507
Mo	1.141	0.627	5.096	0.783	1.149	0.811	0.909	0.568	0.399	0.460
Cs	0.910	1.748	0.985	0.057	1.154	1.383	0.127	0.744	0.718	0.559
Ba	364.392	481.831	581.710	111.952	537.807	316.099	22.440	272.196	194.269	178.903
Hf	2.969	2.577	1.994	2.666	2.005	1.904	2.565	2.465	2.678	2.106
Ta	1.761	0.147	0.177	0.181	0.226	0.114	0.241	0.259	0.194	0.122
W	2.604	3.529	2.323	1.050	2.086	1.601	0.895	1.076	0.767	1.759
Tl	0.729	2.713	1.246	0.342	1.131	0.519	0.509	0.425	0.283	0.350
Pb	45.410	24.513	32.148	11.352	14.969	5.264	33.053	72.535	12.658	25.719
Bi	0.126	0.055	9.762	1.358	0.515	2.622	0.393	0.418	0.184	0.120
Th	2.644	1.215	2.358	1.667	1.239	0.899	1.417	0.038	1.157	1.429
U	2.041	1.963	1.500	1.202	1.246	1.067	3.199	1.257	1.985	0.884
Nb/Y	0.428	1.119	0.110	0.243	0.216	0.471	0.254	0.221	0.635	0.173
Zr/TiO <sub>2</sub>	0.096	0.090	0.100	0.083	0.031	0.034	0.102	0.081	0.095	0.032

попадает в поле дацитов и риодацитов. Две пробы из них попадают в поле риолитов (точки 1, 9 на рис. 3; пробы 1-00 и 244-00) и одна – в поле андезитов (точка 7 на рис. 3; пробы 133-99). Все анализируемые 10 проб соответствуют в целом ранее выделенной рудоносной базальт-андезит-дакит-риодацитовой субформации Режевской зоны [3].

Основными концентраторами РЗЭ в свежих, не измененных разностях кислых пород являются акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит и эпидот [5, 9]. Апатит в виде единичных зерен отмечается во всех исследуемых пробах. Редкая встречаемость апатита согласуется с незначительным содержанием фосфора в породах. Нами не исключается присутствие ортита в рассматриваемых породах, косвенным доказательством чему являются описанные в литературе находки данного минерала в рудах Новоберезовского колчеданного месторождения, Рудный Алтай [2]. Сфен по всей видимости присутствовал в исходном, неизмененном субстрате пород. Доказательством этому является практическое повсеместное присутствие групп изометрических или квадратных очертаний зерен анатаза во вкрапленных рудах и измененных породах. Особенностью состава этих зерен является практическое отсутствие измеримого количества, содержания примесей. Они хорошо узнаются в отраженном свете по своей прозрачности и высокой отражательной способности. Анатаз может образоваться за счет перекристаллизации тонкозернистых аморфных агрегатов рутила. Образование рутила за счет сфена описывается рекцией:  $\text{CaSiTiO}_5 + \text{CO}_2 = \text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3 + \text{TiO}_2$  [7]. Эпидот на разрабатываемых участках месторождения не наблюдается [1].

Исследуемые породы отличаются пониженным, по сравнению с исходными, свежими их аналогами, содержанием титана и фосфора [5]. Причиной этому является установленный ранее частичный вынос титана [1]. Хотя нельзя исключить, что в процессах гидротермальных изменений пород выносилась некоторая часть фосфора, однако его содержание в рассматриваемых пробах существенно не отличаются от состава исходных их аналогов [3]. Вероятным носителем РЗЭ остается апатит, который наблюдается в шлифах измененных пород и руд. Если принять во внимание возможное присутствие монацита, то носителем РЗЭ в целом являются минералы фосфора, фосфаты. Распределение РЗЭ в породах подобны таковым для апатитов ранее исследованных в свежих, неизмененных разностях гранитоидов, это касается и монацита. В том и другом случае наблюдается европиевый минимум [5, 9].

Таким образом, на примере исследований геохимии редкоземельных и редких элементов подвергнутых гидротермальным изменениям рудовмещающих пород Сафьяновского месторождения показана

возможность их использования для диагностики исходных пород, что в последующем позволит уточнить их роль в процессах локализации и генезиса руд. Распределение РЭ в породах подобны распределениям в апатитах, из чего следует, что состав данного минерала можно рассматривать в качестве одного из геохимических индикаторов природы субстрата локализации колчеданного рудообразования.

### *Библиографический список*

1. Грабежев А.И., Молошаг В.П., Пуртов В.К. Поведение алюминия и титана при кислотном метасоматозе на колчеданных месторождениях Урала // Геохимия. 2002. № 2. С. 169 – 183.
2. Демин Ю.И., Сергеева Н.Е. Редкоземельная минерализация на Новоберезовском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. 1982. Т. 24. № 4. С. 95 – 100.
3. Коровко А.В., Грабежев А.И., Двоеглазов Д.А. Метасоматический ореол Сафьяновского цинково-менного месторождения (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 692 – 695.
4. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. Миасс, 1998. 228 с.
5. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Распределение редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов Урала // Геохимия. 2004. № 3. С. 254 – 269.
6. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. No. P. 223 – 253.
7. Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer// Chem. Geol. 2000. V.172. P.131.
8. Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A. Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 88. P. 325.
9. Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chapell B.W. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach // J. Petrol. 2000. V. 41. No 9. P. 1365 – 1396.
10. Lewis A.J., Palmer M.R., Sturchio N.C., Kemp A.J. The rare earth element geochemistry of acidic-sulphate and acidic-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. No. 4. P. 695 - 706.
11. Pan Y., Fleet M.E., Barnett R.L. Rare-earth mineralogy and geochemistry of the Mattagami Lake volcanic massive sulfide deposit // Canad. Miner. 1994. V. 32. No 1. P. 133 – 147.
12. Paulick H., Hermann W., Gemmell J.B. Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (Northern Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore // Econ. Geol. 2001. V.96. P. 1175.
13. Schandl E.S., Gorton M.P. Postore mobilization of rare earth elements at Kidd Creek and other Archean massive sulfide deposits // Econ. Geol. 1991. No 7. P. 1546 – 1553.

ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИИ И  
МИНЕРАЛОГИИ  
АЛМАЗНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



## К 60-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ РОССИИ

Общепризнано, что первый алмаз России был найден якобы «с подачи» А. Гумбольдта в 1829 г. на Адольфовской россыпи Крестовоздвиженских промыслов (ныне пос. Промысла), где производилась разработка золотоносных россыпей [1–8].

Мало известно, что находка эта была не случайной и явилась результатом выводов и рекомендаций русских геологов, а не итогом рассуждений А. Гумбольдта о сходстве геологического строения Бразилии и Урала.

Когда в 1819 г. на Урале была открыта платина в виде спутника золота в россыпях, русские геологи обратили внимание на сходство состава тяжелой фракции уральских россыпей и россыпей Бразилии. Появилась надежда на обнаружение российских алмазов. Еще в 1824 г. начальник Гороблагодатских заводов Н. Мамышев<sup>1</sup> давал распоряжения о поисках алмазов в золотоплатиновых россыпях. Бывший проездом на Гороблагодатских заводах, М. фон Энгельгардт без ссылки на уральских геологов привел соображения о возможности обнаружения алмазов на Урале в письме ректору Дерптского университета Эверсу. Письмо было опубликовано в 1826 г. в *Journal de St.-Petersbourg* (1826, № 118). Нет сомнения, эта статья была прочтена А. Гумбольдтом. Ответ на эту статью с комментариями Н. Мамышева был напечатан в Горном журнале (1826, ч. IV, кн. XI). Граф Полье, супруг владелицы Бисерского завода, в дачах которого располагалась Адольфовская россыпь Крестовоздвиженских промыслов, летом 1829 г. дал распоряжение промывать вторично грубые шлихи, остающиеся после промывки золотоносных песков. В результате 5 июля (старого стиля) четырнадцатилетним П. Поповым был найден первый алмаз России. Вскоре после этого было найдено еще два алмаза. В течение же 1829 г. было обнаружено 4 кристалла.

В последующие годы в разных районах Урала отмечались единичные находки. Всего к 1938 году было обнаружено около 300 кристаллов уральских алмазов [3, 4].

В 1937 г. при добыче золота старатель Колыхматов в Ершовом логу в районе Кусье-Александровского завода (ныне пос. Кусья) нашел

в шурфе 2 алмаза [3]. Это оживило интерес к уральским алмазам, и с 1938 г. на Урале, впервые в СССР, в широких масштабах стали проводиться поисковые и разведочные работы. К участию в них были привлечены институты ВСЕГЕИ, ВИМС, Механобр, трест «Золоторазведка». В результате проведенных в 1938–1939 гг. поисковых работ на Среднем Урале были открыты алмазоносные россыпи. На базе выявленных месторождений Комитет по делам геологии при СНК СССР организовал опытную добычу алмазов, которую с 1941 г. производил трест «Уралзолото» [1, 6, 7].

В сентябре 1946 г. в Пермской области начало действовать первое в Советском Союзе предприятие алмазодобывающей промышленности – прииск Уралалмаз. В 2006 г. Пермский край вправе праздновать очередной юбилей – 60-летие алмазодобывающей промышленности России, у истоков которой стояли пермские геологи, граф Полье, П. Попов и старатель Колыхматов (по основной профессии печник). Было бы исторически справедливо дополнить список первооткрывателей именами графа Полье и старателя Колыхматова. Вполне возможно, что в Кусье еще живут родственники последнего, т. к. в 50-е гг. ХХ в. он работал забойщиком на разведке койвенских россыпей. В то время ему было около 40 лет.

### *Библиографический список*

1. Годован С.А. Алмазоносность Молотовской области. Доклад на Конференции Академии Наук СССР по изучению производительных сил Молотовской области 29 ноября 1945 г. Молотов: ОГИЗ, 1946.
2. Извлечение из письма одного пугешественника, писанного им с Уральских гор к ректору Дерптского университета, статскому советнику Эверсу; с замечаниями бывшего начальника Гороблагодатских заводов г. Мамышева // Горный журнал. 1826. Ч. IV, кн. XI.
3. Ложкин В.В. Алмазы на Урале (находки с 1829 по 1940 год). Прииск Ис. 1942.
4. Мельников М.П. Алмаз, его месторождения, разработка и промышленность // Горный журнал. 1891. Т. 3.
5. Соловьев Н.А. Алмазы на Урале. Доклад, читанный в Обществе Уральских Горных Техников 13 февраля 1903 года // Уральское горное обозрение. 1904. №2.
6. Филиппов К. Долгий путь алмаза // ЭКШН. 2002. № 5 (ноябрь).
7. Энгельгардт М. Надежда на открытие алмаза на Урале // Journal de St. Petersbourg. 1826. № 118.
8. Энгельгардт М. О месторождении алмазов в хребте Уральском // Горный журнал. 1831. Ч. II, кн. VI.

Л.П. Нельзин, М.В. Булдаков, П.В. Цыганок  
А.П. Лемешко\*, Г.В. Дружинин\*  
ООО «Горная компания «Эдельвейс», г. Пермь  
\* ООО «Геосервис», г. Киров

## ОСВОЕНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРОБОВАНИЯ МЕТОДА АМТЗ ПРИ ПОИСКАХ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ В УСЛОВИЯХ ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

При выборе эффективного и сравнительно недорогого геофизического метода поисков первоисточников алмазов классического трубчатого типа и других эндогенных источников было принято предложение апробировать метод аудиомагнитотеллурического зондирования (АМТЗ) с использованием тензорной четырехканальной аппаратуры – АКФ-4. Подобная аппаратура позволяет измерять две составляющие – электрического и два – магнитного полей [1].

Преимущество метода АМТ-зондирования по сравнению с другими методами электроразведки заключается в следующем:

- высокая производительность и эффективность поисков кимберлитовых трубок, не выделяющихся при магниторазведке или перекрытых чехлом осадочных пород;
- изучение малоконтрастных по удельному сопротивлению аномалий трубчатого типа за счет реализации тензорных измерений;
- высокая надежность и более достоверная интерпретация полученных результатов;
- визуальный контроль за процессом зондирования непосредственно на точке наблюдения;
- большая глубинность изучения геоэлектрического разреза – от первых десятков метров до первых километров.

Впервые метод АМТЗ был применен на алмазоперспективных площадях в Якутии и Архангельской области и дал положительные результаты работы на трубках Амакинская (Мирнинский район) и Первомайская (Архангельская область) [6].

Опробование метода АМТЗ в условиях Западно-Уральской зоны, включая территорию Кировской области, было решено начать с изученных объектов, которые рассматривались нами как проблематичные диатремы и возможные коренные источники алмазов [2, 3, 4].

Два первых рекогносировочных профиля АМТ-зондирования были выполнены для заверки наиболее изученной диатремы Пермя-

ковская (Лысьвенский район), для которой по геолого-геофизическим материалам была уже составлена рабочая модель до глубины 250 м (рис.1) [5, 1, 7].

Первый профиль АМТ-зондирования был пройден через центральную часть диатремы Пермяковская, второй – в одном километре южнее, вдоль старой дороги ст.Кын – пос. Кын-завод. Результаты обработки материалов зондирования отображены до глубины 3000 м на геоэлектрическом разрезе (рис.2).

В центральной части этого разреза, среди дислоцированных терригенно-карбонатных пород карбона, отчетливо выделяются контуры диатремы по значениям кажущегося сопротивления от 50 до 200  $\Omega\text{m}$ . Общий вид диатремы Пермяковская напоминает бокал шириной до 900 м и глубиной до 1,0 км, к которому снизу подходит узкий канал, прослеженный АМТ-зондированием до глубины 3000 м. Ширина подводящего канала с глубиной уменьшается с 200 до 100 м.

На втором южном профиле АМТ-зондирования выделены две изометричные (в плане) низкоомные аномалии (рис.4) с диаметрами от 50 до 200 м. Эти АМТЗ аномалии совпадают с объектами, выделенными нами по результатам дешифрирования аэрофотоснимков в конце 80-х гг. прошлого века.

По результатам АМТ-зондирования двух профилей составлен упрощенный план-срез для глубины 300-400 м (рис.3), на котором видны взаимоотношения низкоомных аномалий в районе диатремы Пермяковская.

В районе Кыновского участка нами изучено еще несколько подобных диатрем. Из них наиболее интересной и крупной является диатрена Щербаковская, подробно описанная в геологическом отчете Л.П. Нельзина за 2004 г. В отвалах старых шахт (по добыче железной руды) в районе Щербаковской диатрены обнаружены выветрелые ультраосновные порфировидные породы. В протолочных пробах этой породы найдены минералы: оливин (в т.ч. и псевдоморфозы по оливину), хромшпинелид, пироп-альмандин, ромбические и моноклинные пироксены, серпентин, вулканический шлак. Никаких видов геофизических исследований на участке диатрены Щербаковская ранее не проводилось. К сожалению, и нашей группе из-за лимита времени не удалось выполнить АМТ-зондирование на этом участке.

Дальнейшая апробация метода АМТЗ была продолжена на участках отработанных железорудных месторождений Гаревознесенский и Кладбищенский, генетически связанных с корами выветривания по ультраосновным породам предположительно лампроит-кимберлитового ряда [2]. Гаревознесенский находится в 1,0 км севернее пос. Промысла (Горнозаводской р-н), восточнее перекрестка дорог Медведка-Уреф, Кладбищенский – в 0,5 км западнее пос. Промысла, в

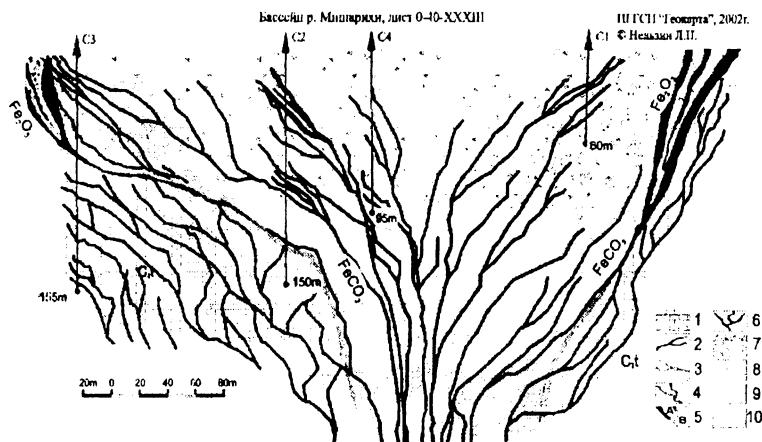


Рис. 1. Предполагаемый разрез коры выветривания Пермяковская-36, выполненной измененными: туфами, туффизитами, ксенотубобрекчиями, туфобрекчиями, ксенотуфолавами, кластолавами, туфоловавами - ультраосновного, щелочно-ультраосновного и основного состава:

1 - известняк; жилы: 2 - ксенотуфизит; 3 - туфа; 4 - измененных ультраосновных пород (от 0.001 до 1-1,5 м); 5 жилы: А - лимонита ( $Fe_2O_3$ ), В - сидерита ( $Fe_3CO_4$ ); 6 - черные жилы монтмориллонит-гидрослюдисто-углеродистого состава; 7 - глыбы кварцитопесчаников; зоны коры выветривания (предполагаемых) ультрабазитов; 8 - конечного гидролиза; 9 - начального гидролиза и гипергенной карбонатизации; 10 - выщелачивания и дезинтеграции

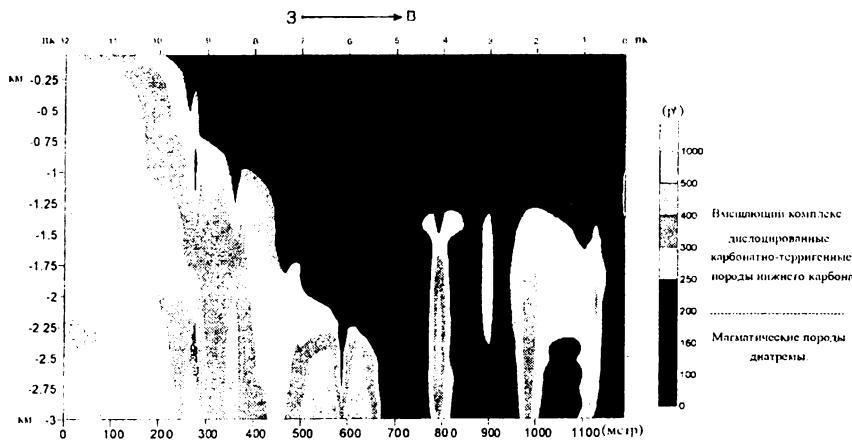


Рис. 2. Геоэлектрический разрез диатремы Пермяковская-36 – профиль по результатам работ методом АМТЗ-2003 г. Западный склон Урала, бассейн р. Мишарихи (О-40-ХХIII)

Рис. 3.

План удельных сопротивлений на глубине 300-400 м на участке Пермяковской диатремы. Расстояние между точками зондирования 100 м

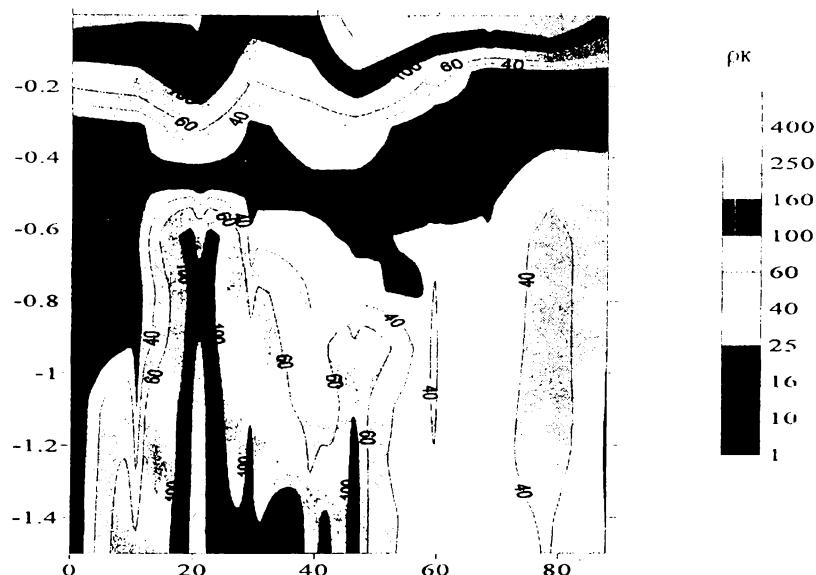
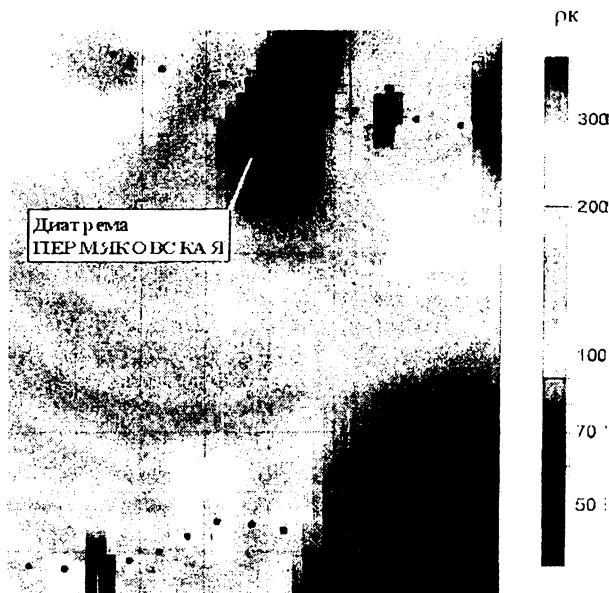


Рис. 4. Геоэлектрический разрез гаревознесенского рудника

районе алмазоносной Кладбищенской россыпи, открытой в 1939 г. Н.В. Лейцом на правом берегу р. Гаревки при опробовании высыпок кварцевой гальки в отвалах шахты по добыче бурого железняка.

В районе гаревознесенского рудника пройден один субширотный профиль АМТ-зондирования протяженностью 900 м (рис.4). Нулевой пикет профиля находится на перекрестке дорог Медведка-Уреф; остальные пикеты идут вдоль широтной дороги на бывший хутор Уреф. На запад профиль пройден до пикета (-1) из-за сильных помех ЛЭП.

На геоэлектрическом разрезе АМТ-зондирования гаревознесенского рудника, в интервале глубин 180 - 450 м, отчетливо выделяется субгоризонтальное силлообразное тело с низкими значениями кажущихся сопротивлений (1 - 25 рк). В западной части разреза тело вертикально опускается до глубины 1500 м.

В конце 80-х гг. ХХ в. восточнее нулевого пикета было пройдено несколько скважин глубиной до 100 м, вскрывших терригенные породы нижнего палеозоя. На геоэлектрическом разрезе стволы скважин попадают в поле пород с кажущимися сопротивлениями от 100 до 160 рк.

В районе кладбищенской алмазоносной россыпи пройдено два взаимно перпендикулярных профиля АМТ-зондирования, пересекающихся в центральной части карьера. На меридиональном геоэлектрическом профиле выделяется объект трубочного типа (рис.5). Форма трубы в верхней части разреза имеет омбообразные размытые контуры из-за мощного влияния ЛЭП. На глубине 900 м трубка приобретает форму изометричного канала диаметром до 100 м.

Распределение удельного сопротивления на площади кладбищенской алмазоносной россыпи показано на рис.6.

После получения положительных результатов АМТ-зондирования в условиях дислоцированных пород западного склона Урала было принято решение продолжить работы на восточной окраине Русской платформы (Кировская область, участки Лекминский и Кужвинский).

Лекминский участок находится в 60-70 км северо-западнее г. Кирова в Юрьянском и Слободском районах. Бассейн р. Лекмы занимает  $\frac{3}{4}$  участка. В 1902-1906 гг. на водоразделе рек Лекмы и Летки было найдено 5 кристаллов алмазов. Сведения об этих находках опубликованы в газете «Кировская правда» за 1958 г. (№ 163) с использованием архивных материалов по докладу штейгера Ивана Нейберга (1906 г.). В этой же статье дана примерная привязка находок алмазов.

Рекогносцировочные профильные работы по АМТ-зондированию на Лекминском участке проводились на локальных

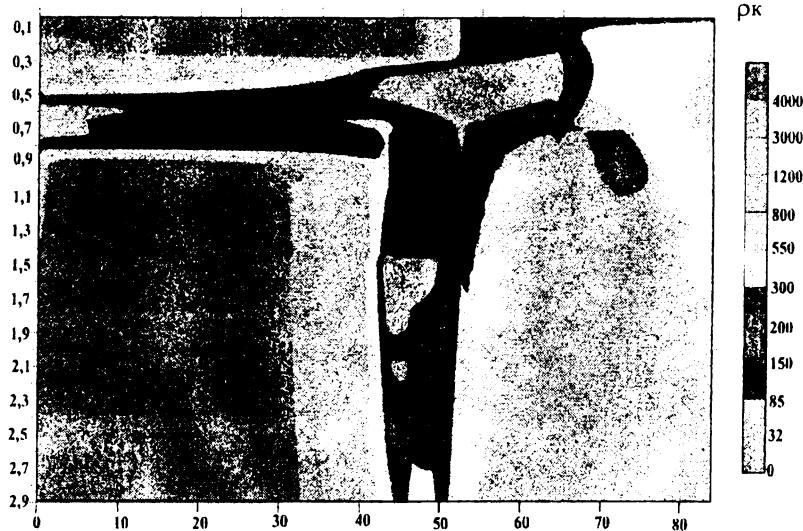


Рис. 5. Геологический разрез, алмазоносная кладбищенская россыпь

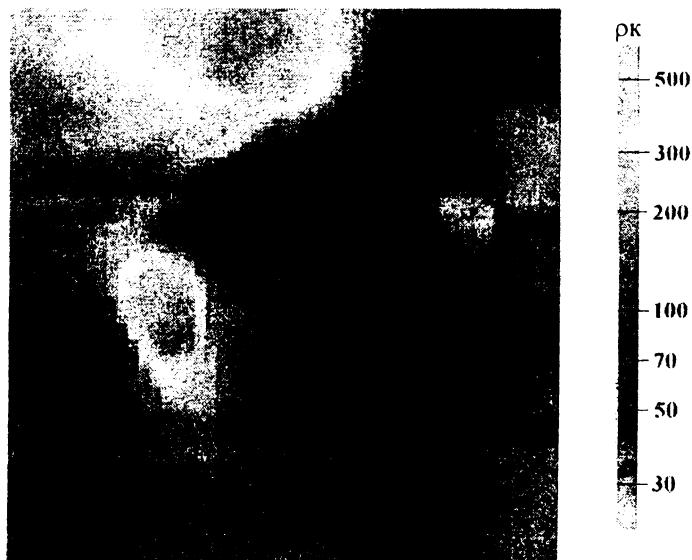


Рис. 6. План удельного сопротивления на участке кладбищенской россыпи

1 : 10000

$\lg \rho k$

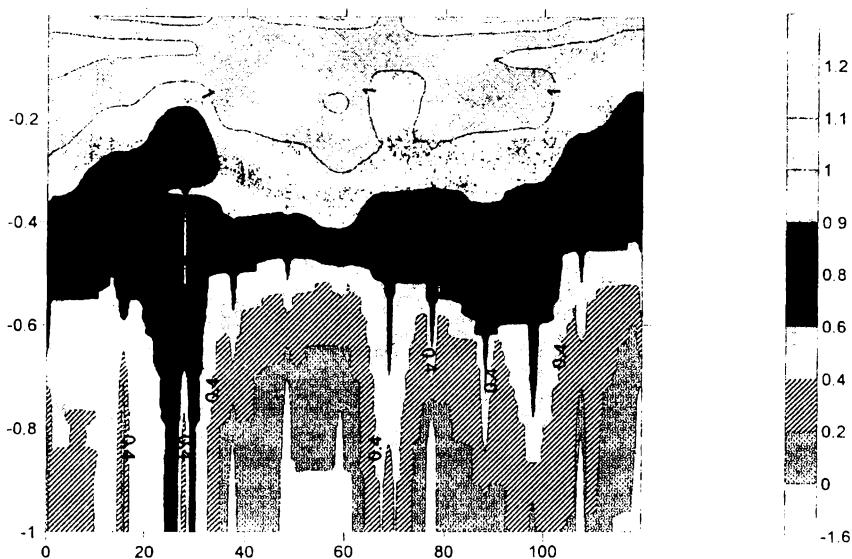


Рис. 7. Аномалия Ф-2. Геологический разрез по профилю I

1 : 10000

$\lg \rho k$

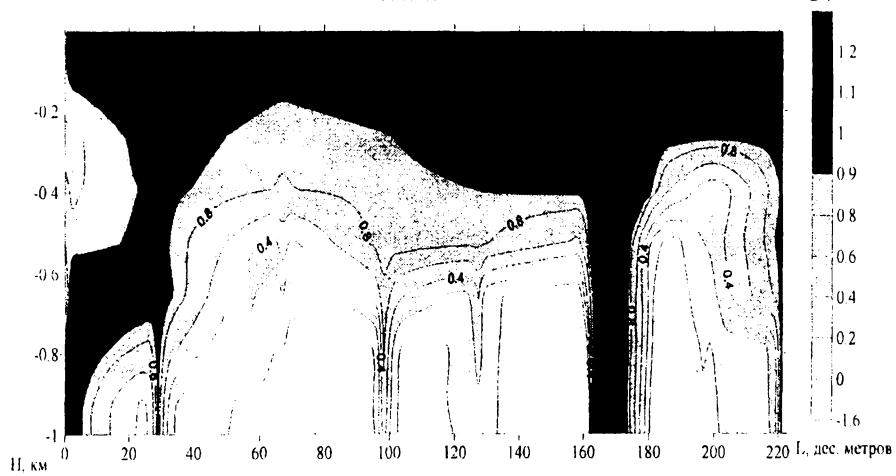


Рис. 8. Аномалия Ф-3. Геологический разрез по профилю I.  
Диатрема ЛЕКМИНСКАЯ

аэромагнитных аномалиях (ф-1, ф-2, ф-3, ф-4), а также в районе пос. Лифаново, где в протолочных пробах из терригенных пород триаса было обнаружено ураганное содержание кристаллов хромдиопсида. Непосредственно восточнее Лекминского участка в шлиховых пробах руслового аллювия р. Лекмы и ее притоков в 2001 г. были обнаружены сростки серпентина с магнетитом и хромшпинелидом и крупные (1,8 - 1,9 мм) кристаллы альмандина.

При обработке материалов АМТ-зондирования на всех аэромагнитных аномалиях были выделены геологические тела трубочного типа, которые по своим конфигурациям и малым удельным сопротивлениям (от 5 до 8  $\rho$ к) на фоне более высоких сопротивлений вмещающих пород напоминают трубы взрыва.

Наилучшие результаты получены в районе аэромагнитной аномалии ф-3 (на юге Лекминского участка), где выделяется мощное геологическое тело размерами по длинной оси более 250 м. На рисунке оно напоминает две слившиеся в верхней части разреза диатремы. К образовавшемуся «массиву», мощностью до 250 м, с глубины 1000 м подходят два подводящих канала диаметрами до 100 м. Среди вмещающих пород данный объект, названный диатрема Лекминская, выделяется повышенными значениями кажущихся сопротивлений (рис. 8).

По мнению авторов, диатрема Лекминская заслуживает особого внимания при поисках коренных первоисточников алмазов.

Интересные результаты по АМТ-зондированию получены нами и на Кужвинском участке, который находится на водоразделе рек Кужвы и Имы (правые притоки р. Камы). Здесь еще в 1988 г. при производстве аэрогеологического картирования в районе круглого болота (т.н. 161) была выделена проблематичная трубка взрыва [5]. Для подтверждения ее реального существования в районе круглого болота было пройдено 5 профилей АМТ-зондирования. По результатам проведенных работ построено 5 геоэлектрических профилей и площадная схема кажущихся сопротивлений. На основании полученных материалов по Кужвинскому участку подтверждилось наличие крупной диатрены (диаметром до 960 м). Трубообразной канал диатрены, без его существенного уменьшения с глубиной, прослежен АМТ-зондированием до глубины более 1400 м (рис.10). На разрезе хорошо просматривается слоистость горизонтально залегающих осадочных пород мощностью до 70 м, перекрывающих диатрому. Канал трубы по значениям кажущихся сопротивлений делится на две равные части. Южная половина отличается повышенным кажущимся сопротивлением на фоне вмещающих пород; северная по кажущимся сопротивлениям равна или почти равна сопротивлениям вмещающих пород. Несмотря на то, что эта часть диатрены по значениям  $\rho$ к мало отличается от вмещающих

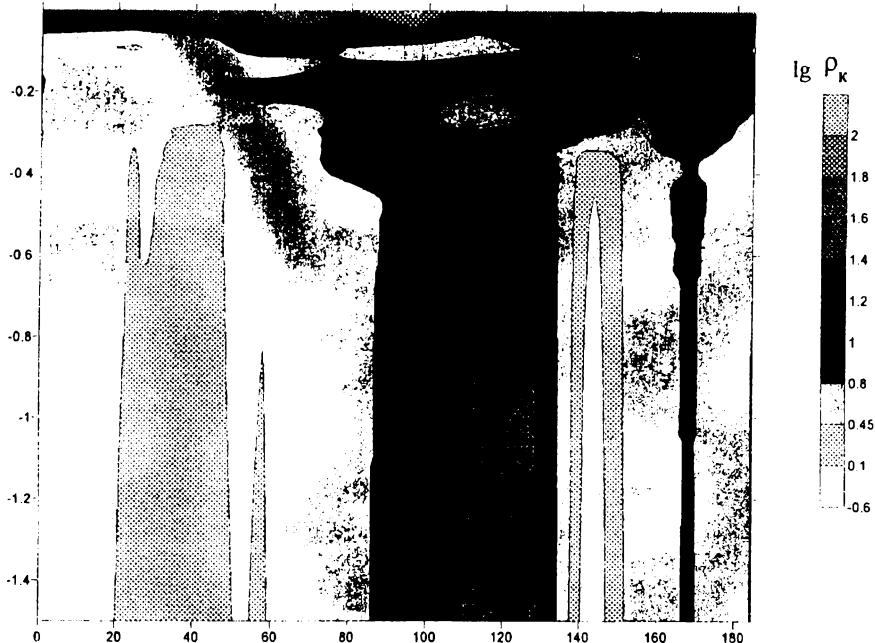
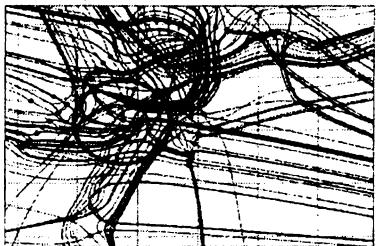


Рис. 9. Участок "Кужва". Диатрема Верхнекамская. Геоэлектрический разрез по профилю 4.



Рис. 11. Площадная схема изолиний векторов рк главного направления тензора импеданса на частоте 14 Гц. Трубка Амакинская. Якутия

Срез на частоте 100-105 Гц.



Срез на частоте 160-165 Гц.



Срез на частоте 80-85 Гц.



Срез на частоте 140-145 Гц.



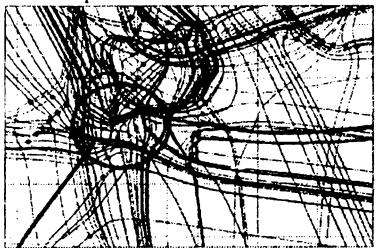
Срез на частоте 40-45 Гц.



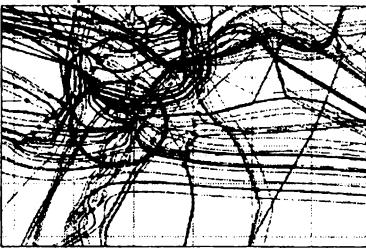
Срез на частоте 130-135 Гц.



Срез на частоте 20-25 Гц.



Срез на частоте 115-120 Гц.



960 480 0 480 960

Рис. 10. Диатрема Верхнекамская: изолинии главного направления тензора импеданса в интервале от 20 до 165 Гц. Азимутальное расположение приемных линий: юг-север, запад-восток

пород, она, несомненно, является ее составной частью. Доказательством высказанных утверждений служат восемь площадных схем изолиний вектора главного направления тензора импеданса в интервале от 20 до 165 Гц, что соответствует горизонтальным срезам на восьми уровнях глубин – от 2000 м (20 Гц) до 50 м (165 Гц) (рис. 10).

На всех восьми уровнях горизонтальных срезов видно как основная часть изолиний обтекает объект, устремляясь в зону контакта диатремы с вмещающими породами. Объяснение этому явлению находится в известной книге В.А. Милашева [1], где он пишет: «Вмещающие породы вблизи контакта интенсивно раздроблены и превратились в глиноподобную массу». Поскольку глины имеют самое низкое удельное сопротивление среди осадочных пород, то основная часть токов огибает диатрему, сопротивление которой значительно выше. Подобная картина наблюдается на Амакинской трубке (рис.12). Описанная выше диатрема названа Верхнекамской.

Параметры Верхнекамской диатремы:

средний диаметр – 960 м;

площадь – более 72 га;

глубина зафиксированная АМТ-зондированием – 1500 м;

объем до глубины 1000 м – 0,72 млн. руб.

Наряду с Верхнекамской диатремой на Кужвинском участке по результатам дешифрирования аэрофотоснимков выделено еще 5 предполагаемых диатрем. Все отдешифрированные диатремы, в т.ч. Верхнекамская, находятся на одной линии северо-западного простирания. Возможно, такая линейная связь обусловлена наличием разлома с таким же простирианием (рис.13).

В заключение следует сказать еще об одном интересном участке – «Петраково», который находится в районе д. Петраково Юрлинского района Коми-Пермяцкого национального округа. Здесь в 0,5 км севернее названной деревни, в 1960 г. при геологическом картировании под руководством Л.И. Лядовой пройдена скв. №1. На глубине 50 м в скважине были встречены порфировидные породы предположительно ультраосновного состава [5].

На Петраковском участке пройдено два профиля АМТ-зондирования. На геоэлектрических разрезах в точке пересечения широтного и меридионального профилей по значениям кажущихся сопротивлений (от 8 до 20 рк), на фоне низкого сопротивления вмещающих пород (от 0 до 8 рк), выделяется крупная диатрема, прослеженная до глубины 1000 м (рис.12). С глубины 600 м жерло диатремы резко расширяется и у поверхности достигает в диаметре 750-800 м. Канал диатремы (диаметром до 150 м) прослежен до глубины 1000 м. В честь опытного геолога-полевика и организатора геологической съемки листа 0-40-VI, диатрема на Кужвинском участке названа Лядовская.

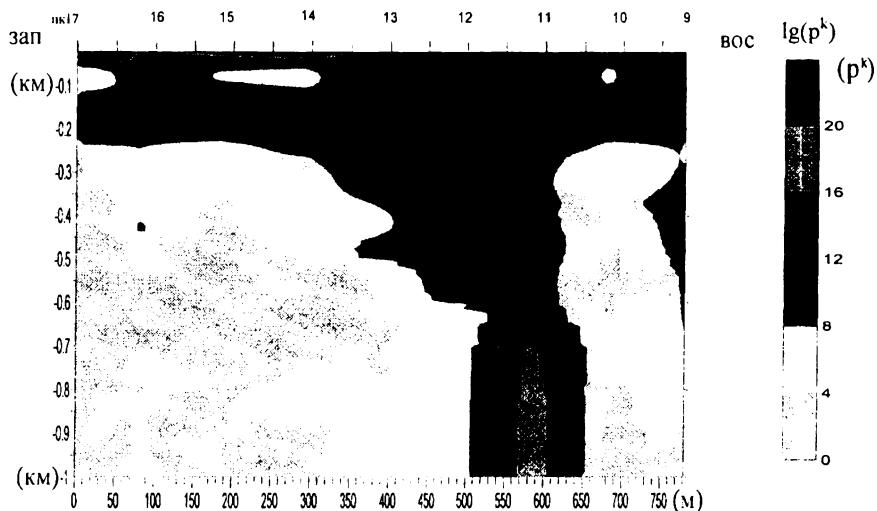


Рис. 12. Геоэлектрический разрез диатремы Лядовская. Профиль 2

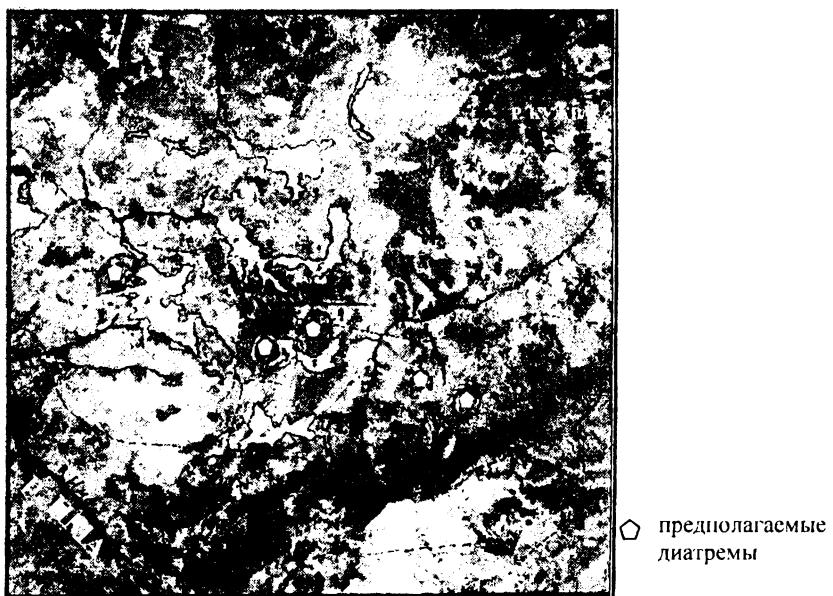


Рис. 13. АФС участка Кужвинский (Кировская область)

**Выводы.** Все описанные выше объекты, выявленные на протяжении последних 16 лет, подтверждены методом АМТЗ и перспективны для производства детальных поисковых работ на коренные первоисточники алмазов классического типа.

### **Библиографический список**

1. *Милашев В.А.* Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984.
2. *Нельзин Л.П.* Возможные источники алмазов Уральских россыпей // Геология и геологические ресурсы Западного Урала: Тез. докл. науч. конф. Пермь, 1993.
3. *Нельзин Л.П.* «Железные шляпы» и глинистые коры выветривания над телами мезозойских ультраосновных пород западного склона Урала // Тез. докл. 4-го Уральского петрографического совещания. Екатеринбург, 1997.
4. *Нельзин Л.П.* Перспективы поисков первоисточников алмазов и других полезных ископаемых на западном склоне Урала // Проблемы петрогенеза и рудообразования: Тез. докл. науч. конф. «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург, 1998.
5. *Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Савченко С.В., Захарова Т.И.* Первая находка кимберлитов и трубок взрыва в верхнем течении р. Кама // Уральский геологический журнал. 1999. № 3.
6. *Сараев А.К., Пертель А.И., Ларионов К.А.* Применение АМТЗ для поисков кимберлитовых трубок (каталог-справочник). СПб., 2000.
7. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В.* Петрология и минералогия Пермикновской диатремы на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003.

**А.А. Болотов**  
ООО «Эдельвейс-Поиск»

### **К ПРОБЛЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ УРАЛЕ**

Как известно, выветривание пород происходит под действием различных внутренних и внешних факторов. Внутренние факторы сводятся к особенностям состава горных пород. К внешним факторам можно отнести физические и преимущественно химические процессы, происходящие в зоне аэрации геологической среды.

Не менее важными являются также региональные факторы – климат, рельеф местности, тектоника, режим и химизм подземных вод. Местные факторы влияют на характер гипергенного преобразования пород в масштабе отдельных участков. Депрессионные зоны в значи-

тельной мере отличаются сложностью и длительностью процессов гипергенного выветривания по сравнению с сопредельными площадями. Основными из них являются структурно-тектонические особенности первичных пород, в частности, зоны дробления, по контактам которых горные породы различного состава переходят в соприкосновение друг с другом с усилением процессов выветривания, положения уровня эрозионного среза и грунтовых вод.

В зависимости от соотношения и интенсивности проявления внешних, региональных и местных факторов может, как известно, преобладать физическое или химическое выветривание. При химическом выветривании происходит перераспределение элементов, образуются новые минеральные формы, устойчивые в экзогенных условиях, – каолинит, галлуазит, гиббсит, оксиды и гидроксиды, карбонаты и сульфаты железа и марганца и т.д. В результате образуются остаточные коры выветривания. Им противопоставляются аккумулятивные коры выветривания – все континентальные обломочные горные породы, отложившиеся в период выветривания [1-4].

Аккумулятивные коры выветривания формируются преимущественно в зоне просачивания, опускаясь ниже ее границы только при особо благоприятных условиях для фильтрации на глубину поверхностных вод по зонам трещиноватости и дробления, которые теснейшим образом связаны с линейными корами выветривания [1]. В этом случае в объем понятия «кора выветривания», помимо типичного элювия, сохранившего структурные признаки исходных пород, входят также элювиально-делювиальные образования, утратившие эти признаки в результате частичного вертикального перемещения вещества в процессе выветривания (например, при формировании полых трещин и частичном выщелачивании известняков и доломитов с образованием карстовых полостей, а также инфильтрационных образований бурых железняков и марганцевых руд).

Характерной чертой рельефа Полюдово-Колчимского поднятия является присутствие линейно вытянутых понижений – депрессий, в которых обычно залегают наиболее интересные в отношении алмазоносности рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения.

В пределах депрессионных зон преобладают провалы тектонического происхождения, а на сопредельных площадях превалируют карстовые полости. В пределах карстовых зон, по-видимому, преобладают коры выветривания, возникшие в результате преимущественно физического разрушения горных пород, связанных с провалами, т.е. перемещением обломочного материала сверху вниз.

По преобладающим гипергенным минералам выделяются несколько типов кор выветривания, среди которых, на примере Урала, превалируют каолиновые коры выветривания в условиях влажного

палеоклимата гумидных районов. В сочетании с теплым климатом повышенная влажность способствует окислительным процессам.

Окислительная среда особенно неблагоприятна для равновесного состояния элементов, обладающих переменной валентностью. В такой обстановке элементы стремятся перейти из низшей валентности в высшую, разрушая тем самым кристаллическую решетку первичного минерала и повышая скорость его выветривания. Окислительные процессы более активно протекают выше уровня грунтовых вод – в зоне просачивания [8]. Воды этой зоны обогащены кислородом. Двигаясь вниз, они расходуют кислород на выветривание пород и ниже уровня грунтовых вод, в зоне застойных вод, приобретают восстановительный характер, и элементы вновь могут перейти в низшую валентность с образованием минералов зоны цементации, хорошо изученной на примере сульфидных месторождений.

По Н.А. Рослякову [5], в строении коры выветривания каолинового типа в пределах Колчимской антиклинали можно выделить четыре зоны (снизу вверх):

- 1) исходные породы, за счет которых развивается кора выветривания;
- 2) плотные и слабо дезинтегрированные породы начальной стадии выветривания;
- 3) каменный и структурный элювий;
- 4) глинистый структурный элювий.

Степень распространения кор выветривания площадей за пределами депрессий и сохранность их профиля коррелируются с длительностью развития древних поверхностей выравнивания и имеют обратную связь с интенсивностью расчлененности современного рельефа.

Относительно возраста кор выветривания у вицерских геологов нет единого мнения, потому что корообразование даже сравнительно небольшой территории Колчимской антиклинали происходило в течение нескольких эпох, среди которых можно выделить главные и второстепенные, охватывающие период от раннего палеозоя до четвертичного послеледникового.

По мнению Ю.В. Шурубора [10], промышленные концентрации алмазов своим проявлением обязаны преимущественно многостадийному выветриванию с образованием кор (конец раннего – начало позднего силура, предэмское время, конец среднего – начало позднего девона, ранний и средний карбон, эпохи мезокайнозоя). В ряде работ тот же автор развивает гипотезу о связи уральских алмазов с пикрит-калимончекитовым вулканизмом. Самая богатая алмазами зона отождествляется с участками совмещения мест сравнительно хорошей сохранности предпозднесилурийских, предэмских и мезозойско-кайнозойских продуктов выветривания пород алмазопродуктивной

вулканопульверизации. Эти дайки сопровождаются зонами предпозднесилурийской и девонской вулканопульверизации, представленной преимущественно импрегнациями и прожилками глинизованных, карбонатизированных и ожелезненного калилампрофирового (калимончекитового) материала.

Ю.В. Шурубор [8, 9] допускает, что имеет место зона особенно широкого распространения многостадийных (предлудловских, преддэмских и мезокайнозойских) кор выветривания по алмазопродуктивным породам предпозднесилурийского возраста, а также продуктов и недалекого переноса материала таких кор. Нам представляется, что коры выветривания формировались преимущественно после процессов осадконакопления.

К настоящему времени в пределах Колчимской антиклинали наиболее полно изучены мезозойско-кайнозойские коры выветривания. Реликты алмазоносных кор выветривания мезозоя и кайнозоя лучше всего сохранились в пределах Рассольниковой и других депрессий.

А.П. Сигов [6] на Урале выделяет шесть тектоно-климатических этапов мезозоя и кайнозоя, следы которых являются главнейшими в формировании россыпей алмазов Рассольниковой и Колчимско-Сторожевской депрессий. В течение первого этапа с глубинными разломами были связаны излияния лав. На Урале и в Зауралье проявления вулканизма носили явно платформенный характер и в большинстве случаев выражались в виде трещинных излияний.

Позднее, на втором этапе, развивались тектонические впадины, заполнявшиеся только осадочными породами по мере погружения их днищ. Эффузивная деятельность полностью прекратилась. Поровые трещины были заполнены обломочным материалом древних кор выветривания.

Общий характер тектоники принципиально изменился при переходе от второго к третьему тектоническому этапу. Дифференцированные блоковые движения на самом Урале почти полностью прекратились. Конец юрского и особенно меловой периоды были тектонически наиболее спокойными. В эти периоды протекали наиболее длительные процессы мезозойского корообразования, в т.ч. образования линейных кор выветривания.

Обнаружение в пределах Колчимско-Сторожевского участка интрузивных пирокластитов вдоль северной окраины Ново-Колчимской депрессии и связь их с россыпями, особенности залегания их жил и даек, круто падающих в южном направлении, петрографические исследования прямо указывают на их магматическую природу.

Красно-бурые пирокластиты, распространенные далее на восток вдоль Рассольниковой депрессии, имеют сходную природу. Предыду-

ющие исследователи относили эти осадки к миоцену или к туффизитам. Однако красноцветы Ново-Колчимской депрессии глубокого среза и красноцветы водораздела рек Сторожевой и Большого Колчима, Рассольной и Ефимовки (Рассольниковская депрессия) при более детальных исследованиях оказываются различными. Магматогенные красноцветы отличаются присутствием округлых и дезинтегрированных обломков пород и песчаного материала. Миоценовые отложения несут обломки угловато-окатанных кварцевых песчаников такатинской свиты.

Г.Д. Мусихиным были проведены исследовательские работы по опробованию плотика в пределах Рассольниковой депрессии с целью оконтуривания алмазоносной россыпи. В числе проб находились и красноцветы даек и карстовых воронок. Было доказано почти полное отсутствие алмазов во всех разновидностях пород плотика. Наиболее распространенной разновидностью пород плотика Рассольниковой депрессии являются мезозойские глинистые коры выветривания по породам колчимской свиты. Эти характерные породы опробовались на алмазы не только в пределах Рассольниковой депрессии, но и далеко за ее пределами. Несмотря на весьма представительный объем опробования, алмазы удалось обнаружить только в отдельных пробах в ничтожных концентрациях.

В то же время опробование «песков» показало, что те или иные литологические разности отложений чаще всего алмазоносны по всей площади депрессии. Иногда в краевых частях некоторых алмазоносных линз промышленных концентраций алмазов не обнаруживается. Таким образом, несмотря на привлекательность обнаружения многочисленных даек с линейными корами выветривания красноцветных туффитов, надеяться на их высокую алмазоносность пока не приходится. Правда, даже низкая алмазоносность красно-бурых туффитов может представлять интерес: при многократном перемыве древних линейных кор выветривания могут возникнуть богатые россыпи более позднего возраста.

Таким образом, северная окраина Ново-Колчимской депрессии в пределах лево- и правобережья р. Сторожевой и левобережья р. Большой Колчим представляют интерес как для обнаружения россыпей, так и коренных месторождений алмазов, сопровождаемых линейными корами выветривания. Этому не противоречит наличие бедных носителей алмазов в жилах и дайках туффитов.

Предполагаемые коренные выходы вероятных алмазоносных туффитов в пределах линейных кор выветривания Колчимско-Сторожевского участка имеют много общих черт с Архангельскими месторождениями алмазов. Так, трубка Ломоносовская, сложенная вишнево-бурыми ксенотуфобрекчиями с кристалло-литокластической структурой, имеет много общих черт с вулканитами Ново-Колчимской

депрессии. Обломочный материал составляет от 50 до 80% объема породы. Он представлен обломками пород и ксенозернами кварца, реже полевого шпата (в сумме 50-70%), кристаллокластитами продуктов выветривания оливина и автолитами кимберлитов.

Автолитовые брекчии окрашены в серый и вишнево-серый цвет, состоят из тех же породообразующих компонентов, что и ксенотуфобрекчии, но со значительным преобладанием вулканогенной составляющей и мелкими обломками вмещающих пород и минералов (не более 30-35%). Цементирующая масса брекчии представляет собой мелкоагрегатный карбонат, местами интенсивно ожелезненный.

При формировании Ново-Колчимской депрессии красно-бурые туффиты линейных кор выветривания подвергались длительному размыву, переотложению и обогащению, прежде всего, за счет угловато-глаженных обломков кварцевых песчаников такатинской свиты, хорошо окатанной гальки артинских конгломератов, кварцевой гальки, окремнелых известняков, в меньшей степени – обломков зеленовато-серых щелочных базальтоидов.

Сопоставив различные показатели (средний вес, содержание, габитус, цветность) и распределение алмазов на единицу площади) как по продольному, так и поперечному профилям современных долин, Б.Н.Соколов пришел к выводу, что алмазные россыпи Урала располагаются непосредственно над зонами выходов коренных источников алмазов или в непосредственной близости. Это, по природе своей, субэлювиальные россыпи.

Другой тип линейных кор выветривания развит в центральной части Колчимско-Сторожевского участка. Это, прежде всего, линейные коры, развитые по карбонатной муке доломитов на глубину более 30 м. Обращают на себя внимание перетертость материала, присутствие черных рудных минералов, жил красно-бурых туффитов, оглаженных обломков доломитов и др.

Здесь ранее были вскрыты измененные породы такатинской свиты, в которых установлено присутствие пиропов и мелких алмазов. Осадочный разрез такатинской свиты инъецирован жилами глинизированных туффитов. Это глины бурые, реже голубовато-серые с щебнем кварцевых песчаников и галькой кварца.

Предварительные полевые материалы позволяют предположить, что в пределах Колчимской антиклинали, по-видимому, распространен бразильский (или близкий к нему – уральский) тип палеовзрывных структур, по которым развиты каолиновые линейные коры выветривания. Этот тип структур изучен на восточной окраине Центрально-Бразильского щита в Сан-Франсиску-Парнаиба-Мараньянском прогибе, в районе линеамента Сан-Франсиску.

В пределах Рассольнинской депрессии в 1964-1965 гг. автором неоднократно описывались картировочные шурфы, проходимые Такатинской партией, с проявлениями ярко-зеленого никельсодержащего минерала (гарниерита). Было сделано предположение, что картировочные шурфы вскрывали линейные коры выветривания сложного состава.

С линейными корами выветривания тесно связаны площадные и, прежде всего, предколчимские и предтакатинские. Среди них следует выделить коры выветривания, развитые по вулканитам, спорадически встречающиеся в пограничных слоях верхнего протерозоя и палеозоя, такатинских песчаников и колчимских доломитов. По породам кочешорской и чурочинской свит верхнего протерозоя развиты довольно мощные (до 30 м) коры выветривания, известные как предколчимские. Состав их зависит от литологии коренных пород: на аргиллитах развиты глины, на песчаниках – пески. Ввиду того, что породы кочешорской и чурочинской свит исключительно терригенные, в корах выветривания сохраняется слоистость коренных пород с мельчайшими ее особенностями.

Для кор выветривания этой группы характерны полное выщелачивание карбонатов из многочисленных кварц-карбонатных прожилков, изменение окраски коренных пород с серой на зеленовато-серую, что, по-видимому, связано с присутствием в их составе лептохлоритов.

Предтакатинские коры выветривания залегают на карбонатах, поэтому их образование неразрывно связано с карстовыми процессами. Последние придают корам выветривания характерный облик брекчий, сложенных различными по величине обломками песчаников. Пространство между ними бывает заполнено песком, образовавшимся также за счет разрушения такатинских песчаников.

Коры выветривания залегают обычно в виде изолированных пятен, которые соединяются в почти сплошную полосу шириной 80-400 м только по контакту такатинской и колчимской свит как в пределах Рассольнинской, так и Колчимско-Сторожевской депрессий. Для них присущи наиболее резкие колебания мощностей (от нескольких метров до 50-60 м).

Как потенциально алмазоносные объекты нами также рассматриваются коры выветривания пашийской свиты и кыновского горизонта среднего девона и угленосной толщи нижнего карбона. Их объединяют наличие значительных перерывов в осадконакоплении, вулканические процессы и общий характер корообразования с проявлениями бокситов.

В четвертом тектоно-климатическом этапе [6] произошло некоторое общее поднятие региона. Оно обусловлено регрессией моря на востоке и сопровождалось местными небольшими дислокациями. Воз-

раст этих дислокаций определяется от конца мезозоя и начала палеогена до границы среднего и позднего олигоцена. К этому этапу приурочено формирование структурно-тектонических депрессий и значительных россыпей алмазов в делювиально-пролювиальных отложениях (к ним относятся также Рассольниковская и Ново-Колчимская).

Мезозойские коры выветривания Рассольникского участка сложены элювиальными и делювиально-карстовыми отложениями. Элювиальные отложения характерны преимущественно для площадных кор выветривания. Сохраняются они на реликтовых участках древней поверхности выравнивания (мезозойский пенеплен). В литологическом отношении продукты кор выветривания представлены материалом дезинтеграции пород такатинской свиты (мощностью от 3 до 10 м). На продукты выветривания накладывается интенсивное ожелезнение различных возрастных эпох. Тем не менее в отдельных выработках наблюдается процесс выщелачивания, сопровождающийся выносом железа и образованием продуктов белой окраски.

Алмазоносность кор выветривания зависит от двух факторов: алмазоносности исходных пород, за счет которых они образуются, и от процессов формирования мезозойского пенеплена, с которым связан многократный перемыв особенно линейных кор выветривания краснобурых предположительно слабоалмазоносных туфлитов. В Рассольникской депрессии сохранились лишь «корни» кор выветривания.

Олигоценовые коры выветривания также чаще всего переотложены при процессах пенепленизации и поэтому имеют брекчевидный облик и пятнистую окраску. Они представлены буровато-желтыми и бурьими гидрослюдистыми глинами с незначительной примесью каолинита и кварцевыми белыми и буровато-желтыми песками. В них также отмечаются полуразрушенные обломки кварцевых песчаников и отпрепарированные из конгломератов такатинской свиты гальки. Они развиты там же, где и мезозойские коры выветривания. Различие между ними заключается в смене состава с каолинитово-галлуазитового на гидрослюдистый, а также в окраске. Их мощность достигает 20 м и более. Самым надежным признаком алмазоносности олигоценовых кор выветривания является наличие в них отпрепарированной из конгломератов гальки.

Пятый миоценовый этап относительной тектонической стабильности района является в то же время весьма своеобразным климатическим репером: при засушливом в целом климате имели место сезоны проливных дождей. Это обусловило интенсивный плоскостной смыв рыхлых отложений древних кор выветривания и элювия с возвышенностей.

Шестой тектоно-климатический этап характеризуется активными тектоническими подвижками, приведшими к оживлению эрозион-

ной деятельности водотоков, изменению рельефа и перераспределению областей сноса и аккумуляции рыхлого материала. Наибольший интерес в отношении поисков погребенных россыпей алмазов представляют озерно-аллювиальные отложения.

Приведенный в статье материал о корах выветривания в районе Рассольниковской и Ново-Колчимской депрессий может быть использован с целью повышения эффективности поисковых работ на алмазы в пределах Колво-Вишерского края.

### *Библиографический список*

1. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М. 1963. Вып. 6. С. 71-101.
2. Келлер У.Д. Основы химического выветривания // Геохимия месторождений. М.: Изд-во ИЛ, 1963. С. 85-209.
3. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., 1965. 270с.
4. Он же. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.
5. Роголяков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 237 с.
6. Сигов А.П. Металлогенез мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 295 с.
7. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 332 с.
8. Шурубор Ю. В. Природа первоисточников уральских алмазов // Урал. геол. журн. 2001. № 2 (20). С. 133-148.
9. Он же. О происхождении уральских и тиманских промышленно алмазоносных внедолинных отложений // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 147-158.
10. Он же. Принципиальная схема геологического строения района Рассольниково-Волынских внедолинных алмазных месторождений // Там же. 2004. Вып. 6. С. 185-187.

**К.П. Казымов**  
Пермский государственный

## ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ДЕПРЕССИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

На западном склоне Среднего и Северного Урала широко развиты эрозионные депрессии палеогенового заложения (рисунок). [2, 3]. Их главной особенностью является алмазоносность, в связи с чем

весьма актуален вопрос об источниках питания депрессионных отложений.

Депрессии заполнены рыхлыми осадками ближнего сноса (аллювиальными, деллювиальными, пролювиальными и т.п. генетическими типами), следовательно, комплекс терригенных, метаморфических и магматических пород протерозойского и палеозойского возраста, обрамляющих депрессии, является главным поставщиком терригенного материала. Минеральный состав тяжелой фракции отложений депрессии характеризуется двумя компонентами: аутигенным и аллотигенным комплексом минералов, из которых первый является преобладающим (60-99%), а второй – наиболее информативным для определения источников питания. В составе аутигенного комплекса минералов превалируют оксиды железа (гематит, гидрогематит, гематит), в подчиненном количестве – сидерит, оксиды марганца, фосфаты. На фоне глауенствующей ассоциации терригенных минералов – турмалин-циркон-лейкоксеновой в ряде районов выделяются минеральные ассоциации иного состава, обусловленные присутствием локальных источников питания – породы магматического, метаморфического и осадочного генезиса. По составу аллотигенного комплекса минералов тяжелой фракции в районе исследования можно выделить четыре терригенно-минералогических района (ТМР): Кизеловский, Чикманский, Колчимский, Березовский (рисунок), контуры и размеры которых в общем соответствуют геолого-структурным участкам, выделенным ранее по геолого-структурным особенностям протерозой-палеозойских толщ древнего Урала (рисунок) [3].

Из всего многообразия пород, распространенных в районе исследования, можно выделить девять разновозрастных комплексов, влияние которых на формирование вещественного состава отложений депрессий наиболее существенно: 1) верхнериифейский (рассольниковая свита), 2) нижневенденский (устычурочинская, чурочинская, илья-вожская, кочешорская свиты), 3) верхневенденский, 4) верхнеордовикский (полюдовская свита), 5) нижнесилурийский (колчимская свита), 6) среднедевонский (такатинская свита), 7) верхнедевонский (пашийская свита), 8) нижнекаменноугольный (визейский ярус), 9) нижнепермский (артинский ярус) (рисунок).

Рассольниковская свита верхнего рифея слагает самую юго-западную часть Колчимской антиклинали. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется лейкоксен-цирконовой ассоциацией с рутилом и турмалином. Обнаружены единичные зерна гранатов пироп-альмандинового ряда, пикроильменита, хромшпинелидов.

Вендинские терригенные комплексы обнажаются в ядре Кизелонско-Дружининской структуры, в Язывинско - Серебрянском моноклиниории, на Полюдово - Колчимском поднятии. Минеральный состав

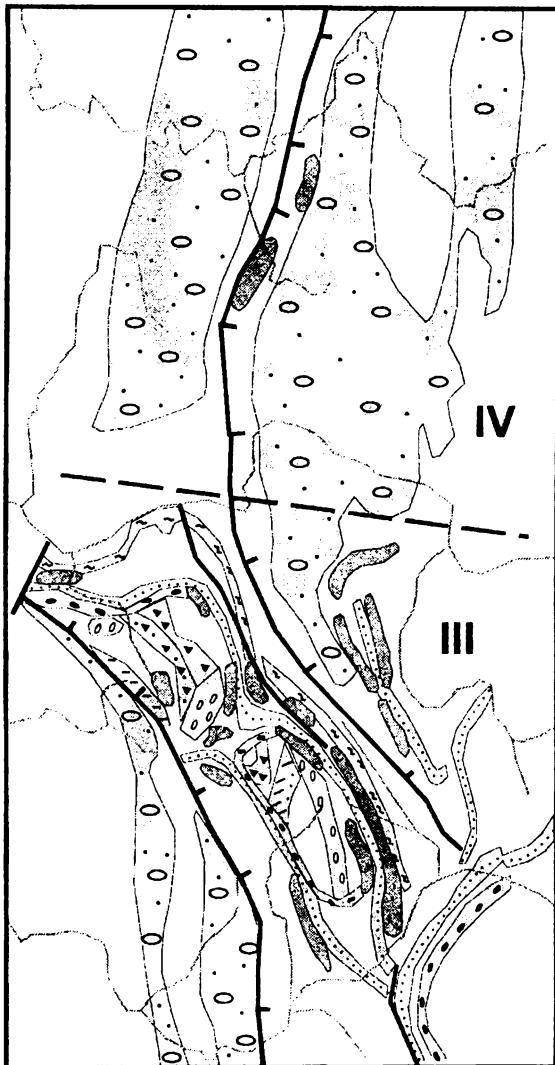
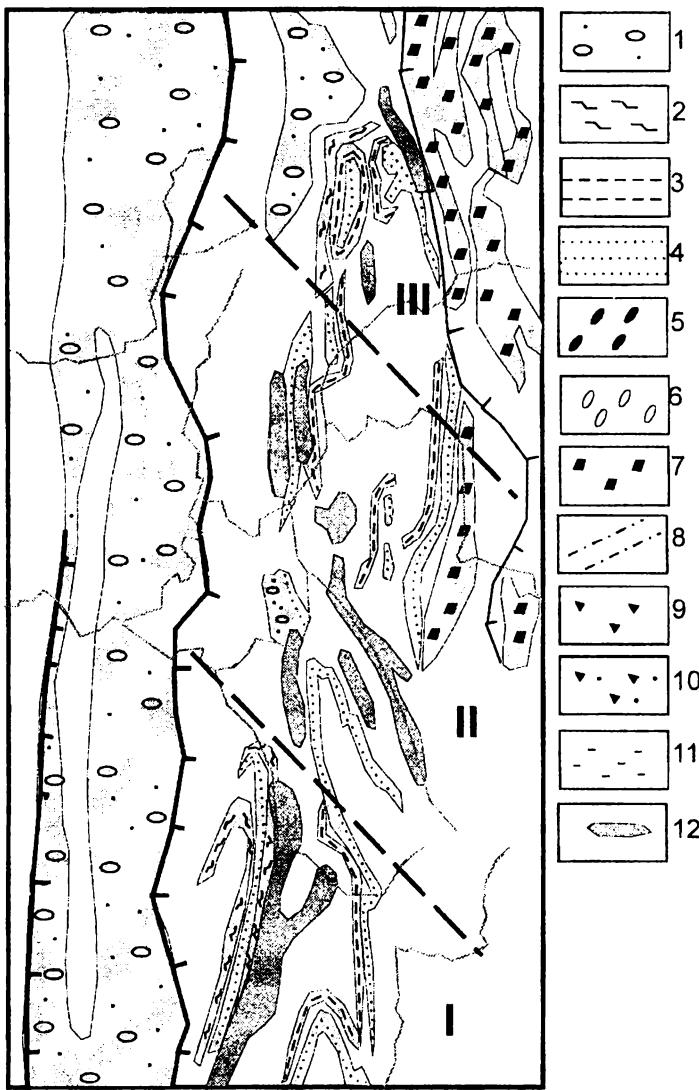


Схема эрозионных алмазоносных депрессий Среднего и Северного Урала и источников их питания: 1 – артинский ярус нижней перми; 2 – визейский ярус нижнего карбона; 3 – пашийская свита верхнего девона; 4 – такатинская свита среднего девона; 5 – колчимская свита нижнего силура; 6 – полюдовская свита верхнего ордовика; 7 – кернесская свита нижнего венда;



8 – ильяшовская свита нижнего венда; 9 – чурочинская свита нижнего венда;  
 10 – устьчурочинская свита нижнего венда; 11 – рассольниковская свита  
 верхнего рифея; 12 – контуры эрозионных депрессий. Терригенно-  
 минералогические районы: I – Кизеловский; II – Чикманский; III –  
 Колчимский; IV – Березовский

тяжелой фракции представлен главным образом устойчивым комплексом: лейкоксен, циркон, турмалин, рутил, ильменит. Из второстепенных минералов встречаются гранаты хромшпинелиды, эпидот, пироксены и др. Минералы-спутники алмаза (пироп, хромшпинелиды, пикроильменит) обнаружены в верховьях рек Чикман, Молмыс и на Колчимском поднятии [4]. В поле развития теригенных пород кочешорской свиты найдено зерно высокохромистого пиропа ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 7,31%).

Отложения полюдовской свиты верхнего ордовика выходят в юго-восточной и северо-западной частях Колчимской антиклинали. Тяжелая фракция представлена цирконом, рутилом и лейкоксеном уральского облика, а также неокатанным ильменитом и магнетитом. Отмечаются единичные зерна гранатов пироп-альмандинового ряда.

Терригенные базальные слои колчимской свиты нижнего силура встречаются на Колчимском, Тулым-Парминском поднятиях и в Язывинско-Дьяковском моноклиниории. Состав тяжелой фракции однообразен – циркон, лейкоксен, рутил, турмалин. Обнаружены высокохромистые пиропы и пироп-альмандины.

Такатинские отложения среднего девона имеют весьма широкое распространение в Западно-уральской внешней зоне складчатости (ЗУВЗС) и прослеживаются в виде узких полос меридионального и субмеридионального простирания. Центральная и северная часть территории исследованного нами района относится к Колчимской терригенно-минералогической провинции (ТМП), а самый южный участок (Кизеловский) попадает в зону Гремячинской ТМП [5]. Колчимская ТМП характеризуется турмалин-лейкоксен-цирконовой с рутилом ассоциацией минералов АЛК. В небольших количествах встречаются – эпидот, монацит, хромит, пироксены. Среди минералов-спутников алмаза обнаружены высокохромистые пиропы, пироп-альмандины, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид и оливин [1]. В составе тяжелой фракции такатинских отложений Кизеловского участка преобладают циркон, ильменит, монацит, в редких зернах и долях процента встречаются пироп-альмандины, оливин, перовскит, пикроильменит. В тяжелой фракции такатинских отложений в заметных количествах обнаружен ильменинит.

Пашийская свита верхнего девона распространена по всему западному склону Урала в виде узких полос меридионального и субмеридионального простирания, выходя на поверхность в крыльях антиклиналей: Колчимской, Тулым-Парминской, Акчимской, Молчанской, Сюзынской, Благодатской, Кизеловской и др. Минеральный состав тяжелой фракции практически не меняется по площади и представлен лейкоксен-турмалин-цирконовой ассоциацией устойчивых минералов. В достаточных количествах встречаются ильменит, магнетит, хромшпинелиды и рутил.

Породы каменноугольной системы обычно пространственно тесно связаны с породами девонской системы. В основном это известняки и доломиты, лишь в основании визейского яруса наблюдаются грубозернистые терригенные породы угленосной западно-уральской свиты. По составу породы очень однородны. В тяжелой фракции аллотигенные минералы представлены цирконом, турмалином, лейкоксеном, рутилом.

Терригенные породы артинского яруса нижней перми распространены в двух зонах – западной части ЗУВЗС и севернее широты р. Вишеры (рисунок). В первой зоне они существенно не влияют на формирование отложений депрессий, за исключением Скопкартинской (Чикманский участок) и Новоколчимской (Колчимский участок). В северной части района исследования (Березовский участок) артинские отложения залегают широким плащом на подстилающих карбонатных отложениях нижней перми, и за счет них происходит формирование отложений Жерновской и Еранковской депрессий. В составе тяжелой фракции присутствуют эпидот, магнетит, лейкоксен, циркон, гематит, пирит, хромит и др.

Состав тяжелой фракции терригенных пород протерозой-палеозойского возраста имеет весьма постоянный состав (циркон, лейкоксен, турмалин, рутил, ильменит, хромит) и носит характер унаследованности во времени от протерозойских пород к палеозойским. Состав аллотигенного комплекса минералов тяжелой фракции отложений эрозионных депрессий всех выделенных ранее районов западного склона среднего и северного Урала вполне соответствует составу тяжелой фракции древних терригенных толщ [3]. Тем не менее следует обратить внимание на существующее разнообразие состава минералов АЛК отложений депрессии в исследуемом районе, которое часто невозможно объяснить с позиций питания отложений депрессий только за счет перемыва древних кластогенных толщ Урала. Так, например, появление в палеоген-неогеновых горизонтах отложений депрессий минералов, необычных для коренных пород обрамления ряда депрессий (пироксенов, ильменита, магнетита, пирита и др.), возможно, обусловлено их подпиткой за счет локальных тел эксплозивно-инъекционных магматитов.

### *Библиографический список*

1. Бекасова Н.Б. Литология, палеогеография и перспективы алмазоности такатинских отложений среднего девона западного склона Северного и Среднего Урала и востока Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1970. 23 с.
2. Вербицкая Н.П. Стратиграфия, литология и палеогеография рыхлых отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 83 с.

3. *Казыров К.И.* Условия образования и вещественный состав кайнозойских отложений эрозионно-карстовых депрессий западного склона Среднего и Северного Урала в связи с их алмазоносностью: Автограф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1992.

4. *Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автограф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1985. 38 с.

5. *Осипецкий Б.М.* Минералогия мезокайнозоя Прикамья: Избранные труды. Пермь: Изд-во ПГУ, 2004.

## А.Г. Попов

### АЛМАЗОНОСНОСТЬ УРАЛЬСКОГО ТИПА И ЕЕ ИСТОРИЯ

Урал давно известен своими алмазами, но не заслуживает статуса алмазоносной провинции по двум основным причинам: 1) отсутствуют кимберлитовые поля (в том числе кимберлитоподобных пород) и 2) слишком малы запасы и ресурсы.

Основными особенностями алмазоносности уральского типа являются: 1) небольшие размеры кристаллов (средняя масса 0,3 карата), 2) своеобразный облик алмазов (преимущественно округлая форма), 3) незначительные содержания в россыпях (порядка 0,1 карат/м<sup>3</sup>), 4) специфика россыпной алмазоносности, 5) отсутствие аллювиальных минералов-спутников и прямых корреляционных связей с парагенетическими минералами, 6) геотектоническое расположение россыпей (в складчатой зоне Урала), 7) отсутствие архейского кратона, 8) не установленные первоисточники. Последняя особенность имеет важное значение.

Не рассматривая каждую из особенностей по отдельности, перейдем к вопросу истории алмазоносности.

По теории вторичных коллекторов, разработанной и доказанной на практике А.А. Кухаренко, А.Н. Ивановым, Б.М. Казенным, В.Н. Введенской, Г.В. Писемским, М.В. Пиотровским и впоследствии А.Д. Ишковым и др. [5], основным источником алмазов аллювиальных россыпей являются кластические породы такатинской свиты нижнего девона, а по В.А. Езерскому (2000) – базальная толща колчимской свиты силура. Любую терригенную толщу протерозоя и палеозоя можно рассматривать как потенциальный вторичный коллектор алмазов.

Аксиоматическое правило Клиффорда гласит о приуроченность алмазоносных провинций к архейским кратонам с протерозойскими и палеозойскими циклами кимберлитового магматизма. На Урале основ-

ной кимберлитовый магматический цикл произошел по времени в рифе-венде и был приурочен к окраине Русской платформы – в то время являющейся архейскому кратону. Свидетелями времени кимберлитового магматизма стали сохранившиеся пикриты пикрит-эсекситовых магматических комплексов [4] (последние извержения затухающего кимберлитового магматизма, относящиеся по составу к пикрит-кимберлитовой формации [1, 2]). В алмазоносных провинциях мира аналогичные породы окаймляют кимберлитовые поля.

В конце протерозоя, в венде на Урале существовало древнее вендское море, закрывшееся, как считается, в кембрии. Но о полном кембрийском перерыве в осадконакоплении уверенно утверждать не приходится, так как в докембрийских блоках стратиграфически датируются свиты, относящиеся к венд-кембрийскому времени с соответствующими руководящими формами.

В начале палеозоя продолжает существовать морская обстановка. Однако окраина Русской платформы представляла собой высокую равнину с развитыми кимберлитовыми полями по периферии. На поверхности ее господствовали процессы обширной денудации и интенсивной эрозии. По берегу моря в морских, прибрежно-морских и дельтовых условиях накапливались отложения с алмазами, привносимыми от размываемых кимберлитов платформы. Это был первый этап отложения и сортировки алмазов. Накопление алмазов в прибрежной обстановке происходило в соответствии с расстоянием от первоисточников (кимберлитовых трубок). Классические породы ордовика, силура и девона, образовавшиеся в прибрежно-морской обстановке раннепалеозойского моря, являются древними россыпями алмазов и стали их вторичными коллекторами.

В начале перми происходит закрытие раннепалеозойского моря на Урале, в то время как на Русской платформе примерно с середины девона устанавливается морская обстановка. Кимберлитовые поля хоронятся под морскими отложениями девона и карбона. С конца карбона и начала перми начинает происходить субдукция. Восточная плита наезжает на западную, на поверхность выходят блоки с древними породами докембрия, раннепалеозойские отложения сминаются в складки, «сгружаются» по окантовке более плотных докембрийских блоков. Западная плита с погребенными кимберлитами под морскими осадками погружается под восточную, при этом кимберлиты уничтожаются полностью или частично (?). В составе палеозойских пород по зонам развития надвигов под воздействием бокового давления и перемещения формируются специфические миллонит-катализитовые образования. Так, в низах такатинской свиты А.Д. Ишковым была выделена Большеколчимская алмазоносная пачка, представляющая собой глины и алевроаргиллиты с каолинитом и маломощными прослойками конг-

ломератов. Из-за не литофицированности они были отнесены к древним корам выветривания.

К мезозою процесс субдукции полностью заканчивается. Урал предстает перед нами в виде горного плато. В мезозое происходят активные вертикальные тектонические движения, сопровождаемые своеобразными климатическими условиями, и закладываются все основные структурно-тектонические депрессии. К концу мезозоя рельеф стабилизируется.

В кайнозое вновь проявляется некоторая тектоническая активность (“эхо” закрывающегося Тетиса). Закладывается новая речная сеть. В сохранившихся структурно-тектонических депрессиях накапливаются красноцветные отложения (преимущественно неогеновые). Образовавшаяся речная сеть формирует аккумулятивные террасы и долины. Характерны красноцветные отложения миоцена и плиоцена по сохранившейся и иногда унаследованной речной сети с древними высокими террасами (V–VII) и переуглубленные долины рек. Это второй этап переотложения алмазов. Мезозойские депрессии заполнились осадками с алмазами, привнесенными от размываемых пород вторичных коллекторов, находившихся на поверхности. Сформировавшиеся аллювиальные россыпи древних долин приурочены к V–VII надпойменным террасам и переуглубленным долинам.

В плейстоцене наступает похолодание. Депрессии перекрываются сероцветными плейстоценовыми отложениями. Плейстоценовые реки формируют аллювиальные россыпи. При смене периодов похолодания и относительного потепления формируется гляциоаллювий и аллювий нормального ряда с различным распределением алмазов. В результате тектонической активности происходит частичная инверсия рельефа с “подъемом” кайнозойских красноцветов на водоразделы и приводораздельные склоны. Аллювиальные россыпи формируются за счет частичного размыва отложений депрессий, полного или частичного размыва неогеновых отложений инверсионного рельефа и, отчасти, размыва вторичных коллекторов. В голоцене формирование аллювиальных россыпей продолжается. Образуются россыпи логов и временных водотоков за счет размыва террас с алмазоносными отложениями, красноцветов инверсионного рельефа и депрессий. Это последний, заключительный этап переотложения алмазов.

Таким образом, в истории алмазоносности выделяются следующие три основных этапа переотложения алмазов и, как следствие выделяются соответствующие алмазоносные объекты:

1) Образование прибрежно-морских (морских, дельтовых) древних россыпей за счет кимберлитов существовавшего архейского кратона Русской платформы. Алмазоносный объект - вторичные коллектора алмазов (кластические толщи ордовика, силура, девона).

2) Образование россыпей в мезо-кайнозойских структурно-тектонических депрессиях и образование древних аллювиальных россыпей за счет размыва вторичных коллекторов. Алмазоносный объект - неогеновые красноцветные отложения депрессий, V-VII террас, инверсионного рельефа и переуглубленных долин рек.

3) Образование плейстоцен-голоценовых (современных) аллювиальных россыпей, россыпей логов и временных водотоков. Алмазоносный объект - аллювиальные и аллювиально-делювиальные (аллювиально-пролювиальные) плейстоцен-голоценовые отложения.

### *Библиографический список*

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Т.1. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983.
2. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Т.2. Щелочные породы. М., 1984.
3. Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 124-146.

**Г.Н. Сычkin**

ЗАО «Пермгеолдобыча», г. Пермь

## **ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ДОИЗУЧЕНИЯ В МАСШТАБЕ 1:200 000 (ГОП-200) ВЕРХНЕКАМСКОЙ ПЛОЩАДИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ**

История уральской алмазоносной провинции насчитывает уже свыше 175 лет, но и на сегодняшний день здесь неизвестны не только промышленные коренные месторождения, но и просто первоисточники уральских алмазов – магматические алмазосодержащие породы. Существенным сдвигом в последние годы стало постепенное перемещение геологических исследований по проблеме алмазов из восточной складчатой части региона в северо-западную (платформенную) часть будущего Пермского края (территория современного Коми-Пермяцкого автономного округа). Огромным недостатком является отсутствие современной государственной геологической карты масштаба 1:200 000 – основы прогнозирования и поисков полезных ископаемых (алмазов, золота, марганца, железа и др.), поскольку таковая при площади Пермской области в 160 тыс. км<sup>2</sup> имеется лишь на двух

листах для общей площади около 8 тыс. км<sup>2</sup>. Поэтому начало геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов 0-39-VI и Р-40-XXXVI можно считать попыткой ликвидации «белого пятна» этого региона.

В течение последних полутора лет здесь выполнен значительный объем геофизических (магнито- гравиразведка, ВЭЗ), буровых (около 1 тыс. п. м скважин глубиной до 100 м), горных (шурфы, канавы), маршрутных и опробовательских работ (от обычного шлихового до крупнообъемного опробования в количестве 100 м<sup>3</sup>), при этом непосредственно автором промыто свыше 1000 шлиховых проб из четвертичных и мезозойских отложений.

Первые полученные результаты позволяют иметь представление о геологическом разрезе изученной части территории, используя для расчленения четвертичных и мезозойских отложений, в первую очередь, литолого-минералогические характеристики пород при отсутствии фаунистических, флористических, спорово-пыльцевых и т. п. определений. Так, четвертичные (аллювиальные, флювиогляциальные, делювиальные и т. п. отложения) отличаются от подстилающих мезозойских чрезвычайно высоким (до 60% площади поверхности) содержанием «черного» шлиха при почти полном отсутствии такового в мезозойских глинах.

Новой проблемой является изучение признаков проявления так называемого «молодого» магматизма платформенного типа, с которыми могут быть связаны алмазы, золото, платина, марганец, железо и т.п. в связи с относительной близостью изучаемой территории к Архангельской алмазоносной провинции. Что касается непосредственно проблемы алмазов, то конкретные результаты можно ожидать лишь со строительством обогатительной фабрики (по типу «основного алмазоносного района») с производительностью около 2500 м<sup>3</sup> «песков» в год, что позволит оценить перспективы на получение алмазов выделяемых объектов изучения.

**А.Ю. Кисин, С.В. Бушарина,  
А.Б. Макеев\*, В.Н. Филиппов\***

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

\* Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

## ПЕРВАЯ НАХОДКА ПИРОПОВ НА УФИМСКОМ ПЛАТО

На основании анализа возможных палеогеодинамических обстановок на восточной окраине Восточно-Европейской платформы в верхнепалеозойское время было сделано предположение о проявлении

эруптивного магматизма на площади Уфимского плато [4]. Предполагалось, что в результате давления со стороны уральской коллизионно-складчатой системы край платформы будет волнобразно изгибаться. Образование общекоровой положительной складки неизбежно будет сопровождаться высокобарическим метаморфизмом высоких ступеней и осушением пород в ее ядре с формированием даек и диатрем эруптивных брекчий вблизи дневной поверхности. С данным процессом могли быть связаны и коренные источники уральских алмазов или части их. Уфимское плато фиксирует крупную общекоровую структуру, известную как Кунгурско-Красноуфимский (также Кунгурский, Осинцево-Красноуфимский) свод, лучше всего проявленного по артинским отложениям нижней перми, что отвечает представлениям о верхнепалеозойской общекоровой складчатости на краю платформы. Субмеридиональное (общеуральское) простиранье структуры и ее параметры (около 200×70 км) являются дополнительными аргументами в пользу таких представлений. Территориально Кунгурско-Красноуфимский свод совпадает с Красноуфимским выступом кристаллического фундамента, залегающего здесь на глубине 3,0-3,5 км, что осложняет внутреннее строение структуры.

Методом шлихоминералогического опробования рыхлых отложений на площади Уфимского плато установлено высокое содержание метаморфических минералов (до 10 кг/м<sup>3</sup> и более), среди которых наибольшим распространением пользуются ставролит, кианит, силлиманит, корунд и др. По содержанию этих минералов в рыхлых отложениях Уфимское плато резко контрастирует с прилегающими площадями Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской зоной складчатости. В отношении же гранатов ситуация совершенно противоположная: на пробу объемом 0,01 м<sup>3</sup> приходится всего 5-6 мелких зерен. На некоторых участках в апикальной части плато гранат вообще не обнаружен при весьма высоких содержаниях вышеперечисленных метаморфических минералов. На прилегающих площадях Предуральского прогиба гранат составляет около 30% от тяжелой фракции шлихов, резко преобладая над ставролитом и кианитом. Причина таких низких содержаний граната на Уфимском плато неясна. Редкость находления и малые размеры зерен граната создали дополнительные трудности для его изучения.

Обычно гранат представлен зернами неправильной, амебообразной формы с сильно корродированной поверхностью, реже кубоидами и редко кристаллами ромбододекаэдрического либо округлого облика. На некоторых участках плато корродированные зерна граната покрыты тонкой красно-коричневой гематитовой коркой, легко удаляемой при механическом воздействии. Поверхность корродированных зерен и кубоидов хорошо скульптурирована, бугорчато-

черепитчатая (рис. 1). Признаков механического износа не наблюдается. Для кристаллов иногда отмечается незначительный износ ребер и вершин. Корродированные зерна и кубоиды обычно прозрачные, без видимых включений и трещин. В кристаллах иногда отмечаются включения темной слюды и рудных минералов. Цвет гранатов несколько варьирует от участка к участку. В целом можно выделить три основных группы: розовые, оранжевые или розовато-оранжевые, оранжевато-коричневые. Реже встречаются красновато-оранжевые, светло-желтые, бесцветные, редко желто-зеленые и ярко-зеленые. Два последних граната относятся к демантOIDу, судя по характерным волносвидным включениям типа «конского хвоста». Бесцветные гранаты, как показал рентгеноструктурный анализ, относятся к гроссуляру. Наибольшее разнообразие гранатов по цвету и оттенкам характерно для северной половины площади.

Пироп был обнаружен в шлиховой пробе из отложений довольно крупного родника в южной апикальной части плато. Зерно угловатой формы, без признаков механического износа (рис.2). По размерам он резко, в 2-3 раза, превышает размеры обычных для плато гранатов. Цвет темный вишнево-красный, как у чешских пиропов, прозрачный. Включений не замечено. При большом увеличении на поверхности зерна отмечается слабо проявленный черепитчато-буторчатый рельеф (рис.3).

В таблице приведены результаты микрозондовых анализов корродированных зерен гранатов и кубоидов с двух участков апикальной части плато, находящихся друг от друга на расстоянии около 15 км. При подготовке проб (кроме пиропа) было отмечено, что все первоначально не трещиноватые зерна при шлифовке растрескались. Возможно, это связано с сильными внутренними напряжениями в зернах граната (растрескивание вообще характерно для большинства минералов с Уфимского плато). Коррозионное растрескивание – отличительная черта и ряда минералов из кимберлитов [1].

По химическому составу все гранаты, кроме пиропа, отвечают метаморфическим. Пироп может быть отнесен к парагенезису алмазоносных лерцолитов, как это следует из диаграмм на рис. 4 и 5. Он вполне сопоставим со многими пиропами Красновишерского района, а также кимберлитов Зимнего берега [2, 3, 6] и других месторождений. Отсутствие признаков механического износа поверхности свидетельствует в пользу местных источников. Редкость нахождения – непонятна. Для данного участка и другие гранаты являются редкостью (1 зерно на 10-20 л песков). В пробе отмечено высокое содержание различных металлов (Fe, Pb, Cu, Sn) и их сплавов, свинцовых стёкол, редких обломков амфиболов и серпентинов. На поверхности зерен граната и кристалла силлиманита обнаружены пленки, содержащие свинец. В

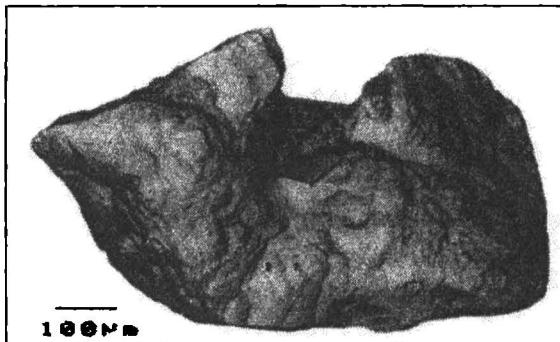


Рис. 1. Типичные  
формы растворения  
на гранатах с Уфим-  
ского плато

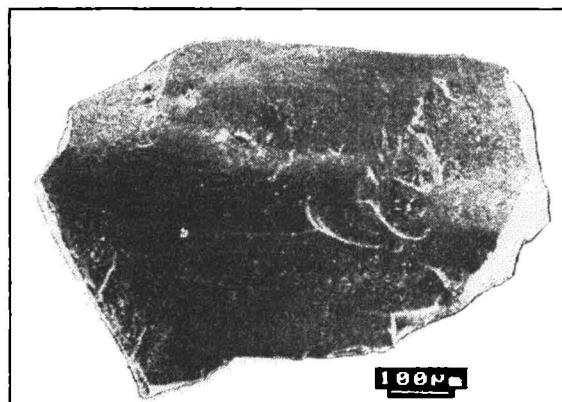


Рис. 2. Угловатое  
зерно пиропа без  
признаков механиче-  
ского износа с апи-  
кальной части  
Уфимского плато.  
Электронно-  
микроскопическое  
изображение

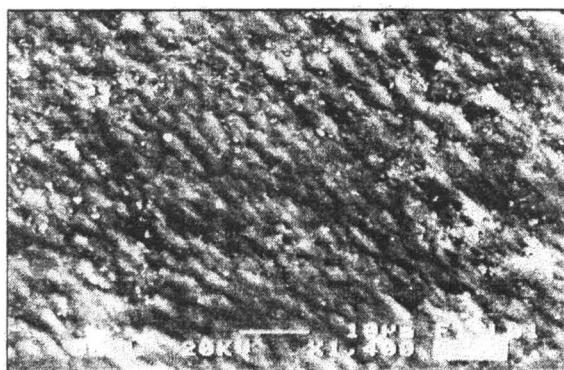


Рис. 3. Слабо про-  
явленная черепит-  
чато-буторчатая  
поверхность зерна  
пиропа (фрагмент  
поверхности)

*Результаты микрозондового анализа гранатов с Уфимского плато*

Комп.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	36,83	36,93	37,60	37,81	38,57	36,00	35,76	34,17	35,32	38,30	37,62	35,80	43,30	
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,03	0,02	-	0,04	-	0,02	-	0,04	-	0,04	0,26	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,32	19,53	19,80	19,30	17,90	15,97	16,45	16,53	15,73	15,40	17,75	17,01	19,97	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	-	0,06	0,05	0,09	0,09	0,03	0,01	0,001	5,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	1,67	1,72	2,60	4,69	5,57	4,75	3,89	4,19	7,29	4,13	4,10	0,37	
FeO	37,60	36,10	36,78	36,97	27,32	23,76	23,96	26,72	21,26	25,7	27,80	24,90	8,94	
MnO	1,15	1,20	1,74	1,68	3,17	12,48	12,25	0,86	3,96	0,9	3,17	12,30	0,27	
MgO	2,45	2,24	2,6	2,70	3,03	0,89	0,83	6,50	0,74	6,1	0,60	0,73	18,14	
CaO	1,150,	1,48	0,31	0,33	5,11	1,89	1,83	1,31	6,16	1,4	7,30	1,94	5,74	
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,11	0,09	0,04	0,01	0,07	0,06	0,09	-	
Сумма	100,49	99,23	100,63	101,52	99,86	96,71	95,92	90,08	87,44	95,25	98,50	96,87	102,46	
Коэффициент в кристаллохимическую формулу														
Si	2,996	3,039	3,049	3,055	3,131	3,124	3,114	3,044	3,249	3,230	3,125	3,085	3,058	
Ti	0,001	0,001	0,002	0,001	-	0,002	-	0,001	-	0,002	-	0,002	-	0,014
Al	1,947	1,894	1,892	1,837	1,712	1,634	1,688	1,735	1,705	1,531	1,737	1,727	1,662	
Cr <sup>3+</sup>	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	-	0,004	0,003	0,006	0,002	0,001	0,001	0,304	
Fe <sup>3+</sup>	0,055	0,104	0,105	0,158	0,287	0,364	0,312	0,261	0,291	0,463	0,259	0,272	0,019	
Fe <sup>2+</sup>	2,556	2,248	2,494	2,498	1,845	1,725	1,745	1,990	1,635	1,814	1,928	1,795	0,528	
Mn	0,079	0,083	0,119	0,115	0,218	0,917	0,903	0,065	0,308	0,064	0,223	0,897	0,016	
Mg	0,297	0,275	0,314	0,325	0,366	0,115	0,108	0,862	0,101	0,766	0,074	0,094	1,908	
Ca	0,100	0,130	0,026	0,028	0,444	0,176	0,170	0,125	0,607	0,127	0,649	0,170	0,434	

Окончание таблицы

Комп. №	Миналы, %												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ти-андр	0,1	0,1	0,2	0,1	-	0,2	-	-	0,1	-	0,3	-	1,4
Андралит	2,7	-	-	14,9	-	15,9	-	16,4	-	13,4	-	1,0	
Андр+Скиаг.	-	5,2	5,3	8,0	-	18,6	-	12,9	-	25,0	-	13,8	-
Уваровит	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-	0,2	0,2	0,3	0,5	-	12,6	
Гроссуляр	0,4	-	-	0,4	-	-	-	6,1	-	8,7	-	-	
Пироп	9,8	9,2	10,6	10,9	12,7	3,9	3,7	28,3	3,8	2,3	2,5	3,1	62,9
Альмандин	84,3	82,6	79,8	77,0	64,3	46,0	49,5	56,5	61,8	44,8	67,2	52,8	18,3
Спессартин	2,6	2,8	4,0	3,9	7,6	31,3	30,9	2,1	11,6	27,6	7,4	30,3	0,6
Кноррингит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2

Анализы 1-12 выполнены в ИММиУрО РАН, г. Миасс на микронализаторе JXA-733. Аналитик С. Репина. Анализ №13 выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link Isis-300. Аналитик В. Н. Филиппов. 1, 2 – лилово-розовый гранат (ЛГТ); 3, 4 – оранжевый гранат (ЛГТ); 5 – оранжево-розовый (ЛГТ); 6, 7 и 12 – оранжево-лиловый (БГ); 8 и 10 – розовый (БГ); 9 и 11 – оранжевато-коричневый; 13 – темный вишнево-красный (ЛГТ).

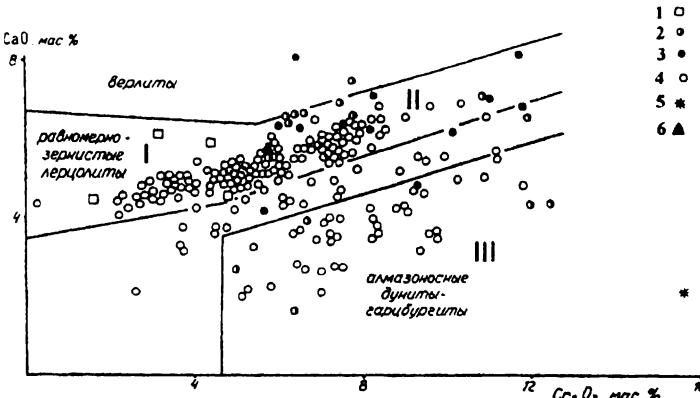
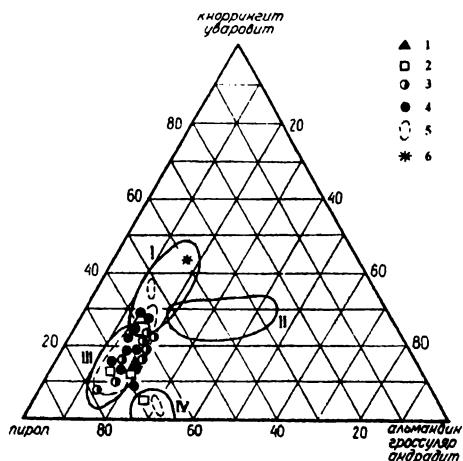


Рис. 4. Положение пиропа с Уфимского плато на диаграмме  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  –  $\text{CaO}$ . Поля парагенетических ассоциаций (по Н. В. Соболеву, 1974): I – лерцолитовой с умеренным содержанием хрома ( $<5\%$   $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ); II – лерцолитовой с высоким содержанием хрома; III – дунит-гарцбургитовой (алмазоносной). Для сравнения на диаграмму нанесены составы пиропов с Красновишерского района (из [2]) и пиропа из включений в уральских алмазов. 1 – гранаты из кочешорской свиты (V:Е) (Черепанов, 1999); 2 – гранаты из колчимской свиты ( $S_1$ ); 3 – гранаты из такатинской свиты ( $D_1$ ) (Малахов, 1980); 4 – гранаты из концентратов колчимской и такатинской свит (компания Де Бирс, 1998); 5 – гранаты-включения в уральских алмазах (Шеманина, 1980); 6 – пироп с Уфимского плато



комплексов умеренной алмазоносности; IV – гранаты из эклогитовых парагенезисов (Сарсадских и др., 1972)

Рис. 5. Состав хромистых гранатов с Уфимского плато и Красновишерского района [2]: 1 – пироп с Уфимского плато; 2 – гранаты из кочешорской свиты V:Е (Черепанов, 1999); 3 – гранаты из колчимской свиты  $S_1$ ; 4 – гранаты из такатинской свиты  $D_1$  (Малахов, 1980); 5 – области составов гранатов, проанализированных компанией Де Бирс (217 ан.); 6 – включения в уральских алмазах (Шеманина, 1980); римскими цифрами: I – гранаты с высокой алмазоносностью; II – гранаты из неалмазоносных парагенезисов; III – гранаты из

свете серии публикаций последних лет [6 и др.] аналогичные находки отмечены на многих месторождениях алмазов. Редкость нахождения пиропов в уральских алмазоносных россыпях, за исключением нескольких участков, позволяет надеяться, что это связано со спецификой коренных источников и в таком случае на Уфимском плато также могут быть найдены алмазы. Тем более, что на многих уральских месторождениях алмазов отмечаются высокие содержания ставролита и кианита [5, 7], сопоставимые с содержаниями этих минералов на плато. Включения кианитов в алмазах известны на многих месторождениях мира. Включения ставролита известны в африканских и вишерских алмазах [6].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-96093) и НШ-85.2003.5.

### *Библиографический список*

1. Афанасьев В.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н. Эффект коррозионного растрескивания мантийных минералов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. №3. С. 43-52.
2. Бушарина С.В. Типоморфизм минералов-спутников алмазов в вулканических и карбонатно-трерригенных породах Красновишерского района на Северном Урале: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2003.
3. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов -- кимберлитовой трубы им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геол. рудн. месторожд. 2003. Т. 45, №5. С. 387-414.
4. Кисин А.Ю. Модель образования эруптивных брекчий (по результатам исследований на Уфимском плато) // Ежегодник-97 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 92-94.
5. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 515 с.
6. Макеев А.Б., Иванух В. Морфология кристаллов, пленки и примазки на поверхности тиманских и бразильских алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Вып. 6 / Перм. ун-т. Пермь, 2004. С. 193-216.
7. Чайковский И.И. Петрология и минералогия эксплозивно-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2004.

## МОРФОЛОГИЯ И ТИПОХИМИЗМ ПИРОПОВ БАССЕЙНОВ НЕКОТОРЫХ РЕК ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исследование зерен пиропов на территории восточных районов Восточно-Европейской платформы проводится кафедрой минералогии и петрографии Пермского госуниверситета по программе «Интеграция» с 1998 г. [3, 4, 6]. В последние годы объектами изучения являлись пиропы бассейнов рек Весляны, Кужвы и Лолога.

С этой целью под бинокулярной лупой МБС-10 визуально просматривался крупный класс (+0,2 мм) тяжелой фракции концентратов винтового шлюза [5], полученных при обогащении проб объемом от 10 до 100 л в полевых условиях. При значительном выходе тяжелой фракции под микроскопом просматривалась лишь так называемая «пироповая» фракция, выделенная на электромагните при значениях силы тока соответственно 3 и 7 А.

По результатам предыдущих исследований в современных аллювиальных песчано-гравийно-галечных отложениях, прежде всего р. Кужвы, было выявлено и описано 25 зерен пиропов. Встречаемость пиропов в аллювии р. Кужвы в среднем составила 1 зерно на 22 л породы, в отдельных пробах – 1 зерно на 7,5 л породы [4, 6]. В бассейне р. Лолога пиропы встречаются в несколько меньшем количестве.

В бассейне р. Весляны на пиропы было просмотрено 23 пробы (19 – из современного аллювия и четыре – из питающих пород триаса и среднеплейстоценовых флювиогляциальных отложений) общим объемом 395 л. Пиропы обнаружены в 7 пробах в количестве 11 зерен, причем все они установлены в аллювиальных отложениях (табл. 1).

Таким образом, опробование и дальнейший просмотр материала питающих триасовых и юрских пород как бассейнов рек Кужвы и Лолога, так и р. Весляны, дали отрицательные результаты – пиропы в них обнаружены не были. Важный вывод о том, что все находки пиропов в бассейнах данных рек приурочены только к современным аллювиальным отложениям, требует дальнейшего подтверждения. Вместе с тем отмечена неравномерная встречаемость пиропов в аллювии на территории каждого из изученных участков.

Сопоставление морфологических особенностей зерен пиропов бассейна р. Весляны и ранее обнаруженных пиропов из аллювия рек

Таблица 1  
Морфологические особенности пиропов бассейна р. Весляны

№ пр.	Размеры, мм			Окраска	Форма	Окат.	Прозр.	Поверхность
	a	b	c					
14-В	0,55	0,52	0,36	Св.-фиол.	Шаро-образная	4	+	Шерох.-гладкая
11-В	0,55	0,42	0,30	Блед.-фиол.	Неправ., прямоуг.	3	+	«
15-В	0,77	0,55	0,40	Фиолетовая малин. отт.	Овальная	4,5	0	Шерох.
1-В	0,53	0,30	0,25	Блед.-фиол.	«	3,5	+	Шерох.-гладкая
1-В	0,61	0,45	0,32	Св.-фиол.	Неправ., вытянутая	2,5	+	Шерох.
24-В	0,47	0,35	0,25	Блед.-фиол	Неправ., прямоуг.	2,5	+	Шерох.-гладкая
24-В	0,46	0,28	0,25	Очень блед.-фиол.	Овальная	3	+	«
13-В	0,56	0,38	0,32	Блед.-фиол.	«	3	0	«
13-В	0,60	0,36	0,30	Св.-фиол.	Параллелепипед	2	+	Слегка шерох.
13-В	0,56	0,40	0,35	Фиолетовая малин. отт.	Неправ., угловатая	1,5	0	Шерох.
4-В	0,55	0,40	0,15	Св.-фиол.	Овальная	3	+	Шерох.-гладкая

Примечания: + зерно прозрачно, 0 – зерно полупрозрачно; окатанность приводится по пятибалльной шкале (1 балл – неокатанные, 5 – совершенно окатанные зерна).

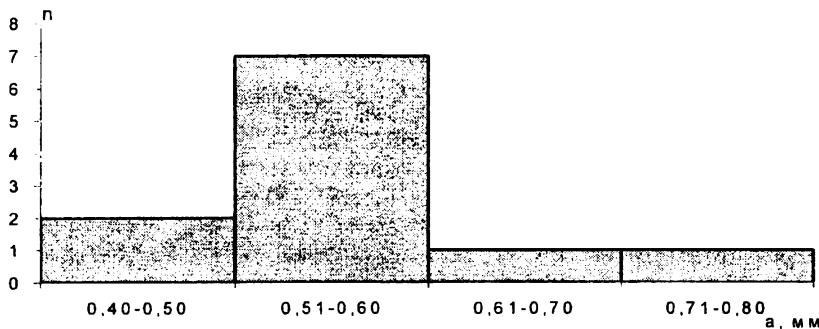


Рис. 1. Гистограмма распределения параметра а (длинной оси) зерен пиропов бассейна р. Весляны

Кужвы и Лолога выявило их значительное сходство по многим признакам.

Как и в бассейнах рек Кужвы и Лолога, для аллювия р. Весляны характерны в основном прозрачные фиолетовые разности пиропов светлых и бледных оттенков. Это свидетельствует о небольшом содержании оксида хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) в минерале, т.к. результаты предыдущих исследований показали, что интенсивность фиолетовой окраски усиливается при увеличении содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Для них также свойственна средняя и хорошая степень окатанности (балл окатанности обычно 2,5-4). В основном это неправильные овальные и шарообразные зерна. Эти морфологические особенности косвенно подтверждают ранее высказанное предположение о значительном переносе зерен пиропов в водной среде. Признаками их длительного переноса являются не только окатанность, но и шероховатая поверхность с многочисленными выбоинами и сколами. Часто наблюдаются как «свежие», так и «залеченные» сколы и царапины, а также бурые примазки гидроксидов железа, которые могут свидетельствовать о пребывании зерен в коре выветривания или длительном нахождении в захороненном состоянии.

По размерам зерна пиропов бассейна р. Весляны заметно отличаются от пиропов аллювиальных отложений рек Кужвы и Лолога (средний размер 0,37 мм). Их средняя крупность существенно выше и составляет 0,43 мм.

Гистограмма распределения величины длинной оси зерен пиропов (параметр а) имеет одномодальный характер с четко выраженной модой в интервале значений 0,51-0,60 мм (рис. 1).

Химический состав 10 зерен пиропов бассейнов рек Кужвы и Лолога впервые был изучен в лаборатория ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на начальном этапе тематики программы «Интеграция» [4]. Дополнительно из этих же участков на микрозондовый анализ в Институт геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) было направлено еще 8 зерен гранатов, из которых 7 оказались пиропами. Таким образом, общее количество зерен пиропов, для которых выполнен микрозондовый анализ (по программе «Интеграция»), составило 17, в том числе 16 зерен – из аллювия бассейна р. Кужвы и 1 зерно – бассейна р. Лолога. Кроме того, 52 анализа выполнено при проведении хоздоговорных исследований (2003 г.), профинансированных ООО «Эдельвейс-Поиск», в бассейнах рек Кужвы, Черной и Лолога. Микрозондовые исследования пиропов бассейна р. Весляны пока не проведены.

Пиропы бассейнов рек Кужвы и Лолога отличаются довольно постоянным химическим составом. В основном они относятся к низкохромистым разностям со средним содержанием  $\text{CaO}$  и пониженным  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$  (табл. 2).

Таблица 2

*Химический состав зерен пиропов бассейнов рек Кужвы (1-16) и Логога (17), мас. %*

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sup>*</sup>	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	42,11	0,25	22,55	9,51	0,52	16,82	5,59	2,65
2	41,89	0,08	23,89	9,95	0,53	15,55	4,74	1,80
3	42,94	0,13	24,12	8,60	0,52	16,69	5,10	1,90
4	42,65	0,09	23,62	8,47	0,55	17,90	4,54	2,66
5	42,35	0,10	22,86	9,90	0,35	16,94	5,46	2,09
6	42,84	0,02	22,25	8,85	0,43	16,43	5,80	3,37
7	42,93	0,00	22,42	9,10	0,61	17,85	4,62	2,80
8	43,21	0,11	23,22	6,97	0,31	21,86	2,64	1,67
9	42,72	0,11	20,82	7,16	0,21	19,15	5,81	4,01
10	42,83	0,12	22,19	7,00	0,23	20,60	4,62	2,42
11	42,87	0,00	21,32	7,73	0,42	19,08	5,15	3,45
12	42,23	0,22	21,31	7,85	0,41	19,25	5,61	3,12
13	43,43	0,13	22,43	7,00	0,30	21,28	2,92	2,51
14	43,00	0,16	20,83	8,31	0,35	18,30	5,63	3,43
15	43,94	0,00	23,36	6,80	0,18	19,58	4,63	1,51
16	43,53	0,09	22,57	6,67	0,39	19,61	5,03	2,11
17	42,91	0,23	22,08	6,55	0,27	19,24	5,15	3,58

*Примечание: FeO<sup>\*</sup> – суммарное содержание оксидов железа.*

Таблица 3

*Матрица коэффициентов парной корреляции, характеризующих тесноту связи между оксидами в составе пиропов бассейнов рек Кужвы и Логога*

Оксид	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sup>*</sup>	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	1	-0,38	0,03	<b>-0,72</b>	-0,49	<b>0,61</b>	-0,42	-0,21
TiO <sub>2</sub>		1	-0,19	<b>-0,05</b>	-0,08	0,06	0,15	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1	<b>0,28</b>	0,36	-0,27	-0,41	<b>-0,83</b>
FeO <sup>*</sup>				1	0,72	<b>-0,86</b>	0,35	-0,10
MnO					1	-0,65	0,13	-0,08
MgO						1	<b>-0,62</b>	-0,03
CaO							1	<b>0,52</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								1

*Примечание: жирным шрифтом выделены наиболее значимые связи, FeO<sup>\*</sup> – см. табл. 2.*

Корреляционная связь между содержанием компонентов в пиропах исследована с помощью регрессионного анализа (табл. 3). Типо-химические особенности зерен пиропов проявляются в существовании сильных отрицательных связей между содержанием следующих пар компонентов:  $MgO$ - $FeO$ ,  $MgO$ - $CaO$  и  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ , что может свидетельствовать об изоморфном замещении указанных катионов в соответствующих структурных позициях. Наиболее ярко выраженный характер имеет обратная зависимость  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  (рис. 2).

Данные пересчета химического состава пиропов на минальный свидетельствуют о принадлежности всех 17 зерен к разностям альмандин-пиропового изоморфного ряда. В них доля пиропового минала колеблется в пределах 64,3-78,5 %, в то время как доля альмандинового составляет 13,7-20,5 %; кноррингитовый компонент отсутствует (табл. 4).

На диаграмме Н.В. Соболева [7], используемой для гранатов из ультраосновных пород и эклогитов, пиропы бассейнов рек Кужвы и Лолога ложатся в крайнюю правую часть поля гранатов из ультраосновных пород (рис. 3).

По химико-генетической классификации гранатов В.К. Гаранина и др. [2] изученные пиропы аллювия бассейнов рек Кужвы и Лолога наиболее близки по составу к подгруппе Va, которая представлена низкохромистыми магнезиально-железистыми гранатами из неалмазоносных лерцолитов и вебстеритов.

Значительная часть изученных пиропов попадают в группу G<sub>9</sub> классификации Доусона и Стефенса, которая объединяет хромистые пиропы из лерцолитов и оливиновых вебстеритов и является одной из наиболее важных, наряду с группой G<sub>10</sub>, для алмазоносных пород.

Положение анализов пиропов на трехкомпонентной диаграмме в координатах пироп – (кноррингит + уваровит) – (альмандин + грос-сулляр + андрадит) Н.Н. Сарсадских [1] позволяет сделать вывод, что изученные зерна могут принадлежать умеренно алмазоносным породам и эклогитовым парагенезисам (рис. 4).

На генетической диаграмме Н.В. Соболева (рис. 5) зерна пиропов образуют компактную группу в поле лерцолитового и частично дунит-гарцбургитового парагенезиса. Подобного состава пиропы могут встречаться как в алмазоносных кимберлитах, так и в кимберлитовых породах, не содержащих алмазы.

Таким образом, в настоящее время не имеется достаточной информации для того, чтобы однозначно сопоставить данные пиропы с алмазоносными первоисточниками. Неблагоприятными показателями являются отсутствие кноррингитового компонента, пониженная хромистость и повышенное содержание оксида кальция.

Таблица 4  
Минеральный состав зерен пиропов из аллювия рек Кужвы и Лолога, %

№ п/п	Пироп	Альмандин	Спессартин	Уваровит	Андрадит+ гроссуляр	Сумма
1	64,87	18,50	1,13	7,20	8,30	100,00
2	64,03	20,70	1,23	4,80	9,23	100
3	66,79	17,37	1,17	5,00	9,67	100
4	69,52	16,61	1,20	7,00	5,67	100
5	65,00	19,17	0,77	5,75	9,32	100
6	64,90	17,67	0,97	9,20	7,27	100
7	68,34	17,59	1,33	7,75	4,98	100
8	78,50	14,05	0,65	4,79	2,01	100
9	70,02	14,27	0,45	11,71	3,56	100
10	70,07	14,21	0,45	11,71	3,56	100
11	73,86	13,77	0,48	6,88	5,01	100
12	70,10	15,45	0,86	10,06	3,53	100
13	69,25	15,39	0,84	8,96	5,55	100
14	77,44	14,30	0,62	7,29	0,35	100
15	68,23	15,97	0,73	10,17	4,89	100
16	70,51	13,73	3,79	4,34	7,64	100
17	72,15	13,75	0,80	6,19	7,10	100

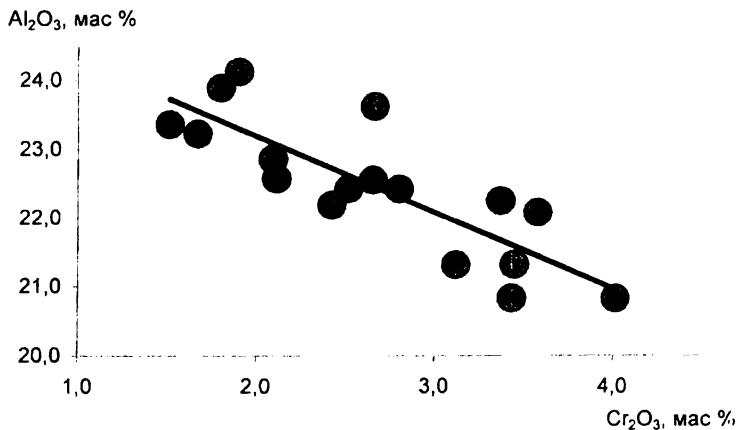


Рис. 2. Зависимость между содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в пиропах бассейнов рек Кужвы и Лолога

Рис. 3.  
Положение зерен пиропов  
относительно поля состава  
гранатов из  
ультраосновных пород и  
эклогитов на  
треугольной диаграмме  
Н.В. Соболева

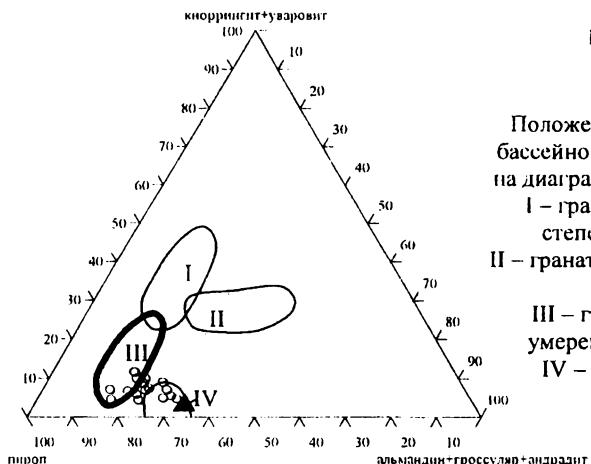


Рис. 4.  
Положение анализов пиропов  
бассейнов рек Кужвы и Лолога  
на диаграмме Н.Н. Сарсадских:  
I – гранаты пород с высокой  
степенью алмазоносности;  
II – гранаты из неалмазоносных  
парагенезисов;  
III – гранаты из комплексов  
умеренной алмазоносности;  
IV – гранаты эклогитовых  
парагенезисов

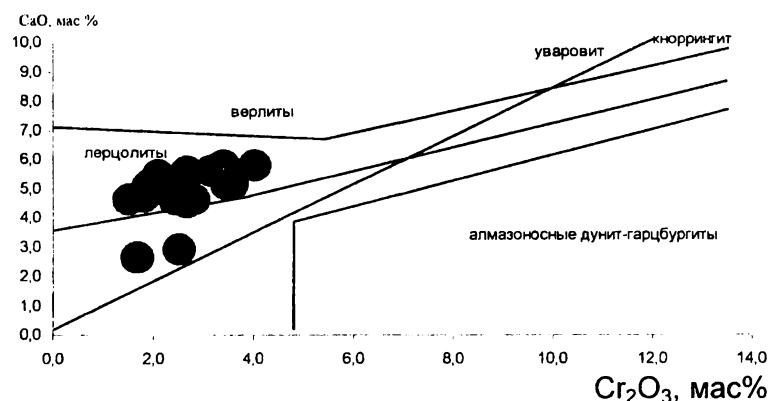


Рис. 5. Положение зерен пиропов бассейнов рек Кужвы и Лолога на  
генетической диаграмме Н.В. Соболева

Значительное сходство морфологических особенностей зерен пиропов аллювиальных отложений бассейна р. Весляны и бассейнов рек Кужвы и Лолога позволяет предположить существование общего первоисточника. Однако с учетом большей крупности зерен пиропов бассейна р. Весляны можно констатировать меньшее расстояние их переноса от источника питания.

### *Библиографический список*

1. *Бушарина С.В.* Типоморфизм минералов-спутников алмазов в вулканических и карбонатно-терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2003.
2. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А.* Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
3. *Манакова Н.Н.* О пиропах аллювия бассейна р. Кужвы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2003. Вып. 5. С. 50-53.
4. *Манакова Н.Н., Осовецкий Б.М.* Типохимизм пиропов бассейна р. Кужвы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2004. Вып. 6. С. 43-49.
5. *Осовецкий Б.М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
6. *Осовецкий Б.М., Манакова Н.Н.* О пиропах восточных районов Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 43-49.
7. *Соболев Н.В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Недра, 1984.

**Р.М. Мустаев**  
Пермский университет

### **ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ**

Хромшпинелиды являются весьма распространенной группой минеральных видов, присутствующих в ультраосновных изверженных породах. Они имеют важное промышленное значение в качестве хромовой руды и сопутствуют ряду других полезных ископаемых. Среди последних в первую очередь можно назвать кимберлитовые алмазы.

В данной группе представлено множество минеральных видов, являющихся результатом широкого изоморфизма в структурных пози-

циях двух- и трехвалентных катионов. В первой из этих позиций обычно находятся магний, железо и марганец, во второй – хром, железо и алюминий в различных количественных соотношениях [3].

Типохимизм хромшпинелидов широко используется в минералогической практике с целью установления условий образования рудных тел, прогнозирования оруденения и поисков кимберлитовых тел.

В хромшпинелидах, являющихся парагенетическими спутниками кимберлитовых алмазов, отмечается повышенное содержание трехокиси хрома, превышающее 62%. Среди двухвалентных катионов важную роль играет магний. Например, хромшпинелиды, присутствующие в качестве включений в алмазах, содержат трехокись хрома в количестве 62-67% при примерно равных содержаниях окисей железа и магния. Однако выделить такие хромшпинелиды из большой совокупности их зерен, обычно присутствующих в аллювиальных отложениях, которые являются продуктами размыва как кимберлитов, так и вмещающих пород, довольно трудно. Как кимберлитовые, так и обычные для ультраосновных пород хромшпинелиды практически не различимы по внешним признакам. Они кристаллизуются чаще всего в форме октаэдров, имеют черную окраску, полуметаллический блеск, непрозрачны, в осколках отличаются раковистым изломом.

Нами исследована возможность использования магнитных свойств хромшпинелидов с целью отбраковки высокохромистых зерен алмазной ассоциации для их последующего микрозондового анализа.

Как известно, хромшпинелиды относятся к группе парамагнитных минералов, отличающихся широкими вариациями величины магнитной восприимчивости. Их магнитные свойства обусловлены присутствием в кристаллической решетке парамагнитных ионов, к которым в первую очередь относятся двух- и трехвалентное железо и хром, а также в меньшей мере – марганец, никель, кобальт, ванадий и др.

Удельная магнитная восприимчивость хромшпинелидов оценивается в пределах 53-125 [1, 2]. Эти значения весьма близки к таковым гранатов альмандинового ряда (51-120). В процессе электромагнитной сепарации шлихов хромшпинелиды попадают в сильно электромагнитную фракцию вместе с ильменитом, гематитом, альмандином, железистыми пироксенами и амфиболами.

В качестве объектов для исследования выбраны шлихи, полученные при отмывке проб аллювия нескольких малых водотоков бассейна верхней Камы. Предварительно из шлихов в бромоформе выделена тяжелая фракция, затем постоянным магнитом отделена магнитная фракция, состоящая практически на 100% из зерен магнетита и их сростков с другими минералами.

Таблица 1

Распределение зерен хромшпинелидов по электромагнитным фракциям

Сила тока, А	Объект 1		Объект 2		Объект 3		Среднее	
	Число зерен	%						
1	11	16,7	11	17,2	5	4,7	27	11,4
2	22	33,3	19	29,7	12	11,2	53	22,4
3	19	28,8	20	31,2	52	48,6	91	38,4
4	14	21,2	14	21,9	38	35,5	66	27,8
Сумма	66	100	64	100	107	100	237	100

Таблица 2

Связь магнитных свойств хромшпинелидов с их химическим составом, мас. %

Фракция	Сила тока, А	Оксиды Fe и Cr	Оксиды Al и Mg
Сильно электромагнитная	2	83,6	14,2
	2	79,6	19,4
	Среднее	81,6	16,8
Средне электромагнитная	4	79,3	18,4
	4	63,7	35,3
	4	81,4	16,8
	4	70,3	27,9
	Среднее	73,7	24,6
Слабо электромагнитная	6	69,3	29,0
	6	79,0	19,4
	6	75,9	23,0
	6	69,7	28,7
	Среднее	73,5	25,0

Из оставшейся немагнитной фракции под бинокуляром отбирались зерна хромшпинелидов. Для исключения ошибок при отборе их зерен руководствовались следующими признаками: выбирались разности, представленные хорошо образованными кристаллами в форме октаэдров или их осколками бархатно-черного цвета, иногда просвечивающие в тонких краях буровато-красным цветом, с раковистым изломом.

Затем выбранная монофракция зерен хромшпинелидов была разделена на электромагниты марки ЭВС-10/5 на четыре фракции с разной магнитной восприимчивостью. С этой целью сила тока в обмотках электромагнита последовательно менялась с 1 до 4 А. По данным трех экспериментов, наибольшее число зерен хромшпинелидов выделяется при силе тока 3 А, однако имеются некоторые различия для исследованных объектов (табл. 1).

На одном из изученных объектов отмечены особенно широкие вариации магнитной восприимчивости зерен хромшпинелидов. Они последовательно отбирались на ручном электромагните Сочнева при силе тока от 1 до 6 А, хотя основная часть зерен оказалась сосредоточена в электромагнитной фракции, отобранный при силе тока 3 А.

Из электромагнитных фракций, отобранных при силе тока 2, 4 и 6 А, выделено по два-четыре зерна хромшпинелидов для проведения микрозондового анализа.

Результаты микрозондового анализа, выполненного для 10 зерен в лаборатории ВСЕГЕИ, подтвердили тесную связь магнитных свойств хромшпинелидов с их химическим составом (табл. 2).

Из этих результатов можно сделать вывод о том, что высокочромистые разности хромшпинелидов следует в первую очередь искать в сильно электромагнитной фракции. Однако проблемой остается отбраковка зерен с высоким содержанием оксидов железа, также попадающих в эту фракцию. Для решения этой проблемы необходимы дальнейшие исследования.

### *Библиографический список*

1. Колченова Е.А. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 247 с.
2. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
3. Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 244 с.

## СИЛИКАТНЫЕ ПЛЕНКИ НА МИНЕРАЛАХ И В КАНАЛАХ ФЛЮИДНОГО ТРАВЛЕНИЯ

При изучении жильных глинизованных флюидно-эксплозивных образований (туффизитов), прорывающих осадочные породы визейского яруса нижнего карбона в районе устья р. Илья-Вож были обнаружены каналы флюидного травления в кварцевых песчаниках. Каналы, имеющие в сечении овальную или округлую форму при диаметре до 10-12 мм, развивались преимущественно вдоль трещин отдельности, являясь апофизами более крупных жил углеродисто-гидрослюдистого состава (рис.1, 2). Углеродное вещество представлено смесью пелитоморфного углерода и твердых битумов типа шунгита и керита [3], оптически здесь отмечались мелкие чешуйки графита. Аналогичным по составу веществом была выполнена внутренняя поверхность флюидных каналов, а в некоторых из них сохранилась тонкая (до 0,1 мм) плёнка халцедона (рис. 3) первоначально определённого оптически, а позднее подтверждённого рентгеноструктурным анализом (Лаборатория рентгеноструктурного анализа УГГГА, Екатеринбург, оператор С.Г. Суставов). На плёнке халцедона, развитой поверх углеродисто-гидрослюдистого покрытия, видна сетка трещин, образовавшихся в результате старения и перекристаллизации первично аморфного силикатного вещества при завершении флюидного процесса. Толщина внутреннего покрытия канала различна, но в данном случае не более 2,5-3 мм. Покрытие состоит из нескольких (3-4) повторяющихся ритмов, начало которых углеродисто-гидрослюдистое и окончание - силикатное. Внешняя поверхность канала выполнена слабо ожелезнённым пористым кварцевым песчаником. Позднее, при поисковых работах на участке «Рассольниковско-Дресвянский» (Красновишерский район), в пробах из глинизованных туффизитов были обнаружены зёрна альмандина (рис.4). При раздавливании они распадались на собственно альмандин и силикатные скорлупки, по оптическим показателям сходные с халцедоновыми плёнками флюидных каналов р. Илья-Вож. Срез такого зерна альмандина в силикатной «рубашке» с результатами микрохимического анализа приведён на рисунке 4б. Аналогичные силикатные «рубашки» были установлены нами на зёрнах лейкоксена (рис.5) и лимонита (рис.6). По материалам С.П. Пьянковой на участке «Большеколчимский карьер» в выветрелых



Рис. 1  
Жилы  
туффизитов  
в  
терригенные  
х  
отложениях  
визе ( $C_1v$ ).  
Устье реки  
Илья-Вож,  
обн. 3612.



Рис. 2  
Каналы  
флюидного  
травления в  
песчаниках  
визе. Устье  
реки Илья-  
Вож, обн  
3612

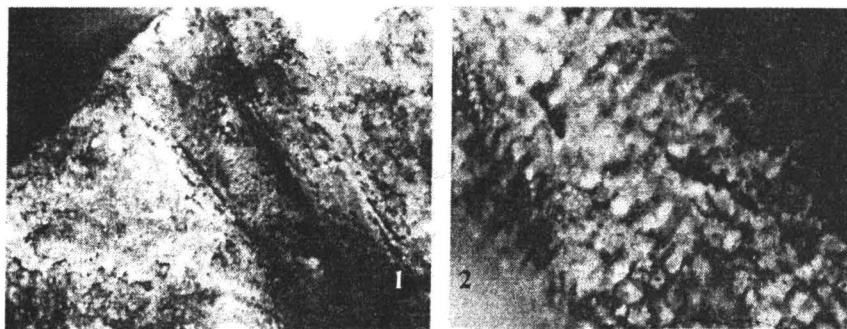


Рис. 3. Флюидный канал (1) и фрагмент пленки халцедона (2) на его  
внутренней поверхности (обн. 3612, увеличение 5 и 60)

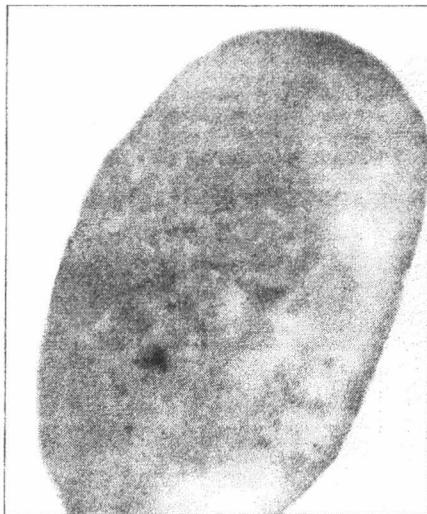


Рис. 4. Морфология и строение зерна альмандин в халцедоновой «рубашке» (Шурф 8053,  $\times 30$ )

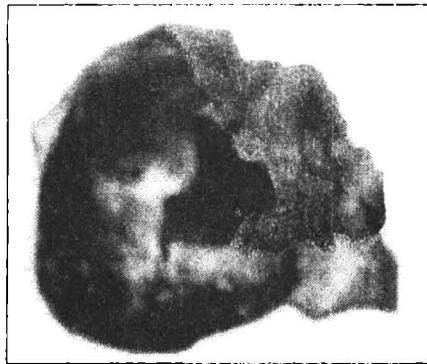
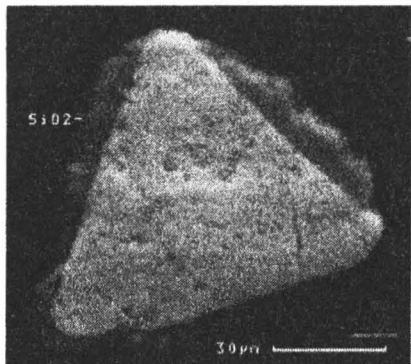


Рис. 5. Срез зерна лейкоксенизированного ильменита в халцедоновой «рубашке» (Обн. 4008-4)

Рис. 6. Зерно гидроксида железа в силикатной оболочке ( $\times 60$ )

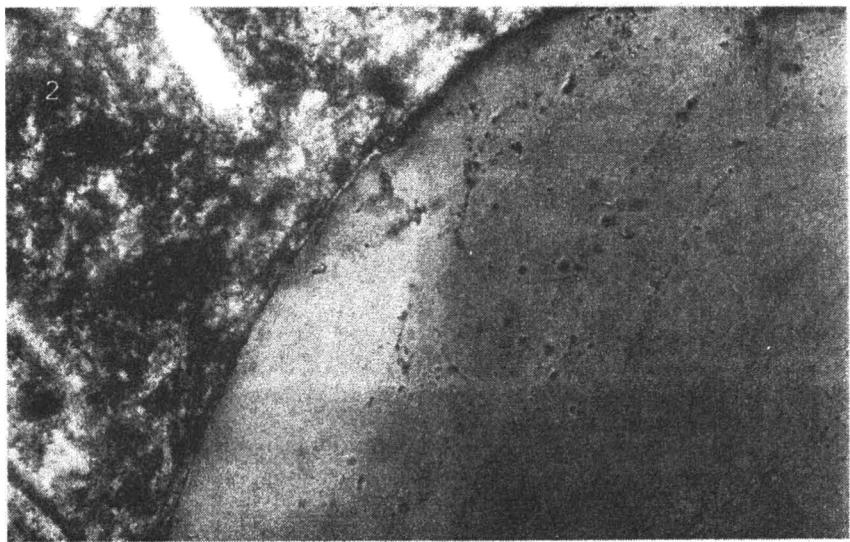
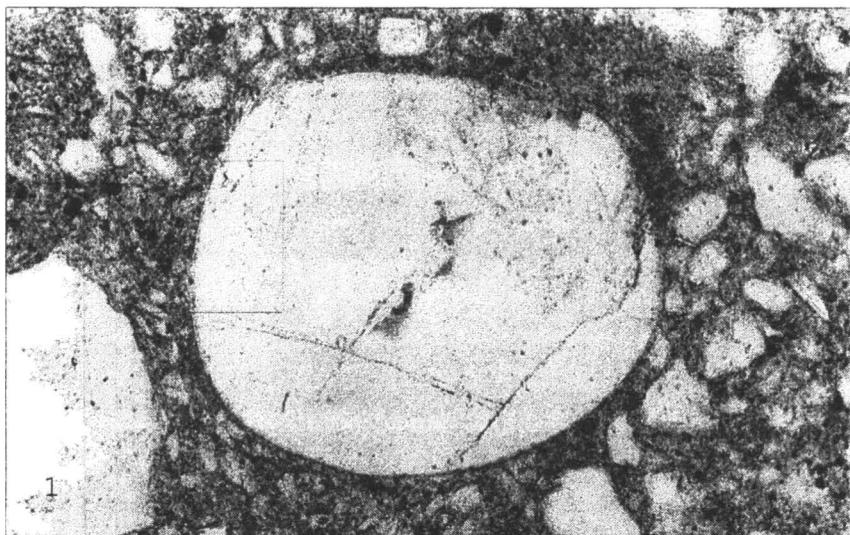


Рис. 7. Зерно кварца в силикатной «рубашке»: 1 – общий вид (увеличение 170, николи //); 2 – фрагмент (увеличение 550, николи +). Участок Рас-  
сольниковско-Дресвянский, обн. 3025

песчаниках такатинской свиты были обнаружены пиропы с опаловидным покрытием. Зёрна альмандина в прозрачной или прозрачно-матовой силикатной плёнке установлены нами в туффизитах истоков р. Бол. Колчим. Довольно часто в минералогических пробах из глинизованных туффизитов встречаются зёрна кварца с идеально ровной, «полированной», поверхностью. Большое количество таких зёрен отмечалось в экзоконтакте жил туффизитов месторождения алмазов «Рассольная Южная». Трудность их диагностики связана с составом зёрен, но в некоторых шлифах (рис. 7) такая плёнка все же видна.

Появление силикатных плёнок на различных минералах может быть связано с осаждением из пересыщенного раствора мономера кремнезёма –  $\text{Si}(\text{OH})_4$  при изменении pH среды с кислой на щелочную. Такие условия создаются при выходе флюида на поверхность, его активной дегазации, резкого падения давления и температуры [2]. В этом случае на многих минералах образуется тонкая (микроны и десятки микрон) прозрачная плёнка, создающая впечатление совершенной полировки зерна или его оплавления. При больших концентрациях мономера кремнезёма в воде происходит его слипание в полимер и рост полимерных силикатных плёнок, значительно превосходящих по толщине мономерное покрытие [1]. В этих условиях образуются опалы и агаты, установленные нами в доломитах чурочинской свиты венда и силицитизированных пермских известняках восточнее г. Красновишерска.

#### *Библиографический список*

1. Айлер Р. Химия кремнезёма. Том 2. Мир. 1982.
2. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев. Наукова думка, 1987. С. 225-227.
3. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. УрО РАН, 2003. С. 130-131.

## О ЧЕТВЕРНИКЕ АЛМАЗА ИЗ САМАРИНСКОГО ЛОГА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Летом 2004 г. геологами ПГГП "Горнозаводскгеология" в процессе проведения поисково-оценочных работ на участке Самаринский лог был встречен кристалл алмаза четвертого класса (1-2 мм), который был передан автору для описания.

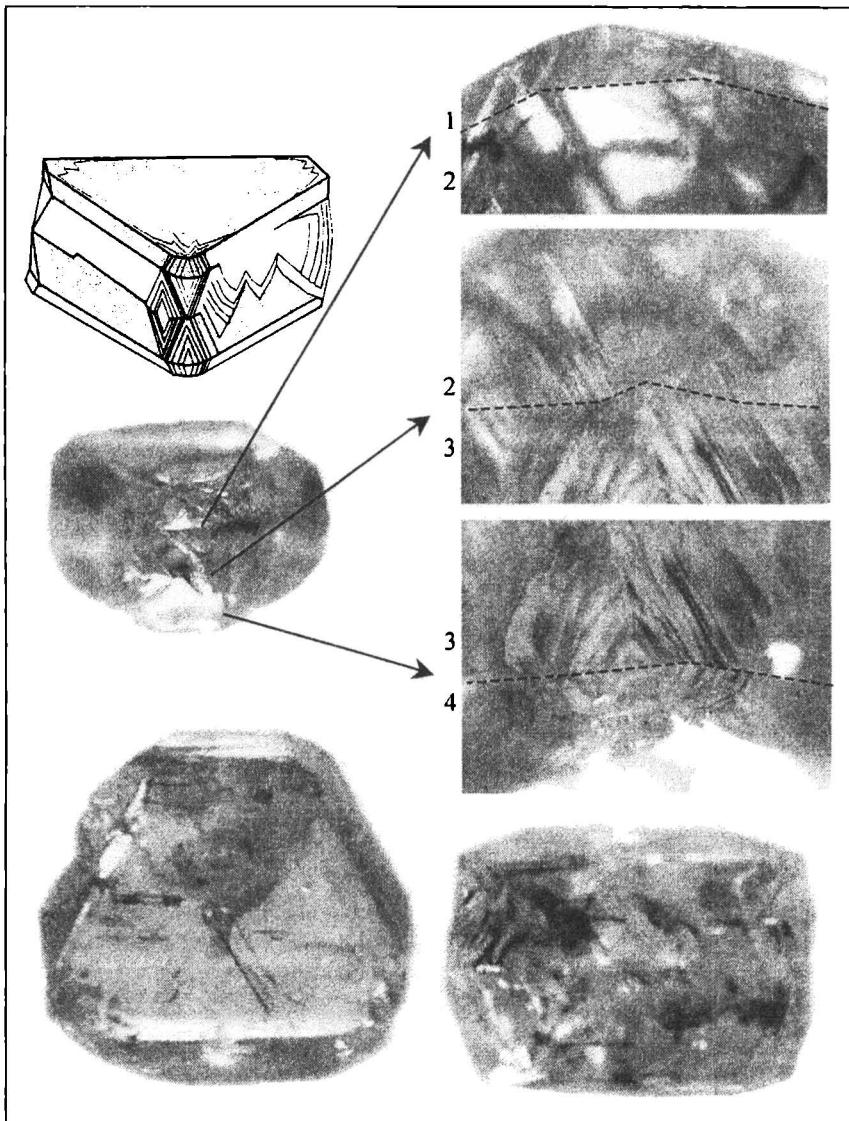
Кристалл представляет собой полный практически плоскогранный двойник, вернее, четверник срастания по шпинелевому закону. Шов между субиндивидами линейно-ступенчатый. Границы, параллельные двойниковому шву, плоские. Ступени появляются лишь около ребер. Другие грани, меньшие по площади, плоские и ступенчатые. Вершины кристалла несколько притуплены за счет механического износа (сколов).

Кристалл сильно осложнен системой трещин, как плоскостных (в основном неровных, с почти раковистым сколом), так и уплощенно-игольчатых. Первые окрашены в желтоватый цвет (гидроксидами железа?), вторые – в черный. Последние ориентированы параллельно граням октаэдра (плоскостям спайности) и уходят внутрь кристалла от поверхности, что позволяет предполагать их выполнение эпигенетическим материалом. Часть черных включений сосредоточена вдоль двойникового шва.

Алмаз прозрачен, бесцветен, с бледно-желтоватым оттенком. В скрещенных николях проявляется анизотропия. Ее линейно- пятнистый характер обусловлен внутренними трещинами.

\* \* \*

Ссылок на подобный тип двойникования (полисинтетический по шпинелевому закону) нет ни у А.А. Кухаренко [1], ни у Ю.Л. Орлова [2], детально занимавшихся уральскими алмазами. Не похож он и на описанные А.А. Кухаренко полисинтетические двойники, не связанные с какими-либо кристаллографическими направлениями, обусловленные механическими деформациями. Они впоследствии были рентгенографически диагностированы Ю.Л. Орловым как плоскости скольжения.



Общий вид четверника алмаза и отдельные детали его строения. Внизу видна приуроченность игольчатых включений к трещинам спайности и двойниковым швам. Цифрами обозначены субинвиды, а пунктиром – границы между ними

Алмаз характеризуется хорошей сохранностью и практически не претерпел коррозионного растворения, больше напоминая плоскогранный кристалл "якутского", а не кривогранный кристалл "уральского" типа. Вероятно, это обусловлено большей скоростью растворения торцовой части, где находятся ребра, двойниковые швы и двугранные углы.

На данном кристалле видно, что эпигенетические включения могут легко проникать во внутреннюю часть по плоскостям спайности и двойниковым швам. Примером может служить выявление гипергенно-инфилтратационного сульфида – селенида кадмия в двойниковом шве алмаза с этого же участка [3].

#### *Библиографический список*

1. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 516 с.
2. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 224 с.
3. Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И., Филиппов В.Н., Исаенко С.И., Лютоев В.П. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. Сыктывкар: Геопринт. 2004. 116 с.

ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИИ  
КАЛИЙНЫХ И  
НЕФТЕГАЗОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



## К ВОПРОСУ О ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛЬВИНИТОВ

Комплексные исследования сильвинитов Верхнекамского месторождения позволили установить в них различные микроподключения, в том числе двух- и трехфазовые газово-жидкие и газово-жидкие с включением минералов-узников.

Современные методы термобарогеохимии используют для получения данных по генетической информации и с целью установления палеоклиматических условий.

В книге О.И. Петриченко [5] изложен ряд оригинальных методов, с помощью которых получены исключительно важные результаты по термобарогеохимии солей.

Во-первых, ультрамикрохимический анализ растворов индивидуальных включений позволяет определить полуколичественные соотношения некоторых микроэлементов и pH и Eh рапы.

Во-вторых, определение температуры гомогенизации включений дает возможность установить палеотемпературу кристаллизации различных соляных минералов.

В-третьих, с помощью специальной термобарокамеры по «вскипанию» растворов при вскрытии газово-жидких микроподключений фиксируется давление. Это, в конечном итоге, позволяет установить глубину бассейна, где происходила кристаллизация солей.

Среди минералов солей галит является наиболее пригодным для термобарогеохимических исследований по следующим особенностям. В галогенных формациях галит образует почти мономинеральные скопления в пластах каменной соли мощностью до десятков, а иногда и сотен метров. Он сопровождает кристаллизацию солей на всех более высоких стадиях сгущения рапы вплоть до эвтоники. Кроме того, только в галите установлены своеобразные скелетные формы, которые однозначно идентифицированы как седиментационные образования. Они содержат многочисленные газово-жидкие включения, которые, по сути, являются законсервированными микрокапельками рассолов древних солеродных бассейнов (рис. 1, 2). Результаты термобарогеохимического изучения этих включений в галите из различных стратиграфических зон позволяют восстановить все основные физико-

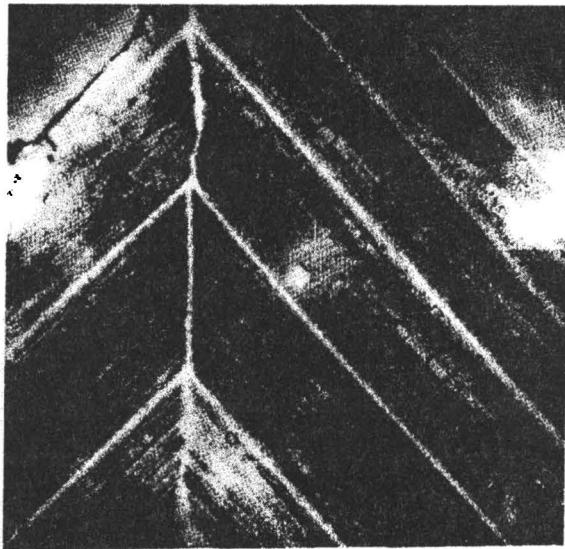


Рис. 1. Зональное строение галита с газово-жидкими включениями (увеличение 35)

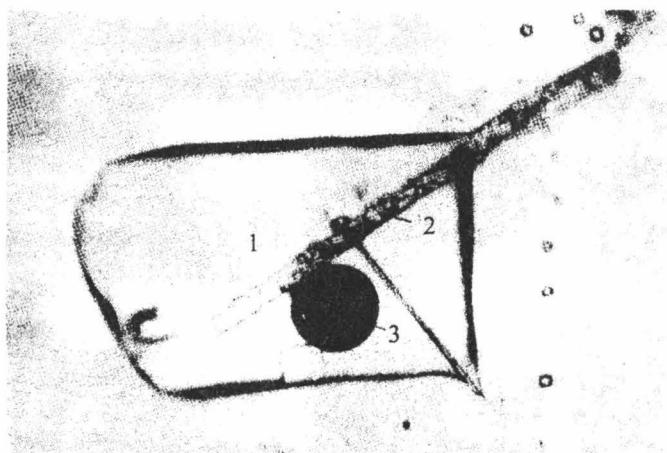


Рис. 2. Трехфазовое микровключение в галите: 1 – жидккая фаза; 2 – игольчатый кристалл ангидрита; 3 – пузырек нефти (увеличение 110)

химические параметры среды дрсвнего соленакопления на различных стадиях сгущения рапы [3].

На основании результатов ультрамикрохимических анализов растворов включений в седиментационном галите можно судить о закономерностях развития состава и концентрации рапы в пределах отдельного бассейна в процессе накопления солей. Так, для галогенной формации Верхнекамского бассейна установлено постепенное увеличение содержания компонентов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  в растворах включений в стратиграфическом разрезе снизу вверх, вплоть до верхней границы калийно-магниевых солей. Для отложений покрывающей каменной соли характерно уменьшение содержания этих компонентов, что свидетельствует о постепенном распреснении вод бассейнов к завершающим этапам их существования [4].

Получены убедительные доводы того, что температура в условиях солеродных бассейнов не превышала 40-45°C. Это исключает возможность участия в соленакоплении горячих эндогенных рассолов.

Повышенная температура рапы (до 60°C) из зёрен галита фиксируется иногда только на стадии садки калийно-магниевых солей, что объясняется действием парникового эффекта, возникшим на высокой стадии сгущения рапы при её расслоении.

Общепризнанным считается, что выпадение в осадок хлорида калия начинается в осенне-зимний период при пониженных температурах. При изучении кристаллизации сильвина из рассолов Индерского озера [1] было установлено, что при охлаждении до +10°C выделяется в осадок 22%; до 0°C – 37% и до –10°C – 50% хлоридов калия, содержащегося в исходной рапе.

О том, как изменялась температура в солеродных бассейнах с глубиной, можно судить только по изучению температурного режима в современных соляных озёрах. Так, наблюдения за изменением температуры поверхностного и донного слоёв рапы в бассейне озера Кучук в Кулундинской степи, показали, что в тёплое время и до начала кристаллизации мирабилита температура поверхностного и донного слоёв была одинаковой. С момента выделения мирабилита при понижении температуры осенью до +10°C поверхностный слой рассолов оказывается более холодным, чем нижний, и эта разность температур в конце ноября – начале декабря достигает –16°C. К концу декабря поверхность озера покрылась льдом и температура приповерхностного слоя рапы стабилизировалась так же, как и нижнего, который продолжал быть теплее на 7-8°C [1].

По экспериментальным данным Вант-Гоффа [2], перепад температур должен составлять 35°C. Точно установить температуру кри-

стализации сильвина по данным термометрии не удалось, т.к. первично-седиментационные зерна сильвина не содержат газово-жидких включений. Поэтому большинство исследователей использует различные эмпирические походы к решению вопроса о температурном режиме формирования сильвинитов.

Так, еще в 1943 г. П.Н. Чирвинский в статье «Физико-химический подход к характеристике палеоклиматов» [6] рассмотрел вопрос о температурных условиях кристаллизации пластов карналлита и набросал схему палеогеографических условий формирования галита, сильвина и карналлита.

Указывая на полосчатость сильвина и галита, Петр Николаевич писал: «...Средняя годовая температура садки солей удерживалась в течение долгого времени достаточно стойко и в то же время подверглась сезонным колебаниям». И далее: «...Путь изучения количественных химико-минералогических отношений и их ритмической смены в отложениях солей – это путь познания палеоклиматических особенностей... Для соляных бассейнов ключ к этому лежит в учении о фазах и равновесиях солей в водных растворах, в знании их состава, порядка выпадения при изотермических и палеотермических равновесиях».

Опираясь на знание равновесий в четверной системе  $\text{NaCl} - \text{KCl} - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при разных температурах, Чирвинский сделал попытку определить среднюю температуру садки этих солей в смеси с  $\text{NaCl}$  и решить вопрос о существовании сезонных колебаний температуры. Используя цифры состава насыщенных рассолов и высчитав количественный химический и минералогический состав соответственных сильвинитов и карналлитовых пород, Пётр Николаевич нашёл, что средняя температура рапы была  $17 - 18^\circ\text{C}$  и только для исключительно богатых хлоридом калия сильвинитов она поднималась до  $+20^\circ\text{C}$ . «На основании расслоенности сильвинитов на  $\text{NaCl}$  и  $\text{KCl}$  мы можем утверждать, что садка галита шла почти исключительно в более жаркое время и сильвина – с осени в более холодное время года...» И далее «Зная батиметрические отношения всех этих пластов и годовую скорость их нарастания, мы могли бы перейти и к решению вопроса, как изменились температурные условия за определённый отрезок времени...» [6].

Таким образом, зная температуру кристаллизации галита из сильвинитовых пластов по данным термометрии (Ковалевич) и учитывая расчеты, выполненные П.Н. Чирвинским, можно предположить, что температура кристаллизации сильвинитов находилась в диапазоне от  $+40$  до  $-10^\circ\text{C}$ .

## Библиографический список

1. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 330-336.
2. Вант-Гофф. Океанические соляные отложения. Л.: ОНТИ-Химтеорет, 1936. С. 48-51.
3. Ковалевич В.М. Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое. Киев: Наукова думка, 1990. С. 51 – 57.
4. Ковалевич В.М., Московский Г.А., Коннин В.И. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М., 1985. С.203 – 211.
5. Петриченко О.И. Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ: Наукова думка, 1973. 92 с.
6. Чирвинський П.Н. Физико-химический подход к характеристике палеоклиматов // Природа. 1943. №1. С. 60 – 62.

**Л.Н. Морозов**  
г. Волгоград

## О НЕПРАВОМЕРНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕРМИНА ЗОНЫ «ЗАМЕЩЕНИЯ» В КАЛИЙНЫХ ПЛАСТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Прошло свыше 50 лет с момента открытия (1948 г.) М.С. Исаковой локальных участков в пластах Верхнекамского месторождения (ВКМ), не содержащих калийных солей. Геологами Соликамского рудника они были названы зонами замещения. В процессе эксплуатационных работ на Соликамском и Березниковском рудниках были выявлены кроме упомянутых мелкие линзовидные тела каменной соли, зачастую приуроченные к контакту пластов А, Б. Слоистость в подобных линзах отсутствует. Слои сильвинита при подходе к подобным линзам или резко обрываются, или же вначале изгибаются и как бы облекают линзы (Кучеренко и др. 1966, 1967). В результате их изучения В.А. Вахрамеева [5] пришла к выводу, что «образование линз каменной соли происходило... в результате локального, т.е. струйного поднятия погребенных хлорнатриевых рассолов, высаливавших галит, что приводило к образованию бугорчатых возвышений на поверхности соляного пласта. Наряду с отмеченными наблюдаются, кроме того, мелкие гнездовидные, столбо- и жилообразные участки – блоки обра-

зований каменной соли, секущие калийные пласти так же, как и линзовидные. Они получили название зон замещения, но уже 2-го типа. По данным рудничных геологов, «существенного влияния на отработку пластов отмеченные гнезда-линзы не оказывают, но они понижают качество руды в среднем на 0,6%». Именно поэтому в предыдущих публикациях [24, 25, 26, 27, 28, 30, 33] автор, как оказалось опрометчиво, счел возможным на них не отвлекаться.

Подобные «замещения» обнаружены и на других месторождениях калийных солей (Цехштейновые – в Германии, Карлсбадское – в США, Калушское – в Предкарпатье, Старобинское – в Белоруссии).

Забавный и в то же время весьма примечательный (в отношении выбора термина) случай произошел летом 1967 г. Когда автор находился в геологическом отделе Солегорского рудника, из шахты поступил сигнал о вскрытии одним из горных комбайнов зоны «замещения». Во время осмотра в горной выработке «вскрытого замещения» в присутствии автора выявилось, что комбайну был придан увеличенный угол возвышения. Это привело к его выходу за пределы калийного пласта и врезанию в покрывающую каменную соль, которая и была принята горняками за зону «замещения».

Хорош термин – зона замещения? На все случаи и обстоятельства! Этот термин, принятый в свое время априорно горняками, геологами и учеными, используемый без проверки самой сути уже свыше 50 лет, сыграл практически злую шутку над исследователями. Краткий, звучный, емкий по содержанию на первый взгляд, он буквально гипнотически повлиял на представление о сущности наблюдавшегося явления – наличие участков отсутствия калийных солей в калийных пластах месторождения, явился, нечаянно, крайне неудачной, злостной дезинформацией.

Кстати, и А.А. Иванову [14] термин «замещенная зона» не представляется удачным, так как он невольно «...предопределяет процесс образования таких зон». В связи с этим исследователь пользуется термином «внутрипластовые образования каменной соли». Но и предложенный им вариант тоже совершенно неудачен из-за наличия в калийных пластах до 67-84% их объема каменной соли, слагающей как галитовые слойки в гологенных наборах пластов, так и пропластки каменной соли. Попробуй отличи их в этом «слоеном пироге» от мифических «внутрипластовых образований». Естественно, что в случае удаления (отсутствия, выпадения) сильвинита толщина пласта (галитового) уменьшается всего на 16-33%, что визуально почти незаметно, особенно на участках с микроскладчатостью. Это, по-видимому, и явилось причиной оспаривания березниковскими рудничными геологами мн-

ния соликамских рудничных геологов об уменьшенной толщине галиловых аналогов пластов по сравнению с сильвинитовыми.

В научно-исследовательском отчете сотрудников ВНИИГ М.Г. Коноваловой и Е.Б. Шуйгиной «Ритмичность в калийных солях Верхнекамского месторождения» (1964 ф) отмечено, что «... общая мощность сильвинитового пласта будет *больше мощности одноименного соляного пласта примерно на величину, отвечающую суммарной мощности его сильвинитовых прослоев*» (курсив мой. – Л. Морозов). В самом деле – среднему сильвинитовому прослою в пачке соляного состава соответствует лишь 0,2-0,5 см зернистой соли.

По данным В.И. Копнина [15], содержание хлористого калия в практически мономинеральных сильвиновых прослойках по пласту КрII колеблется от 88,55 до 99,23% и составляет в среднем 91%. Содержание хлористого натрия в отмеченных прослойках составит приблизительно 9%.

Мощность прослоек сильвина в пластах ВКМ, по данным В.Н. Дубининой [11] и др., меняется от 1 до 8 см и составляет в среднем 2-5 см. Отсюда следует, что в случае удаления сильвина в прослойке осталось бы около 9% галита (2-5 мм), что практически и наблюдается в так называемых «зонах замещения».

Так почему многие «не заметили» и проигнорировали эти важнейшие для понимания природы «замещенных» зон 1-го типа особенности – отсутствие замещения как такового?

Любой исследователь, даже сторонник противоположных взглядов, при беспристрастном, но кропотливом и даже скрупулезном прослеживании по стенкам выработок (на участках, где отсутствует затушевывающая микроскладчатость) сильвиновых слойков по направлению к так называемым зонам «замещения», может обнаружить, что слойки ничем не замещаются, а просто выпадают из разреза пластов. Формирование же гнездовидных скоплений каменной соли (исключая линзовидные образования над пластом А, охарактеризованные В.А. Вахрамеевой как «замещения» 2-го типа) явно обусловлено выполнением ослабленных зон (пустот), трещин (отрыва, отслаивания, срыва и т.п.) погребенными рассолами в фазу тектонических дислокаций в зонах растяжения.

Не анализируя здесь всего комплекса противоречивых гипотез о происхождении «замещенных» зон и пестрых сильвинитов, рассмотренных в свое время А.А. Ивановым [12], а в последнее время А.И. Кудряшевым [20], их условно можно разделить на две группы: 1) приземленные, в основе которых лежат природные процессы и явле-

ния); 2) умозрительные, основанные на фантастических и полуфантастических предположениях.

Первое петрохимическое обоснование первично-осадочного происхождения пестрых сильвинитов принадлежит П.Н. Чирвинскому [49]. Он прозорливо сделал вывод, что сильвинит (пестрый) и карналлитовая порода во вскрытых к тому времени пластах Б и В связаны фациальными переходами. По его мнению, концентрация рапы в бассейне была неодинакова в различных местах и поэтому «...по одну сторону от линии равновесия, где больше  $MgCl_2$ , кристаллизуется карналлит, а немного по другую сторону, где чуть меньше  $MgCl_2$ , кристаллизуется сильвинит...».

По мнению В.Н. Дубининой [11], В.А. Вахрамеевой [4] и других исследователей, «... переходы красных сильвинитов в каменную соль, с одной стороны, и пестрых сильвинитов в карналлитовые породы, с другой стороны, могут рассматриваться лишь как закономерные природные явления. Возникновение их также обязано различию в составе рапы бассейна во время формирования пород...».

Не сомневаясь в правоте вышеприведенных мнений, о чем свидетельствовали фактические материалы и наблюдения в выработках, автору оставалось лишь выяснить механизм и условия реализации этих положений, что было выполнено еще в процессе подготовки дипломной работы (Пермь, ПГУ, 1968). Отдельные фрагменты из нее, по рекомендации рецензентов, в дальнейшем были опубликованы в ряде работ [24, 25, 26, 27, 28, 30, 34 и др.]. Неоднократные ссылки на дипломную работу делались автором потому, что некоторые сотрудники ВНИИ Геолнеруда, в частности доктор А.И. Отрешко и кандидат Б.И. Близеев, оценили ее соответствующей уровню кандидатской диссертации.

По мнению А.И. Кудряшева, «...раннедиагенетической гипотезе присущи те же недостатки, что и первично-седиментационной гипотезе (отсутствие доказательств мелководности бассейна, неясность рельефа его дна, необъяснимость разрезов с обратной последовательностью пород в верхней части пласта Б). С.М. Кореневский отмечает, что «... в большой проблеме генезиса солей также имеются отдельные неясности и детали, которые не смогли однозначно быть смоделированы исследователями... Хуже всего то, что для самоутверждения при создании «нового» отвергается все ранее накопленное...» [19]. Так, например, А.И. Кудряшев [20] не захотел заметить и проигнорировал опубликованные фактические данные о мелководности солеродных бассейнов при формировании калийных и калийно-магниевых солей,

хотя они и были отмечены в его библиографическом списке работ [22, 6, 7, 25, 27, 30].

По указанным причинам автор счел необходимым дополнить и обновить ранее опубликованные в основном в тезисной форме материалы.

Благодаря любезности солегорских рудничных геологов автору в 1967 г., во время отпуска, удалось осмотреть ряд так называемых зон «замещения» по 2-му калийному горизонту, оказавшихся абсолютно идентичными Верхнекамским. Тогда же посчастливилось наблюдать в кровле выработок, обрушенных по поверхности глинистого прослойка, негативный отпечаток буквально классической линейной ряби волнения, наблюдавшейся на протяжении нескольких сот метров. Этот факт явно указывает на исключительную мелководность бассейна во время формирования 2-го калийного горизонта Старобинского месторождения.

По возвращении из отпуска автором были предприняты поиски литолого-батиметрических признаков и на Верхнекамском месторождении. Для осмотра выработок были использованы все свободные от работы дни, выделяемые сженедельно дипломникам-заочникам в последний год учебы. Сложные горно-геологические условия и интенсивная, часто спорадическая, дисгармоничная складчатость соляной толщи в пределах шахтных полей Соликамского и Березниковского рудников, расположенных к тому же на соляных поднятиях, затрудняют фиксацию и наблюдение подобных признаков. Наблюдения показали, что поверхности напластования на месторождении в основном ровные, и широких обширных полей, как в Солигорском руднике, с линейными знаками ряби волнения, не наблюдается. Участки, где можно увидеть (причем только после расчисток) образования, подобные знакам линейной ряби волнения, весьма незначительны по площади (от 1 до 3-5 м<sup>2</sup>). Ориентировка валиков как параллельная, так и несколько веерообразная. Подобные образования автор наблюдал в основном в разрезах шахтных полей, вскрывших породы сильвинитового горизонта [25, 27]. Не исключено, что более обширные площади со знаками линейной ряби волнения будут обнаружены в выработках шахтных полей, расположенных на склонах впадин и прогибов (СПКРУ-3, БПКРУ-2, 3).

Значительно чаще наблюдаются образования другого, более сложного типа. В кровлях горных выработок (штреков, камер), где отрыв породы произведен по поверхностям напластования (по «коржу») нередко отмечается бугристо-ячеистая поверхность с более или менее закономерным «шахматным» чередованием ямок и бугорков

различных размеров. Подобная поверхность напластования часто наблюдается в кровле пласта В, сложенного в этом случае исключительно пестрыми сильвинитами. Аналогичного типа поверхности напластования (негативные отпечатки) отмечены и в верхней части подстилающей каменной соли [25, 27], реже – в кровле пласта КрII (Соликамский рудник). Учитывая полное отсутствие в толще солей месторождения интерференционной (пересекающейся) складчатости и обычно спокойное, без каких-либо признаков деформаций в смежных отпечаткам слоях, залегание пород, эти отпечатки с бугристо-ячеистой поверхностью следует отнести, по М.С. Швецову [50], к сложной перекрестной ряби волнения. М.С. Швецовым установлено, что перекрестная рябь волнения образуется и наблюдается в небольших водоемах с крутыми перпендикулярными берегами, обусловливающими интерференцию волн. На ВКМ подобная перекрестная рябь волнения фиксируется в центральной полосе месторождения, отстоящей от палеоберегов (кстати, пологих, а не крутых) на 10-20 км. Отсюда возникло предположение, что интерференция волн была обусловлена наличием участков с расчлененным палеорельефом дна солеродного бассейна и наличием в нем подводных поднятий и островков.

После перевода автора из Соликамской ГРП в Волгоградскую КГЭ для помощи в расшифровке структуры и разведке Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей (по рекомендации А.И. Отрешко) появилась возможность проверки предположения о несколько расширенных условиях возникновения перекрестной ряби волнения.

Колебания потребления электроэнергии в течение суток и соответствующие колебания сброса воды и ее уровня в нижнем бьефе Волжской ГЭС приводят к регулярному затоплению и осушению кос и мелководий р. Волги. Этим автор воспользовался и провел наблюдения полуосушенных мелководных частей косовых отложений в пойме реки. В результате этого исследования предположение о возможности появления перекрестной ряби волнения на вершинах подводных поднятий полностью подтвердились. На вершинах каждого из осушенных и полу затопленных бугров наблюдались отчетливые знаки перекрестной ряби волнения, а на склонах иногда – небольшие участки с линейной рябью. Тем самым были выявлены условия возникновения перекрестной ряби волнения на акватории относительно мелководных бассейнов. Это свидетельствует о правомерности отнесения обнаруженных в соляной толще ВКМ знаков сложной перекрестной ряби волнения к образованиям подобного типа [25, 27].

Впервые на ВКМ наличие перерыва в осадконакоплении в толще солей и несогласного, с частичными размывами залегания «маркирующей глины» на подстилающих ее солях, было установлено в 60-е гг. Б.М. Голубевым [6, 25, 34]. Данные Б.М. Голубева свидетельствуют о том, что после частичного «срезания» (размыва) наиболее выступающих конседиментационных поднятий (складок) дна направленность последующих деформаций в принципе не изменились, так как «корни» дислокаций фиксируются и были заложены еще в «нижней каменной соли» (по терминологии В.И. Копнина) и до формирования «маркирующей глины». На это указывает также унаследованность общих черт наблюдающихся основных соляных структур на приведенных в работе [14] структурных картах: кровли соляной толщи, кровли сильвинитового горизонта и кровли «нижней каменной соли». В то же время неизбежные элементы отличия от карты к карте, т.е. от этапа к этапу вовлечения в тектонические дислокации очередных пластов с формированием или преобразованием уже имеющихся складок, свидетельствуют о возможном наложении деформаций друг на друга.

Именно с конседиментационным ростом унаследованных структур-поднятий следует связывать наличие, по существу, единичных, сквозных зон «замещений» (от КрIII до К). В то же время, как показано в работе [34], аномальное строение залежей калийных солей чаще заканчивается уже в их нижних пластах. Это свидетельствует об очередном этапе замедления дислокационных процессов и даже о временном прекращении и затухании роста многих конседиментационных поднятий к началу формирования калийной залежи, в последующем «снивелированных» в процессе садки солей и формирования аномальных участков [34 и др.].

Здесь следует подчеркнуть, что Б.М. Голубев является одним из немногих геологов, изучавших месторождение на одном энтузиазме, который обратил внимание, что « зоны каменной соли в сильвинитовых пластах уже существовали до начала последующих складкообразовательных процессов» [7]. Он – тот исследователь, который, осмотрев все выработки и все зоны «замещения», также пришел к выводу, что как таковых «замещений» нет. Ни в одной из работ он ни разу не употребил термины «замещение», «зона замещения» без кавычек. Наиболее приемлемым для описываемого явления следует принять термин «зона (площадь, участок) отсутствия калийных солей в калийных пластах месторождения».

Анализ строения многопластовой залежи ВКМ позволяет сделать вывод, что процесс соленакопления был не непрерывным, «синусоидальным», как предполагалось ранее для многих соляных залежей,

а непрерывно-прерывистым и при этом резко асимметричным [30, 37] в связи с периодическими затоплениями бассейна маломинерализованными морскими водами. Садка солей, очевидно, прерывалась на временной интервал от 2-3 до 8-10 лет, реже эти перерывы длились до 20-50 лет. Однако при геологической документации шахтных стволов и горных выработок в рудниках не было зафиксировано значительных размывов калийных пластов. Признаки слабого размыва, точнее растворения сильвина (при сохранении галитовых слойков), в нескольких двух-трех годовых наборах слоев местами отмечены автором, а также Н.Г. Шешуковым (1962ф) и В.И. Копниным [17] в кровле (под «коржами») пластов Б, В, КрII. Образование «подкоржевых линз», а иногда обращенного разреза в верхней части пласта Б следует связывать с растворением и выносом легко растворимых минералов на вершинах конседиментационных поднятий при периодических затоплениях бассейна [30].

О неравномерности глубин бассейна можно судить и по характеру контактов сильвиновых слойков. Если неровный фестончатый контакт свидетельствует об осаждении сильвина непосредственно на галитовый слоек, а затем галита на сильвиновый без перерыва в процессе седиментации, то ровный контакт – о прерывистости процесса (микроперерывах) и о растворении верхней части сильвинового слойка в весенне-летнее время перед формированием ангидрито-глинистого слойка. Кстати, впервые на наличие двух типов контактов между слойками в керне скважин обратил внимание автора М.А. Жарков во время посещения им Соликамской ГРП в середине 60-х гг. Такое явление, скорее всего, могло быть распространено только на заведомо мелководных участках и только в пределах зоны взмучивания.

С незапамятных времен в пустынных, засушливых и степных районах человечество в качестве источников пресной воды использовало плавающие линзы пресных вод. Даже в наше время проблема обеспечения жителей степного Заволжья питьевой водой решается в основном за счет плавающих на соленых водах линз пресной воды, что обусловлено природной стратификацией вод по плотности. Характернейшей особенностью стратификации вод по плотности является их инерционность и способность самоотстаиваться. Так, в связи с избыточным отбором пресных вод скважина, расположенная у базы Эльтонской партии, к вечеру обычно засолялась, что явно было обусловлено подсосом нижезалегающих соленых вод. Однако достаточно было на сутки – двое прекратить отбор воды, как естественное состояние линз пресных вод почти полностью восстанавливалось, и из скважины снова получали пресную воду. Подобные факты инерционности и дли-

тельного сохранения стратификации вод по плотности известны по материалам исследований многих соляных водоемов (Сакское озеро, Сиваш, Кара-Богаз-Гол) [41, 47 и др.].

А.С. Курнаков на основе изучения высокосоленых рассолов крымских озер указывал на то, что «...до 25% минерализации все соли накапливаются в растворе, не мешая друг другу. При солености в 25% хлористый натрий достигает насыщения, и это обстоятельство сразу меняет в дальнейшем все соотношения. Под давящим влиянием  $MgCl_2$ , имеющего с  $NaCl$  общий ион, концентрация хлористого натрия начинает быстро падать, а концентрация  $MgCl_2$  – быстро расти: к солености в 36-38% хлористый натрий практически изгоняется из рассола, а  $MgCl_2$  занимает в нем господствующее положение...» [39].

Н.М. Страхов отмечал, что зимой в 1929-1932 гг. на дне Кара-Богаз-Гола «...временно возникал толстый мирабилитовый пласт. Весной и летом подавляющая масса выделившейся соли вновь растворялась и лишь ничтожная доля ее шла на формирование мирабилитового пласта в центральной, наиболее глубокой части залива...». Естественно, что только более или менее значительный слой наддонной рапы, насыщенной мирабилитом, мог предохранить осадок от растворения.

В работе «Зоны замещения в калийных пластах Верхнекамского месторождения и условия их образования» (Пермь, ПГУ, 1968) автором был помещен рисунок «Гипотетическая схема дифференциации рапы бассейна (вертикальный разрез на начало лета) и образования «замещенных» зон в калийных пластах», составленный им еще в 1967 г. по архивно-фондовым материалам Сакского сользавода, данным П.Н. Чирвинского [48], В.Н. Дубининой, А.А. Иванова, А.С. Курнакова, М.Г. Валяшко, Н.М. Страхова, А.И. Дзенс-Литовского, Г.А. Васильева, О.Д. Кашкарова, Л.Л. Эзрохи, Справочника по растворимости .... (1954) и др. Однако в связи с высказанными рецензентами сомнениями (А.А. Ивановым – в возможности стратификации рапы, В.И. Копнином – в возможности ее расслоения) автор до настоящего времени не решался опубликовать свою схему. Тем более что В.И. Копнин в устной дискуссии оценил его смелость как своего рода нахальство из серии «попред батьки...».

Учитывая это, а также появление статьи Н.Е. Молоштановой [23], предложившей «новую модель формирования сильвинитов в относительно глубоководном (несколько десятков метров) солеродном бассейне со стратифицированными по плотности и составу рассолами» и пополнившей число сторонников расслоения рапы по плотности и

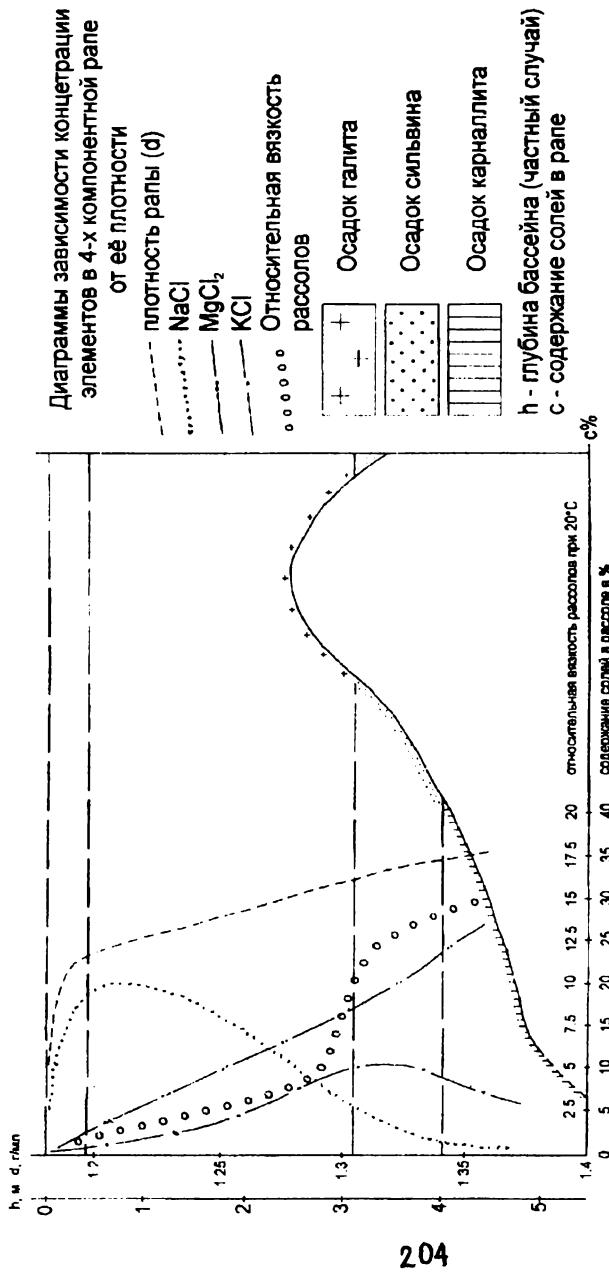
составу, автор счел возможным, наконец, обнародовать свою гипотетическую схему «в порядке постановки вопроса» (рисунок).

На схеме (рисунок) изображены палеогеографические и гидрохимические условия и механизм метастабильной кристаллизации криофильных минералов, т.е. условия формирования пестрых сильвинитов и участков отсутствия калийных солей в калийных пластах месторождений в течение годичного гидрохимического цикла, установленные автором на основе многочисленных наблюдений, и подмеченные многими исследователями особенности галогенеза на природных объектах.

Автор надеется, что тем самым ему удалось подтвердить правомерность представлений о первично-осадочном происхождении пестрых сильвинитов и так называемых «зон замещения» в калийных пластах. Естественно, что схема только в первом приближении отражает многообразие и специфичность калиенакопления в связи с ежегодными статико-динамическими колебаниями границ и глубин между слоями рапы и изменениями глубины бассейна, связанными с испарением, периодическим затоплением морскими и метаморфизованными водами, темпами прогибания впадины, тектоническими дислокациями соляной толщи и порога бассейна и т.д.

Верхнекамский солеродный бассейн представлял собой бассейн конечного стока с уровнем рапы значительно ниже уровня мирового океана [16, 42, 44]. Важным следствием постепенного сгущения рапы является стратификация рассолов по плотности [2]. Благодаря ей осолонение и накопление хлор-калий-магниевых рассолов начинаются с придонных, наиболее глубоких частей, куда стекают концентрированные рассолы после их формирования в наиболее мелководных, хорошо прогреваемых (и охлаждающихся) участках бассейна. Еще Г.Г. Уразовым [40] было установлено, что порядок напластования на ВКМ строго соответствует порядку кристаллизации солей в четверной системе  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ .

Изменение режима питания обусловило периодическое затопление и многолетнюю ритмичность соляных отложений, выражавшуюся в переслаивании пластов калийных и калийно-магниевых солей с прослойками ангидрито-глинистого состава («коржами») и пластами каменной соли. Исследователи, отстаивающие представления о значительной глубине солеродных бассейнов, полагают, что минеральный состав солей обусловлен распределением рассолов по степени концентрации и составу в зависимости от рельефа дна бассейна [13]. О стекании насыщенных рассолов в глубокие участки солеродного бассейна



Гипотетическая принципиальная схема стратификации рапты бассейна по ее плотности (вертикальный разрез на первую половину лета) и формирование фаций в калийных пластиах.

говорят также Е. Фульда, Ф. Лотце и некоторые другие немецкие исследователи, связывающие с этим явлением распределение в месторождениях минеральных разновидностей калийных солей [13]. М.П. Фивег [43, 46] отмечает, что «...в бассейне с неровным дном во время садки галита тяжелые рассолы постепенно будут накапливаться в более глубоких его частях и галитовый бассейн без стадии сухого озера перейдет в калийный с соляными берегами...».

Вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов, в том числе и Верхнекамского, до сих пор является дискуссионным среди исследователей, оценки которых колеблются от нескольких сот метров и километров до первых десятков и единиц метров. О.И. Петриченко с сотрудниками [38] по данным термобарохимии, изучавшей включения в седиментационном галите, оценивает глубину галитовых водоемов до 400-450 м, а калийных – до 10-15 м. По мнению С.М. Кореневского [19], «...ко времени отложения гипсов и ангидритов глубины бассейнов уменьшались и, очевидно, были около или меньше 100м. Садка солей в бассейнах начиналась, когда глубина их составляла лишь десятки метров. Самые минимальные глубины (до 10-20 м) солеродные бассейны имели в период садки калийно-магниевых солей...».

Вопрос о путях формирования достаточного слоя насыщенной калийными солями рапы – кардинальное положение теории морского калийного рудогенеза. Единого мнения по этому вопросу нет. По В.И. Копнину [18], «... образование объемов обогащенной калийными солями рапы может быть реализовано только через миграцию межкристальных рассолов из межзернового пространства подстилающих соляных осадков в наддонную рапу...». Частичное влияние отжимающихся рассолов на пополнение объемов наддонной хлоркалиймагниевой концентрированной рапы вряд ли имеет смысл отрицать.

Однако выявленные предпосылки и фактическое наличие в природе стратификации осолоненных и концентрированных рассолов по плотности и соответственно по катионному составу при общем анионе в четверной системе, а также инерционность природных процессов стратификации жидкостей снимает, как представляется, необходимость обязательного, по М.Г. Валяшко [1], прохождения калийного галогенеза через стадию «сухого озера». Это позволяет прийти к твердому убеждению не только в возможности, но и неизбежности раслоения рапы по плотности и, как следствие, по составу. Причем процесс накопления концентрированных рассолов в глубоких частях бассейнов был постепенным, что и отображено на вышеприведенном рисунке.

Вскрытие в южной части месторождения под маркирующей глиной, т.е. в кровле нижней каменной соли, двухслойного сильвинитового пласта (КрIV), кстати, впервые зафиксированного автором в середине 60-х гг. при документации керна по скв.424, свидетельствует о том, что уже к концу формирования нижней каменной соли (по номенклатуре В.И. Копнина) в некомпенсированном Соликамском прогибе был создан запас подготовленных к садке рассолов, обеспечивший в дальнейшем формирование продуктивной толщи месторождения.

Об уникальной теплоемкости, точнее – холодаеомкости, природных соляных рассолов свидетельствует казус на Баскунчакском солепромысле, случившийся после отказа рабочих солепромысла работать зимой. После инспекторской проверки, затяянной министерскими ре-визорами, панически сбежавшими в довольно теплое время зимы с мостков, проложенных над озером к комбайну (даже не успев дойти до комбайна), министерство, наконец, согласилось на сезонный – летний график работ солепромысла.

Результаты исследования температурного режима антропогенного (провального) оз.Развал (Соль-Илецк) А.И. Дзенс-Литовским [9, 10] показали, что температурным колебаниям подвержен только верхний слой рапы до глубины 4-5 м, ниже отрицательная температура рассола сохранялась постоянной во все времена года [8]. Учитывая громадные размеры и открытость ветровым воздействиям Верхнекамского бассейна в отличие от оз. Развал, а также данные Р.Ф. Шмальца [51], следует предположить, что застойный режим рассолов в ВКМ бассейне существовал с глубины не более чем 10-15 м.

Немецкие исследователи, привыкшие к педантичному отношению к делу, даже такие сторонники значительного эпигенетического влияния отжимающихся межкристальных рассолов, как Г. Борхерт, отмечают, что «... первично-седиментационные минеральные фации солей распространяются на большие пространства, измеряемые сотнями метров, десятками и сотнями километров, тогда как фации, возникающие метасоматическим путем при воздействии рассолов, захватывают площади всего в единицы и десятки метров». На основе геохимических исследований М.Г. Валяшко и Э. Штолле пришли к выводу о том, что «... карналлитовая и кизерито-сильвинитовая породы пласта Стассфурт, а также породы промежуточного состава являются нормальными осадками солеродного бассейна морского происхождения, процесс отложения солей в котором протекал по метастабильному пути. Зоны же разубоживания калийного пласта образовались в период формирования пласта Стассфурт в солеродном бассейне, а никак не за

счет воздействия чужеродных растворов на уже сформировавшуюся залежь...» [3].

Некоторые же наши исследователи вопросы фактам придают явно гипертрофированное значение влиянию отжимающихся межкристальных рассолов. Так, по мнению А.И. Кудряшева [20], все наблюдаемые взаимоотношения первичных и вторичных пород ВКМ могут быть объяснены с позиций палеогидродинамики соляной толщи (с. 304). По его же мнению, «...Миграция вод, вытесняемая при уплотнении соляных осадков, осуществлялась в виде сплошной ламинарной фильтрации...».

Достаточно посетить оз. Эльтон в июле-августе, погулять босиком по плотно сцементированной колючей (из-за острых вершин кристаллов галита) поверхности (как осущенной, так и покрытой рапой) новосадки галита, отобрать образцы (возможно, только с помощью молотка и зубила) сростков прекрасно ограниченных крупных кристаллов галита, а также познакомиться с современными данными [5 и др.], как даже в кошмарном сне не приснится «ламинарное движение» межкристальных рассолов. Даже основоположники флюидогеодинамики отмечают возможность преимущественно струйного, а не ламинарного движения межкристальных рассолов при отжиме и, прежде всего, под влиянием и во время тектонических дислокаций [48]. При этом, если учесть физико-химические и гравитационные законы и наличие расслоенной рапы, ясно, что основной объем донной, т.е. межкристальной рапы при формировании продуктивной толщи ВКМ, будут составлять концентрированные хлоркалиймагниевые рассолы, а не хлорнатриевые или маломинерализованные растворы, волей гравитации остающиеся только в приповерхностных слоях рапы. Отсюда следует, что даже в случае отжатия во время формирования сильвинитовых и карналлитовых пластов влияние их будет минимальным, что и подтверждается полным отсутствием признаков какого-либо влияния на структурно-текстурный облик и состав галитовых, калийных и карналлитовых пластов каких-либо чуждых растворов в зонах 1-го типа. Полное отсутствие пятнисто-хаотического облика как на участках отсутствия калийных солей в калийных пластах, так и в толще калийных пластов, повсеместная сохранность отчетливой слоистости и первично-седиментационного облика пород, также свидетельствуют об отсутствии каких-либо признаков воздействия чуждых растворов.

На взгляд автора, возможным примером метасоматического влияния отжимающихся донных рассолов могут служить фотоиллюстрации на фигурах 44-45 и 48-53 в работе А.И. Кудряшева [20], на которых, вероятно, представлена типичная фация эпигенетических пород.

Однако наблюдения в горных выработках свидетельствуют, как указывала на это еще в 1956 г. В.А. Вахрамеева, о крайне редком их распространении, приуроченности почти исключительно к пласту АБ, т.е. к периоду активизации тектонических дислокаций в Соликамской впадине, и явно струйном, а не ламинарном движении отжимающихся рассолов.

Рассматриваемые образования полностью приурочены к участкам пласта АБ, сложенным «типичными» крупнокристаллическими «пестрыми» сильвинитами. Они распространены эпизодически, причем только в пределах конседиментационных поднятий и участков неровного, преимущественно мелководного, рельефа дна бассейна, т.е. приурочены к участкам и путям формирования и стекания концентрированных хлоркалиймагниевых рассолов с мелководий в более глубокие части бассейна, обладающие высококонцентрированными рассолами. Все это позволяет утверждать, что формирование пестрохаотических участков сильвинитов происходило в раннедиагенетическую стадию в условиях открытого бассейна.

Исходя из особенностей строения и распространения участков отсутствия калийных солей в калийных пластах, автором еще в 1967 г. в дипломной работе и в докладной записке, переданной в начале 1968 г. главному геологу ПО «Уралкалий» Н.Г. Шешукову, были сформулированы признаки предполагаемых, но еще не вскрытых скважинами так называемых зон «замещения», дан прогноз возможности их обнаружения вблизи семи скважин (97, 148а, 153, 189, 190, 218, 291). Позднее эти материалы были опубликованы [34].

За прошедшие с тех пор 35 лет горные выработки рудников пошли к скважинам 97, 189, 190. Около двух скважин (190, 97), т.е. в 65% случаев, были вскрыты зоны «замещения». Это является прямым доказательством справедливости выдвинутой автором гипотезы о раннедиагенетически-седиментационном мелководном метастабильном механизме формирования зон отсутствия калийных солей в калийных пластах месторождения и высокой достоверности предложенных критерии прогнозирования.

При освоении ВКМ А.И. Кудряшевым акцентируется внимание на текущем прогнозировании геологических условий ведения горных работ, что означает прогнозирование интенсивности складчатости и состава рабочих пластов (в том числе «зон замещения»), устойчивости кровли горных выработок, степени зависимости ее от характера и распространения складчатости и соответственно выбора системы отработки и т.п. Очень важным, очевидно, является также уточнение последовательности и условий формирования месторождения.

Однако в связи с сомнениями ряда авторов в том, что в разрезе соляной толщи ВКМ присутствуют литолого-батиметрические признаки мелководности (а также упорным нежеланием или неумением увидеть их), геологам, изучающим месторождение, предлагается пройти специальную подземную геологическую съемку с фиксацией на плане горных работ, совмещенном со схемой расположения подземных и поверхностных разведочных скважин, всех литолого-батиметрических признаков по каждому из разрабатываемых пластов. Тем самым продолжить начатые Б.М. Голубевым исследования тектонической структуры месторождения с составлением структурных карт по кровле всех пластов, горизонтов и толщ. Надеюсь, что реализация этих построений, выполненных для удобства сопоставления на прозрачной основе, позволит расшифровать механизм формирования конседиментационных поднятий и этапы вовлечения пластов в складкообразование.

Здесь автор считает уместным высказать несколько замечаний о проблеме водозащитной толщи (ВЗТ). Эта проблема не может быть решена окончательно, пока не будет достоверно вскрыта и обнародована причина антропогенной аварии – затопления третьего Березниковского рудника. Пока же, на наш взгляд, она до сих пор упорно скрывается.

Даже вторая авария – обрушение пород кровли и разрушение междукамерных целиков на Втором СКРУ в результате землетрясения в районе Соликамска (1995 г.) – только по счастливой случайности (наличие пластичной гипсово-глинистой шляпы над ВЗТ) не закончилась затоплением обоих Соликамских рудников. И тем не менее, судя по статье Н.В. Кузнецова и др. [21], в комплексе предупредительных мероприятий все еще отсутствует упоминание о необходимости создания герметичных перемычек.

Как известно, насыщенный соляной раствор, особенно хлористым магнием, теряет свою агрессивность к солям. Откачка прорвавшихся в соляную шахту вод никогда не может привести к успеху, т.к. каналы поступления вод быстро расширяются. Только прекратив доступ вод или изолировав их приток, пока все свободное не заполнится пространство насыщенными рассолами, или изолировав затопленные выработки от незатопленных с помощью герметичных перемычек, можно было попытаться спасти рудник. Территории закладочных комплексов (мокрая закладка), по-видимому, самое лучшее место для испытания подобных герметичных перемычек.

## Библиографический список

1. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
2. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312-328.
3. Валяшко М.Г., Штолле Э. Геохимический анализ генезиса калийных солей пласта Стассфурт // Там же. 1965. № 8. С. 977-995.
4. Вахрамеева В.А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 129-142.
5. Она же. Линзовидные включения каменной соли в сильвинитовых пластиах А и Б Верхнекамского месторождения, как явления локального диагенеза // Там же. 1964. Вып.45.
6. Голубев Б.М. О несогласном залегании пород внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения // Там же. 1972. Вып. 56, С. 8-12.
7. Он же. Строение соляной толщи Верхнекамского месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. Пермь, 1972. 31 с.
8. Гроховский Л.М. О современном соленакоплении в аридных зонах СССР // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т.1. С. 214-226.
9. Дзенс-Литовский А.И. Минеральные озера Илецкого соляного купола и их термический режим // Тр. лаборатории озероведения АН СССР. 1953. Т. II.
10. Он же. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л.: Недра, 1968. 118 с.
11. Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Тр.ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 3-128.
12. Иванов А.А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГГИ. Нов.сер. 1963. Т. 99. С. 153-180.
13. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М.: Недра. 1972. 328 с.
14. Они же. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра. 1975. 219 с.
15. Коннин В.И. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения солей. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1966. 26 с.
16. Он же. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральского прогиба // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып.118. С. 221-238.
17. Он же. О глубинах солеродных бассейнов фанерозоя и методах их определения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. №7. С. 3-9.
18. Он же. Тектоника и история формирования Соликамской впадины и Верхнекамского месторождения калийных солей // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: Тез. докл. междунар. конф. Соликамск, 2000. С. 115-118.

19. Кореневский С. М. О дискуссионных проблемах соляной геологии // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 12-23.
20. Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.
21. Кузнецов Н. В., Дьяков С. П., Папалов Л. М. Опыт разработки Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей в сложных горно-геологических условиях // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: Тез. докл. междунар. конф. Соликамск, 2000. С. 133-138.
22. Лупинович Ю. И., Кислик В. З. О знаках ряби в каменной соли 2-го калийного горизонта Старобинского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1965. №2.
23. Молоштанова Н. Е. К вопросу о генезисе сильвинитов Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и литологии. Науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 44-50.
24. Морозов Л. Н. К вопросу о происхождении зон замещения в калийных пластиах Верхнекамского месторождения // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. Ч. II. С. 116-117.
25. Он 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.
26. Он же. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского калийного месторождения // Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1971. С. 147-149.
27. Он же. Палеогеографические условия формирования калийных солей Верхнекамского и Эльтонского месторождений // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. II. С. 97-101.
28. Он 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.
29. Он же. Литолого-фациальные и структурные особенности соляных отложений Прикаспийской впадины (на примере Эльтонского месторождения калийных солей): Автогреф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1981. 24 с.
30. Он же. Некоторые особенности формирования лиофаций в краевых зонах калийных бассейнов // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983. С. 96-98.
31. Он же. Определение генетической последовательности и корреляция разрезов галогенных образований в условиях солянокупольной тектоники // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 77-83.
32. Он же. Особенности гипергенных изменений галогенных пород и значение их исследования для практики разведки солянокупольных калийных месторождений // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 112-120.
33. Он же. К методике полевых геологических исследований и наблюдений (в порядке завещания) // Проблемы минералогии, петрографии и металлоге-

ний. Науч. чтения памяти И.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 63-72.

34. Он же. Пестрые сильвиниты и зоны «замещения» (разубоживания) – мелководные фации Верхнекамского бассейна // Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: Матер. междунар. конф. "Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей". Пермь, 2001. С. 86-87.

35. Морозов Л.Н., Музалевский М.М. Характер внутреннего строения Эльтонского соляного купола // Вороны геологии Южного Урала и Поволжья / Саратовский ун-т. Саратов, 1978. Вып.17. С. 111-113.

36. Морозов Л.Н., Ковальский Ф.И., Свидзинский С.А. и др. Методика изучения особенностей внутренней структуры соляных массивов Прикаспия (на примере Эльтонского месторождения калийных солей) // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. II. С. 54-57.

37. Морозов Л.Н., Седлецкая Н.М., Аношин Л.В., Свидзинский С.А. Строение калийносных интервалов Эльтонского месторождения // Особенности строения залежей биофилита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980. С. 106-110.

38. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолгиздат, 1963. 535 с.

39. Уразов Г.Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения // Тр. ГГРУ. М.; Л., 1932. Вып. 43. С. 28-58.

40. Уразов Г.Г., Поляков В.Д. Исследование Кара-Богаз-Гола // Природа. 1956. № 9. С. 61-67.

41. Фивег М.П. Об условиях формирования Верхнекамской соленосной толщи // Тр. ВНИИГ. 1955. Вып. 30. С. 182-195.

42. Он же. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. I.

43. Он же. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 61-69.

44. Он же. Методика поисков калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 39 с.

45. Он же. Палеографические проблемы соленакопления и формирования калийных пород // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. I. С. 25-33.

46. Фивег М.П., Федин В.П. Кара-Богаз-Гол как модель соленакопления прошлого // Там же. С. 226-233.

47. Ходьков А.Е. Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ // Там же. С. 171-183.

48. Чирвинский И.Н. Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций Верхнекамского месторождения // Зап. ВМО. 1943. Ч. 72, № 2. С. 125-138.

49. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат. 1948. 387 с.

50. Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972. С. 5-46.

Г.Л. Беляева  
КамНИИКИГС, г. Пермь

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Органическое вещество в разрезах скважин северной части Западной Сибири представлено в основном макералами группы витринита, в нижней части разреза встречается фюзинит. Наиболее детально изучен триас-юрский разрез континентальных отложений от кровли тюменской свиты ( $J_2k$ ) до хадуттейской свиты ( $T_{10+1}$ ).

Витринитовые включения в отложениях тюменской свиты встречаются преимущественно во фрагментарном виде в углистых аргиллитах. Витринит представлен тонкими  $<1$  мм прослойками и прерывистыми волосовидными линзами, ориентированными по наслоению пород. Обрывки витринита неправильной формы встречаются в глинисто-углистом заполнителе тонких секущих трещин. При включенном анализаторе и вращении столика наблюдается оптическая анизотропия витринита, характерная для катагенетической преобразованности ОВ не менее  $MK_2$  ( $R^o > 0,6$ ) [1]. Ниже эти отложения представлены углистым аргиллитом с ориентированной структурой и микрослоистой текстурой. Под микроскопом в проходящем свете видно равномерное распределение ОВ по всей поверхности шлифа, но в то же время встречаются отчетливо выраженные микрослойки, состоящие исключительно из ОВ. В шлифах отдельных образцов наблюдается чередование прослоев с преобладанием органики (60-70% к объему породы) и прослоев с преобладанием минеральных компонентов. В обогащенных органикой прослоях гумусовое ОВ представлено очень тонкой органоминеральной смесью.

Витринит в углистых аргиллитах верхнекотухинской подсвиты ( $J_2a$ ) представлен линзами, не выдержаными по мощности, иногда с резкими раздувами и четкими границами. Одновременно отмечены узкие длинные линзы, разбитые поперечными трещинами. Границы таких линз нечеткие, размытые, по трещинам отмечается смещение

витринитовых фрагментов относительно друг друга. Это может указывать на присутствие в данном интервале ОВ как автохтонного, так и аллохтонного типов.

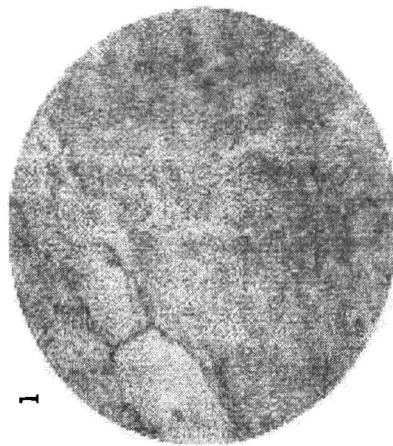
Углистые аргиллиты интервала ягельной свиты ( $J_1p$ ) незначительно пиритизированы, содержат тонкие прослойки и длинные узкие линзы каменного угля, не выдержаны по мощности. Прослойми аргиллиты переходят в глинисто-углистую органоминеральную породу. В анишлифе при увеличении видно, что углистые линзы имеют размытые очертания и состоят из тонкодисперсной органоминеральной смеси с преобладанием ОВ. Также встречаются отдельные, неправильной формы обрывки витринита с четкими границами.

В процессе детального изучения нижних горизонтов разреза северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна проводилось выборочное микрофотографирование образцов с ОВ при различном увеличении без иммерсии.

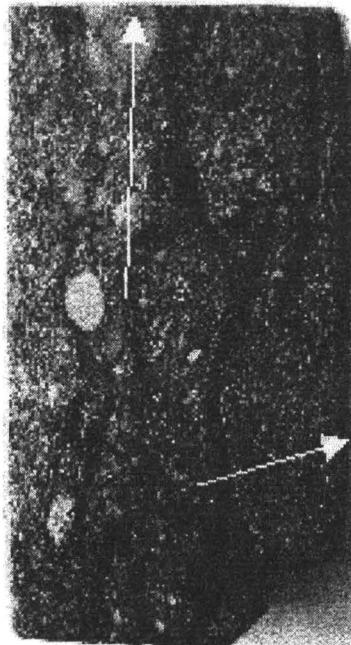
С отложений витютинской свиты ( $T_3n+g$ ) отмечается битуминизация углей. В анишлифах частицы битума выглядят как серые чешуйки неправильной формы на полированной поверхности витринита (рис. 1). Природа данного битума полностью не выяснена: либо это кероген нефтематеринских пород, либо битуминит – мацерал, характерный для сапропелевых углей [1]. В пользу битуминита говорит высокая степень катагенетической преобразованности пород, содержащих ОВ, и появление ниже, в разрезе сапропелевых углей. Вниз по разрезу битуминизация углей увеличивается, в отложениях варенгаяхинской и пурской свит встречен твердый матовый, похожий на уголь битум с раковистым изломом, имеющий чешуйчатую микроструктуру с неравномерным погасанием.

В нижней части разреза витютинской свиты встречены сапропелевые угли, что указывает на смену фациальной обстановки. Данный тип углей относится, вероятнее всего, к переходному от кеннельских углей к багхедам – кеннель-багхедовому. В анишлифах отчетливо видны остатки ископаемых водорослей в виде темных эллипсовидных тел, состоящих из альгинита, и редкие споры. Сапропелевый уголь, встреченный в скважине, представлен в автохтонном переслаивании с гумусовым углем или в виде окатанной гальки (рис. 2).

Вниз по разрезу в углях увеличивается количество фюзинита, а именно пирофюзинита – мацерала, содержащего наивысшее количество углерода. Фюзинит наиболее характерен для битуминозных углей. Под микроскопом в бледно-желтом в отраженном свете фюзините видны отчетливая звездчатая структура и высокий рельеф (рис. 3). Такая микроструктура обусловлена разрушением фюзинизированного



1

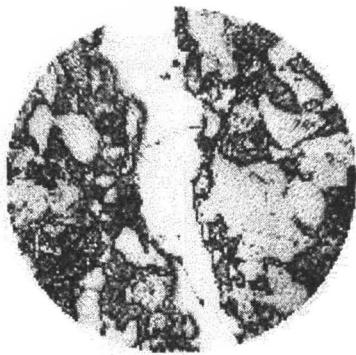
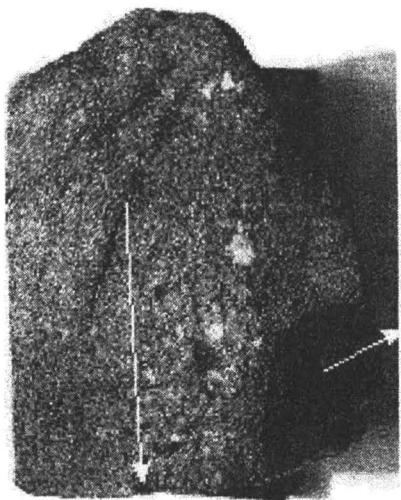


2

Рис. 1. Гравелитопесчаник из отложений витютинской свиты с включениями мелкой хальцедоновой гальки, с многочисленными прослоями и линзами сильно углистого аргиллита и блестящего гумусового угля:

1 - битуминозный уголь (увеличение 210); серые чешуйки битумного вещества "покрывают" сверху витринит.

2 - битумный компонент почти полностью перекрывает гумусовый уголь, видный только на небольших участках (увеличение 90); в анилине встречен глауконит (?) в виде неокатанной терригнной примеси



1

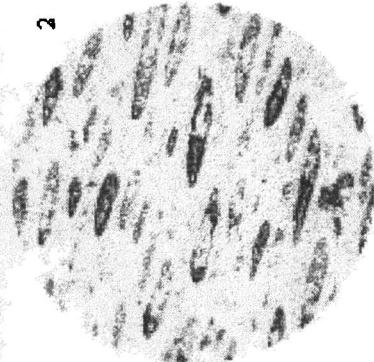


Рис. 2. Витютинская свита. Песчаник мелко-среднезернистый, прослоями и линзами переходящий в грубозернистый до гравелит. В травсилитовых линзах - обломки и окатанные зерна хальцедона, окатанные обломки матового черного неслюнкого угля. В трещинах - включения блестящего гумусового угля:

1 - тонкий прослой витринита (увеличение 90); витринит бесструктурный, высокой степени углефикации (полугантацитовая стадия - АК2), разбит тонкими поперечными трещинками;

2 - сапропелевый уголь, переходная разновидность от кенельских углей к бокситам (увеличение 90); темные эллипсоподобные тела с четкими границами являются остатками водорослей

216

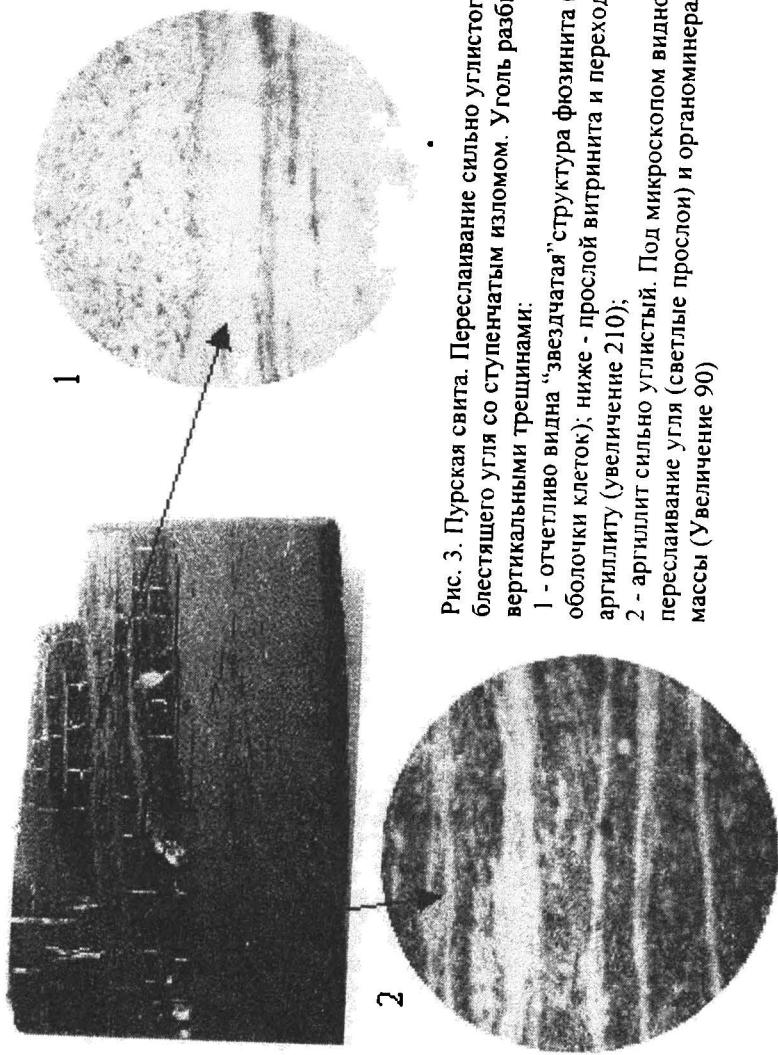


Рис. 3. Пурская свита. Переслаивание сильно углистого аргиллита и блестящего угля со ступенчатым изломом. Уголь разбит вертикальными трещинами:

1 - отчетливо видна "звездчатая" структура флюзинита (разрушенные оболочки клеток); ниже - прослой витринита и переход к углистому аргиллиту (увеличение 210);

2 - аргиллит сильно углистый. Под микроскопом видно тонкое переслаивание угля (светлые прослои) и органоминеральной глинистой массы (увеличение 90)

ОВ давлением вышележащих толщ, в результате чего оно превратилось в массу отдельных осколков. На отдельных участках в анишлифах прослеживается переход фузинита через семифузинит к витриниту. Присутствие фузинита, характерное для антрацитовых углей, подтверждает высокую катагенетическую преобразованность нижних горизонтов мезозойских отложений. В то же время сохранившееся клеточное строение фузинита указывает на наличие аномально высокого пластового давления, которое замедлило процесс преобразования минералов.

Для отложений низов пурской – верхней части хадуттейской свиты характерна высокая битуминозность углей, причем битумы, присутствующие в углях, различны по составу. В верхней части хадуттейской свиты битумы отмечены и в минеральной части породы, а в прослоях и линзах угля трещины заполнены битумами с небольшой примесью микровключений минералов.

#### *Библиографический список*

Э. Штах, М.-Т. Маковски, М. Тейхмюллер и др. Петрология углей. М: Мир, 1978. 554 с.

**О.В. Ситчихин**

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКО-ТУРНЕЙСКОМ КАРБОНАТНОМ КОМПЛЕКСЕ СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

В последние годы благодаря комплексному исследованию сейсморазведкой МОГТ и глубоким бурением появилось значительное количество новой геолого-геофизической информации о строении Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) на территории Соликамской депрессии и прилегающих к ней районов. Характерной чертой депрессии является ее совпадение с распространением ККСП.

Верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс формировался в условиях относительно стабильного, но дифференцированного погружения крупных блоков в морском бассейне. В результате текто-

но-седиментационных процессов к концу франского века сформировалась ККСП, которая особенно четко проявляется по кровле отложений фаменского яруса. В прогибах, не компенсированных осадками, существовала застойная обстановка с сероводородным заражением придонных слоев воды. К концу франского века глубина моря в прогибах достигала 200-400 м. В них накапливались маломощные кремнисто-глинисто-карбонатные битуминозные осадки доманикового типа [10]. Все прогибы Камско-Кинельской системы обрамлены цепочками позднедевонских органогенных построек, названных «полосами барьерных рифов», «палеоплато» и «атоллами» [5, 6], над отдельными вершинами которых при последующем осадконакоплении возникли структуры облекания. Органогенные постройки развивались также и во внутренних зонах ККСП, что характерно для Соликамской депрессии. К началу турнейского века палеорельеф был весьма контрастно расчленен. Перепад глубин в осевых и прибортовых зонах ККСП составлял 450-500 м. Прогибание в начале века существенно замедлилось и наступило время интенсивной компенсации прогибов, но в раннетурнейское время (до кизеловского времени [9]) повсеместно в прогибах отлагались глинистые осадки [5]. Заполнение прогибов происходило от бортов к осевым зонам. Начало турнейского века характеризуется накоплением карбонатных, карбонатно-глинистых или глинистых отложений в прибортовых зонах и на склонах палеоплато и атоллов – дельтообразно построенных толщ – клиноформ [7] мощностью до 200-300 м. Клиноформы к середине турнейского века образовали новые (турнейские) бортовые зоны прогибов. Сами прогибы сократились по ширине и их заполнение завершилось в позднетурнейское время [5].

Верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс является основной нефтегазогенерирующей толщей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Высокая значимость комплекса определяется тем, что именно его строение предопределило закономерности формирования нефтегазоматеринских свит, зон генерации и аккумуляции углеводородов, а в конечном итоге и размещение большей части месторождений нефти и газа продуктивного разреза. Преобладающая доля геологических ресурсов на севере Урало-Поволжья приурочена к наиболее значительным структурам облекания верхнедевонско-турнейских рифогенных массивов. Для верхнедевонско-турнейских карбонатных отложений характерно развитие крупных зон битуминозных пород и регионально проницаемых пластов, что создает благоприятные условия для миграции углеводородов из очагов генерации в зоны аккумуляции [1]. Несомненна также большая роль доманиковых отложений как генераторов углеводородов основной массы месторож-

дений палеозоя [2], что доказано оценочными расчетами их генерационного потенциала в сопоставлении нефтей и битумоидов пород, а также закономерностями распространения нефтегазоматеринских пород [10].

По результатам изучения пород в разрезах 65 скважин проведен анализ закономерностей процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе Соликамской депрессии и выделены нефтегазоматеринские породы наиболее высокой продуктивности (табл. 1, 2). Данный анализ впервые проведен по горизонтам (ярусам) по различным тектоно-седиментационным структурам Соликамской депрессии: бортовым зонам палеоплато и атоллов – Березниковскому палеоплато (субфация органогенных построек и разделяющая их субфация склоновых и межрифовых зон), Гежскому палеоплато (субфация органогенных построек), Чердынскому атоллу (бортовая зона) и прибортовым зонам. При этом учитывалось, что в верхнедевонско-турнейских отложениях Соликамской депрессии резко преобладает органическое вещество сапропелевого типа.

Одним из главных критериев выделения зон генерации углеводородов является тесная положительная линейная корреляционная зависимость между органическим углеродом ( $C_{opr}$ ) и битумоидами, в частности, хлороформенным ( $B_{xl}$ ), при этом должно быть достаточно высоким содержание  $C_{opr}$ : не менее 0,1% в карбонатных породах и не менее 0,2% в глинистых породах [3], что соответствует минимальному значению  $C_{opr}$ , необходимому для отнесения соответствующих литологических типов пород к нефтегазоматеринским. Наоборот, отсутствие зависимости между этими параметрами или отрицательная зависимость свидетельствуют о преобладании процессов миграции углеводородов.

Выделение нефтегазоматеринских пород и оценка их качества проводились по классификации К.Ф. Родионовой [9].

Автор использовал результаты анализов органического вещества и битумоидов, выполненных в разные годы лабораторией геохимических исследований пород и флюидов КамНИИКИГС.

В пределах Березниковского палеоплато (субфация органогенных построек) наиболее тесные положительные связи между  $C_{opr}$  и  $B_{xl}$  установлены в саргаевских и мендымских отложениях ( $r = 0,88-0,95$ ), что свидетельствует об интенсивных процессах генерации углеводородов. Значительно менее тесная связь между этими параметрами выявлена в фаменских и турнейских отложениях ( $r = 0,31-0,42$ ), а отрицательная связь наблюдается в доманиковых и верхнефранских отложе-

Таблица 1

**Зоны генерации и миграции углеводородов  
в верхнедевонско-турнейской карбонатном комплексе Соликамской депрессии**

Тектоно- седиментационная структура	Горизонт (ярус)	$\Gamma_{\text{Сорг/Бхп}}$	Седиментационная структура	Горизонт (ярус)	$\Gamma_{\text{Сорг/Бхп}}$
Березниковское палеоплато (субфация органогенных построек)	Саргаевский Доманиковый Мендымский Верхнефрансий Фаменский Турнейский	0,95 -0,35 0,88 -0,08 0,42 0,31	Тектоно- седиментационная структура	Саргаевский Фаменский	0,60 0,72
Березниковское палеоплато (субфация склоновых и межрифовых зон)	Доманиковый Мендымский Верхнефрансий Фаменский Турнейский	0,99 0,96 0,99 0,87 0,56	Прибрежные зоны	Саргаевский Доманиковый Мендымский Верхнефрансий Фаменский Турнейский	-0,32 0,73 0,82 0,97 0,79 0,47
Гежское палеоплато	Верхнефрансий Фаменский Турнейский	-0,17 -0,40 -0,39			

Таблица 2

*Нефтегазоматеринские породы наиболее высокой продуктивности  
верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса  
Соликамской депрессии*

Тектоно- седиментационная структура	Горизонт (ярус)	Площадь
Березниковское палеоплато (субфация органогенных построек)	Саргаевский  Доманиковый  Верхнефранский Фаменский Турнейский	Дуринская Тунеговская Дуринская  Тунеговская Маговская Сибирская Боровицкий профиль, 605 Восточно-Соликамская Маговская Язьвинская Уньвинская
Березниковское палеоплато (субфация склоновых и межрифовых зон)	Доманиковый  Мендымский  Верхнефранский  Фаменский Турнейский	Березниковская  Березниковская  Березниковская  Березниковская Низовский профиль, 38 Белопашинская
Чердынский атолл	Фаменский	Лызовская
Прибортовые зоны	Доманиковый Мендымский Верхнефранский Фаменский Турнейский	Низовский профиль, 609 Низовский профиль, 609 Чердынская Остяцкий профиль, 108 Пихтовская Чердынская

ниях ( $r$  изменяется от  $-0,08$  до  $-0,35$ ), что говорит о преобладании миграционных процессов. Для субфации склоновых и межрифовых зон Березниковского палеоплато характерны явно выраженные генерационные процессы в доманиковых, мендымских, верхнефранских и фаменских отложениях ( $r = 0,87-0,99$ ), менее интенсивно процессы генерации выявлены в турнейских отложениях ( $r = 0,56$ ).

Для Гежского палеоплато отличительной чертой является отрицательная связь между  $C_{opr}$  и  $B_{xl}$  во всех изученных горизонтах (ярусах),  $r$  варьирует от  $-0,17$  до  $-0,40$ , что свидетельствует о значительном преобладании миграционных процессов, т.е. верхнефранско-турнейские отложения Гежского палеоплато являются зоной аккумуляции углеводородов.

В изученных саргаевских и фаменских отложениях Чердынского атолла в большей степени преобладают генерационные процессы, поскольку установлена достаточно тесная положительная связь между  $C_{opr}$  и  $B_{xl}$  ( $r = 0,60-0,72$ ).

Наиболее интенсивные процессы генерации углеводородов в прибрежных зонах установлены в доманиковых, мендымских, верхнефранских и фаменских отложениях ( $r = 0,73-0,97$ ), значительно менее интенсивные – в турнейских отложениях ( $r = 0,47$ ), а в саргаевских отложениях преобладают миграционные процессы ( $r = -0,32$ ).

Итак, на основании вышесказанного можно заметить, что от саргаевских отложений к турнейским в целом возрастает доля миграционных битумоидов. Это доказывается еще и тем, что максимальная величина битумоидного коэффициента ( $\beta_{xl} = B_{xl} \times 100 / C_{opr}$  (OB)) возрастает снизу вверх, причем наибольшие значения выявлены в фаменских и турнейских отложениях (до 100%). А поскольку залежи нефти и газа в пределах верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса в основном приурочены к фаменским и турнейским отложениям, то максимальные значения  $\beta_{xl}$  указывают на развитие процессов формирования залежей.

Проведенный анализ показывает широкое развитие интенсивных процессов генерации и миграции битумоидов в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе Соликамской депрессии. По результатам исследований КамНИИКИГС, проводимых под руководством Т.В. Караваевой [8], выявлена катагенетическая зональность верхнедевонско-турнейских отложений Соликамской депрессии. Степень катагенеза колеблется в широких пределах – от  $MK_1$  до  $MK_3$  (палеотемпературы  $60-140^{\circ}C$ ), что свидетельствует о том, что депрессия находится в главной зоне нефтеобразования. По площади явно преобладает градация  $MK_2$ . Отложения верхнедевонско-турнейского ком-

плекса Березниковского палеоплато находятся на градации МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub> (МК<sub>3</sub> в южной части), Гежского палеоплато – МК<sub>2</sub>, Чердынского атолла – МК<sub>2</sub>, прибортовых зон – МК<sub>1</sub>-МК<sub>3</sub> (МК<sub>1</sub> в западной части, МК<sub>2</sub> на большей части, МК<sub>3</sub> в северной и восточной частях). Эти данные убедительно подтверждаются данными пиролитических исследований КамНИИКИГС.

Широкий диапазон градаций катагенеза верхнедевонско-турнейских отложений Соликамской депрессии обеспечивал генерацию нефтей различных свойств. По данным М.Г. Фрик [11], плотность нефтей изменяется в основном от 0,8 до 0,88 г/см<sup>3</sup>, тенденциозно уменьшаясь с запада на восток в соответствии с формированием углеводородных систем в условиях катагенетического преобразования органического вещества [4].

В результате выполненных исследований получены следующие результаты (некоторые впервые):

1) верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс Соликамской депрессии представляет собой мощную генерационно-миграционно-аккумуляционную зону, что связано с формированием органогенных построек во внутренних зонах ККСП;

2) нефтегазоматеринские породы самой высокой продуктивности выявлены на Дуринской (скв. 3), Тунеговской (скв. 37), Березниковской (скв. 1), Чердынской (скв. 513), Маговской (скв. 7), Лызовской (скв. 107, 110), Восточно-Соликамской (скв. 100), Сибирской (скв. 144, 146, 150, 154), Уньвинской (скв. 120), Язвинской (скв. 33), Белопашинской (скв. 65), Пихтовской (скв. 190, 194) площадях, а также в пределах Низовского (скв. 38, 609), Остяцкого (скв. 108) и Боровицкого (скв. 605) профилей. Таким образом, нефтегазоматеринские породы широко распространены в верхнедевонско-турнейском комплексе Соликамской депрессии. Причем нефтегазоматеринские породы наиболее высокого качества выявлены главным образом в пределах Березниковского палеоплато во всех горизонтах (ярусах) и прибортовых зон – также во всех горизонтах (ярусах), кроме саргаевского горизонта;

3) распространение нефтегазоматеринских пород в пределах бортовых зон объясняется их литологической неоднородностью и широким присутствием депрессионных фаций, характерных для внутренних зон;

4) от саргаевских отложений к турнейским в целом возрастает доля миграционных битумоидов;

5) в средне-верхнефранских отложениях преобладают процессы генерации углеводородов, а в фаменских и турнейских – процессы миграции и аккумуляции;

6) наиболее интенсивные процессы генерации углеводородов выявлены в пределах Березниковского палеоплато – в саргаевских и мендымских отложениях (субфафия органогенных построек), в доманиковых, мендымских, верхнефранских и фаменских отложениях (субфафия склоновых и межрифовых зон) – и в прибрежных зонах (доманиковые, мендымские, верхнефранские и фаменские отложения). Гежское палеоплато представляет собой зону аккумуляции углеводородов;

7) степень катагенеза органического вещества верхнедевонско-турнейских отложений Соликамской депрессии находится в широком диапазоне – МК<sub>1</sub>-МК<sub>3</sub>, т.е. вся территория расположена в главной зоне нефтеобразования;

8) наблюдается увеличение степени катагенеза от МК<sub>1</sub> на западе до МК<sub>3</sub>, на востоке, преобладает по площади градация МК<sub>2</sub>;

9) широкий диапазон градаций катагенеза обеспечивал генерацию нефти различной плотности; плотность нефти закономерно уменьшается с запада на восток в соответствии с формированием углеводородных систем в условиях увеличения степени катагенеза органического вещества.

Полученные результаты, возможно, могут способствовать прогнозированию новых открытий месторождений в пределах Соликамской депрессии и прилегающих территорий.

### *Библиографический список*

1. Белоконь Т.В. (отв. исполнитель). Комплексные геохимические исследования органического вещества, битумов, нефти и подземных вод осадочного чехла на севере Урало-Поволжья. Отчет КО ВНИГНИ по теме 156. Пермь, 1984.

2. Белышев Б.И. (отв. исполнитель). Научно обосновать наиболее эффективные направления поисковых и разведочных работ на нефть и газ в северных и западных районах Урало-Поволжья на 1986-1990 гг. Отчет КамНИИКИГС по заказ-наряду 4826580/356. Пермь, 1987.

3. Геология и геохимия нефти и газа / Под ред. Б.А. Соколова. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.

4. Дедеев В.А., Аминов Л.З., Анищенко Л.А. Природные углеводородные системы Печорского нефтегазоносного бассейна как основа оценки качества перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа // Топливно-энергетическая база европейского северо-востока СССР / УрО АН СССР. Сыктывкар. 304 с.

5. Неганов В.М. (отв. исполнитель). Анализ результатов геологогеофизических работ в восточной части Соликамской депрессии с целью обоснования постановки сейсмических исследований. Отчет ТОО «ГЕОМНН». Пермь, 1998.

6. Неганов В.М., Морошкин А.Н., Шихов С.А. Строение Камско-Кинельской системы прогибов по результатам геофизики и бурения // Геофизика-2000. Спец. выпуск к 50-летию «Пермнефтегеофизики». Пермь, 2000. С. 34-38.
7. Перспективы нефтегазоносности турнейской толщи заполнения Камско-Кинельских прогибов в северных районах Пермской области / Под ред. А.А. Аксенова / ОАО НТК «Нефтеотдача». М., 2002. 94 с.
8. Попов С.Г. (отв. исполнитель). Составление карт палеотемпературной зональности Пермской области и сопредельных территорий. Отчет КамНИИ-КИГС. Пермь, 2002.
9. Родионова К.Ф., Максимов С.И. Геохимия органического вещества и нефтегематеринские породы фанерозоя. М.: Недра, 1981. 367 с.
10. Фрик М.Г., Титова Г.И. (отв. исполнители). Комплексная геолого-геохимическая характеристика различных структурно-фациальных зон верхнедевонско-турнейского палеошельфа Пермской области в связи с выбором направлений нефтепоисковых работ. Отчет КамНИИКИГС по контракту 09/01. Пермь, 2002.
11. Они же. Геохимия нефтей и газов Пермской области // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор. М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. 58 с.

**ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИИ  
ТЕХНОГЕНЕЗА**



## ПЕРВЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Цветная металлургия России началась в 1634 г., когда былпущен в эксплуатацию Пыскорский медеплавильный завод, работавший на базе пермских медистых песчаников. С начала XVIII в. велось бурное строительство медеплавильных заводов на Урале и в Прикамье.

За время существования медеплавильных заводов в Прикамье накопились огромные массы шлаков – первых техногенных месторождений Прикамья, содержащих медь, ванадий, никель, кобальт, серебро, золото и т. д. Кроме того, у разрабатывавшихся рудников скапливались отвалы медистых песчаников с сульфидным оруденением и содержаниями меди менее 2%. Отвалы пород у рудников ревизовались в 20-х и 30-х гг. прошлого века (Казанцев, 1929, 1930). Изучением шлаков в 60-х гг. прошлого века занимался коллектив пермских геологов под руководством Ю.А. Нечаева [2]. С тех пор, насколько известно автору, подобных работ не проводилось. Возможно, имеет смысл возобновить аналогичного типа исследования с применением современных методик. Практический смысл такого рода работ очевиден, т.к. общеизвестен факт, что пермские медистые песчаники являются комплексным сырьем. К примеру, выделена даже платиносодержащая меднорудная формация медистых песчаников с осмий-платино-пallадиевым типом ассоциации МПГ [6].

Ревизия отвалов рудников сопряжена с определенными трудностями в силу их разбросанности. Ревизия же шлаковых отвалов заводов легко выполняется. Осмотр и опробование их в первую очередь следует произвести на наиболее крупных заводах с длительными сроками существования медеплавильного производства: Юговских, Бымовском, Бизярском, Курашимском, Ашапском, Уинском и Троицком.

Ниже в конспективной форме приводятся данные о медеплавильных заводах, находившихся в границах современной Пермской области. Данные по запасам металлов в шлаках даются по Ю.А. Нечаеву. Сведения о владельцах могут в дальнейшем помочь при поисках дополнительных данных об этих заводах (соответствующие фонды в архивах).

1. Аннинский (Бабкинский), 1760 – 1788 гг., 28 лет существования. Построен по указу Правительствующего сената И.Г. Чернышовым, до 1770 г. принадлежал П.И. Осокину, затем казне. Аннинский завод имел 12 медеплавильных печей. Собственных руд не имел, пользовался рудами с Палыгорских или Забабкинских рудников. С 1788 г. на месте медеплавильного завода был открыт монетный двор, который с января 1789 г. начал чеканить двух- и пятикопеечную монету. В 1796 г. монетный двор был закрыт, снова началось медеплавильное производство, но в 1800 г., в связи с истощением разведанных запасов руд, оно было закрыто.

В конце XVIII столетия решено было построить завод для приготовления холодного оружия по образцу золингенского, лучшего в Европе. По повелению императора Павла (1754–1801 гг.) горному начальнику Гороблагодатских и Каменского заводов Дерябину было поручено определить подходящее для завода место на р. Каме. Дерябин посчитал возможным устройство оружейной фабрики при Аннинском заводе на р. Бабке. Убийство Павла не позволило воплотиться в жизнь этой идеи. Император Александр I указом Сенату от 20 февраля 1807 г. повелел немедленно приступить к постройке завода и пригласить вместе с тем частных заводчиков изготавливать и сдавать в казну оружие. Успеха начинание не имело [1].

Теперь с. Аннинск Кунгурского района на р. Бабке, притоке р. Ирень, в 60 км к югу от г. Перми. В окрестностях сохранились рудники. В шлаковых отвалах завода, по данным Ю.А. Нечаева (1961), находится 150 тыс. т шлаков, содержащих 1 350 т меди, 130 т ванадия, 10 т никеля, 4 т кобальта, 3 т серебра, 0,5 т германия и 1 т иттрия.

2. Анцубский (Тряпицинский, Кукморский), 1725 – 1743 гг., 18 лет существования. Построен И. Тряпициным, с 1731 по 1735 г. принадлежал Г.М. и К.Г. Вяземским, последний хозяин – С. Иноземцев. Находился на Анцубском ключе, впадавшем в р. Тулву.

3. Ашапский (Ашабский), из группы Суксунских, 1744–1869 гг., 125 лет существования.

Есть сведения о существовании завода с 1676 г. [4]. Завод основан А.Н. Демидовым. Владельцы: с 1745 по 1847 г. – сыновья и внуки А.Н. Демидова (Г.А. Демидов, А.Г. Демидов и П.Г. и П.Г. Демидовы), в 1847 г. заводом владела казна, затем – Товарищество Суксунских горных заводов (с 1848 по 1863 гг.). С 1863 г. передан казне.

В 1836 г. завод сгорел, восстановлен в 1848 г. первым на Урале Товариществом Суксунских горных заводов. В 1863 г. Ашапский завод был взят в казенное управление. На заводе было 6 печей с горнами для перечистки меди с суточной производительностью до 330 кг чер-

ной меди и 170 кг медистого чугуна, отвозившихся на Суксунский завод для передела. В 1869 г. завод сгорел вторично и больше не восстанавливался. Ныне с. Ашап Ординского района на р. Большой Ашап, притоке Ирени, в 55 км к юго-востоку от г. Кунгура. В шлаковых отвалах находится 200 тыс. т шлаков, в которых содержится 1000 т меди, 100 т ванадия, 15 т никеля, 20 т кобальта, 6 т серебра, 4 т германия и 6 т иттрия.

4. Бизярский, 1740–1864 гг., 124 года существования. Завод основан и до 1769 г. принадлежал П.И. Осокину, с 1804 по 1818 г. владелец завода А.А. Кнауф, 10 последующих лет им владели Ралль и Доути, с 1828 по 1853 г. завод принадлежал казне, позднее – Акционерной компании Кнауфских горных заводов. Теперь с. Бизяр Пермского района на р. Бизяр, притоке р. Бабки. В отвалах Бизярского завода находится 300 тыс. т шлака, в которых содержится 5000 т меди, 150 т ванадия, 15 т никеля, 4 т кобальта, 1,5 т серебра, 0,4 т германия.

5. Бымовский, из группы Суксунских, 1736 – 1899 гг., 163 года существования (с большими перерывами).

Грамота на строительство завода дана А.Н. Демидову в 1705 г. Как медеплавильный существовал с 1736 по 1850 г., когда был окончательно обращен в железоделательный, и в таком качестве действовал до 1868 г. Существовал 134 года, из них 114 года как медеплавильный. Был восстановлен в 1890 г. Так как завод находился в «запустении», то его пришлось перестроить почти с основания. В 1890 г. была произведена опытная плавка меди в количестве 341 пуда. При подобном устройстве завод мог выплавлять около 5 000 пудов штыковой меди в год [11]. По некоторым данным спорадические работы на Бымовском заводе велись до 1900 г. Владельцы: с 1736 по 1745 г. – А.Н. Демидов, с 1745 г. – сыновья А.Н. Демидова, с 1758 г. – Г.А. Демидов, с 1761 г. – А.Г. Демидов, с 1804 по 1824 г. – Г.А. Демидов, с 1824 г. – внуки (П.Г. и П.Г. Демидовы). Два года (1847, 1848) заводом владела казна, с 1848 по 1863 г. – Товарищество Суксунских горных заводов, при котором завод был перепрофилирован. В 1863 г. Бымовский завод был передан казне и в 1869 г. временно закрыт до 1889 г. Позднее принадлежал Хлудову (1889–1893) и А. Курочкину – с 1893 г. На заводе было 6 медеплавильных печей, выплавлявших до 0,5 т черной меди и до 0,5 т медистого чугуна в сутки (в год до 100–120 т меди и до 40–45 т чугуна). Черная медь для передела в штыковую отвозилась на Суксунский завод. Медистый чугун Бымовского завода отправлялся на Ашапский завод. Со второй четверти XIX в. из-за выработки рудников работал периодически и временами существовал только номинально. Находился в с. Бым Кунгурского района на р. Бым, в 70 км к югу от Перми. В

шлаках заводских отвалов (400 тыс. т) содержится 4000 т меди, 200 т ванадия, 20 т никеля, 6 т кобальта, 2 т серебра, 0,4 т германия. Высота шлакового отвала в настоящее время около 6 м при длине более 600 м. Шлаки периодически берутся под отсыпку дороги.

6. Висимский, 1733 – 1786 гг., 53 года существования. По другим данным действовал с 1736 г. Основан и построен на землях Строгановых казной, которой принадлежал до 1759 г. Позднее им владели М.И. Воронцов (до 1782 г.) и казна. Собственной рудной базы не имел и получал руду из принадлежавших Мотовилихинскому и Пыскорскому заводам рудников. В 1785 г. эти заводы сами почувствовали недостаток в рудах. Поставки на Висимский завод прекратились, что привело к его остановке в 1786 г., после Указа Пермской казенной палаты от 31 декабря 1785 г. Находился в д. Висим Добрянского района, в устье реки того же названия, левом притоке р. Камы, в 123 км выше Перми.

7. Давыдовский, 1720–1734 гг., 14 лет существования. Был расположен на месте нынешней деревни Заводчик на правом берегу р. Камы, в 8 км северо-западнее г. Осы. Основатели и владельцы до 1733 г. И. Тряпицин и И. Шмелев, затем заводом владел Н.Н. Давыдов.

8. Добрянский (Добрянский верхний, Домрянский), 1754 – 1954 гг., 6 лет существования в качестве медеплавильного, позже перешел на передел чугуна Билимбаевского завода. Завод основан и построен С.Г. Строгановым, с 1756 г. заводом владел А.С. Строганов, затем, с 1811 до 1817 г., – П.А. Строганов, с 1817 г. – С.В. Строганова, с 1845 г. – Н.П. Строганова и С.Г. Строганов, с 1882 г. – С.С. Строганов. С 1917 г. Добрянский завод арендует Франко-Русское общество. 5 января 1918 г. завод был национализирован. Ныне г. Добрянка на р. Добрянке, левом притоке Камы, в 70 км севернее г. Перми.

9. Егошихинский (Ягошихинский), 1723–1788 гг., 65 лет существования. Находится на р. Егошихе при впадении в Каму (ныне в черте г. Перми). Строительство начато казной 4 мая 1723 г. Вступил в действие в конце января 1724 г. С 1759 г. принадлежал М.И. Воронцову, с 1767 г. – В.Л. Воронцову. Вновь завод был передан казне в 1782 г. Остановлен «по безвыгодности». По представлению пермского губернатора Модераха Указом от 18 июня 1804 г. Егошихинский завод «предоставлен г. Перми», а его рудная и лесная базы переданы Мотовилихинскому заводу. За время существования завода выплавлено, по данным Н.К. Разумовского, примерно 170 000 пудов (2 720 т) меди или в среднем 2 615 пудов (42 т) в год. Если учесть, что среднее содержание меди в разрабатываемых песчаниках составляло

2,2 %, то для выплавки данного количества меди было добыто руды 7 727 300 пудов, или около 124 000 т, следовательно, отвалы содержат около 100 000 т шлаков.

10. Кунгурский, 1712–1718 гг., 6 лет существования. Принадлежал казне. За все время существования выплавлено не более 500 пудов (8 т) меди.

11. Курашимский, 1740–1862 гг., 122 года существования.

Завод основан П.И. Осокиным, владевшим им до 1804 г. До 1828 г. принадлежал А.А. Кнауфу. С 1828 по 1853 г. находился в ведении казны. С 1853 г. принадлежал Акционерной компании Кнауфских горных заводов. Ныне пос. Курашим Пермского района на р. Курашимке, притоке Бизяра, впадающем в Бабку. В 200 тыс. т шлаков содержится 1000 т меди, 100 т ванадия, 15 т никеля, 20 т кобальта, 6 т серебра, 4 т германия.

12. Мазуевский, 1704–1711 гг. Находился на р. Мазуевке, на одной плотине с Мазуевским железоделательным заводом. Основатели Ф. Молодой и Н.И. Огнев. Принадлежал казне. За год существования не произведено ни одной плавки. По другим сведениям [6], завод успел дать немногим более 10 пудов меди. В 1711 г. перепрофилирован на плавку железных руд.

13. Мотовилихинский, 1737–1863 гг., 125 лет существования. Завод заложен казной 28 марта 1734 г. В 1738 г. пущен на полную мощность. С 1760 г. принадлежал М.И. Воронцову, а в 1781 г. вновь был передан в казенное владение. В середине XVIII в. Мотовилихинский завод производил до 6,5 тыс. пудов меди (104 т) в год. В 1855 г. в даче завода находилось 10 казенных рудников, из которых добыто 224 600 пудов (3 593 т) руд и 3 246 603 пудов (51 946 т) пустой породы. Выплавлено штыковой меди 4 973 пуда (79,6 т) [3]. Содержание меди в шлаках от 0,06 до 0,19 %. 8 августа 1863 года закрыт, на его месте построен Мотовилихинский стале-чугуно-пушечный завод, не связанный с медеплавильным производством.

14. Небогатовский, 1723–1732 гг., 9 лет существования. Был расположен на р. Тулва. Основатели и владельцы И. Небогатов и Г. Красильников.

15. Нытвенский, 1756 г. – ныне. Как медеплавильный завод существовал 32 года (с 1756 по 1788 г.). Владельцы А.А. Голицына (Строганова), затем наследники. С 1879 г. заводом владело Франко-Русское Уральское общество, с 1884 г. – Камское акционерное общество железо- и сталеделательных заводов. Национализирован

26 апреля 1918 г. Ныне г. Нытва на р. Нытва, близ впадения ее в Каму, на 65 км западнее Перми.

16. Пожевской (Пожвинский), 1754 – 1935 гг. Указом от 23 марта 1754 г. Государственная бергколлегия разрешила Н.Г. Строганову «...для приращения своей пользы...чугунолитейный и железоделательный завод на речке Пожве построить». В марте 1756 г. был получен первый чугун. Семилетняя война (1756–1763 гг.) обострила медный голод, в связи с чем в марте 1756 г. Н.Г. Строганов возбудил ходатайство о постройке трех медеплавильных печей при Пожевском заводе. 2 июля 1758 г. эти печи вступили в действие. К 1784 г. известные запасы руды медистых песчаников в примыкающих к заводу месторождениях были выработаны, и с 1785 г. сюда доставлялась руда с Верхотурских рудников. В течение двух последующих лет (к 1787 г.) все три медеплавильные печи были разобраны. Время существования Пожевского завода в качестве медеплавильного 29 лет (1758–1787 гг.).

Владельцы: до 1763 г. – Н.Г. Строганов, до 1773 г. – С.Н. Строганов, с 1773 г. – В.А. Всеволожский, 1774 г. – В.А. Всеволожский и М.М. Походяшин, с 1789 г. В.А. Всеволожский, с 1796 г. – В.А. Всеволожский, с 1836 г. – А.В. и Н.В. Всеволожские, с 1849 г. – А.В. Всеволожский, с 1855 г. – казенное управление, с 1864 г. – наследники А.В. Всеволожского, с 1899 г. – С.Е. Львов. 26 мая 1918 г. Пожвинский завод национализирован. В 1956 г. демонтирован и в настоящее время затоплен водами Камского водохранилища.

#### 17. Пыскорские:

– *первый* (он же Григоровский), 1634–1640 гг., 6 лет существования. Недалеко от Григоровой горы, ныне у д. Григоровой Соликамского района. В 1640 г. был перенесен на более удобное место, ниже по Каме, в с. Пыскор, на рч. Камгортку.

– *старый*, 1640–1665 гг., 25 лет существования. Завод построен казнью, ей и принадлежал до 1656 г. Последние владельцы – Тумашевы. Расположен на р. Камгортке (Пыскорке), около Пыскорского бывшего Спасо-Преображенского монастыря. Производительность завода была до 600 пудов (9,6 т) меди в год. В 1648 г. закрывался после пожара.

– *верхний и нижний*, 1722 – 1829 гг., 107 лет существования. До 1759 г. принадлежали казне, затем заводами владел М.И. Воронцов. С 1781 г. – вновь казенные. Не работали с 1782 г. из-за недостатка руд. Ныне с. Пыскор.

18. Романовский, построен казной в 1716 г. Время действия 1 год. Находился в селе Романово на р. Яиве. Производились опытные плавки яйвинских руд.

19. Суксунский, 26 января (нового стиля) 1729–1891 гг. [10]. Завод основан А.Н. Демидовым, пущен 26 января (нового стиля) 1729 г. С 1745 г. им владели сыновья А.Н. Демидова. Последующие владельцы: с 1758 г. – Г.А. Демидов, с 1761 г. – А.Г. Демидов, с 1824 г. – П.Г. Демидов, с 1847 г. – казна, с 1848 г. – Товарищество Суксунских горных заводов, с 1863 г. – казна, с 1886 г. – А.П. Демидов, с 1893 г. – Торговый дом «Братья Каменские». Велась очистка меди, доставляемой с Бымовского и Ашапского заводов. 121 год существования в качестве медеплавильного. После 1850 г. – железноделательный. Расположен на р. Суксун, в 45 км к юго-востоку от г. Кунгур. Ныне это оптико-механический завод в г. Суксуне.

20. Таманский (Атаманский), 1721 – 1773 гг., 51 год существования. Завод основан А.Г., Н.Г. и С.Г. Строгановыми и до 1747 г. принадлежал им. С 1747 по 1763 г. находился во владении Н.Г. Строганова, с 1763 г. – А.Н. Строганова. На завод во время семилетней войны (1756–1763 гг.) возлагалась ежегодная поставка в казну 3 000 пудов (48 т) меди, что из-за недостатка воды зимой ему было не под силу. Завод находился на р. Таманка, правом притоке р. Камы, в 30 км к юго-западу от Усолья. Ныне с. Таман.

21. Троицкий (Талицкий, Соликамский), 1731 – 1771 гг., 40 лет существования. Основан М.Ф. Турчаниновым, с 1734 г. принадлежал Ф.М. и А.Ф. Турчаниновым. Не путать с Троицкими верхним и нижним, расположенными на р. Кидаш, притоке р. Ик (Башкортостан). В плавку на заводе, кроме медистых песчаников, неудачно пробовались чурольские сульфидные медно-никелевые руды. В шлаках завода, по Чеклецову, содержится до 7% меди [2]. При геологическом опробовании Северокамской партией ФГУП «Геокарта-Пермь» в 90-х гг. прошлого века в почвах окрестностей завода обнаружены аномальные содержания никеля. В рудах Чурольского медно-никелевого месторождения известна платина. С этой точки зрения было бы интересно изучение шлаков Троицкого завода. Время работы как медеплавильного завода неизвестно. Последние годы существования работал как меделитейный, производилось художественное литье, по свидетельствам современников не уступавшее итальянскому. Находился на правом притоке р. Усолки, речке Талице. Ныне район Соликамска – Карналитово.

22. Уинский (Ольгинский)<sup>1</sup>, 1749 – 1861 гг., 112 лет существования. Основан кунгурским купцом Т.И. Шавкуновым. Первые три печи пущены 22 декабря 1749 г., полностью завод был построен в июле 1750 г. На заводе имелись две медеплавильные фабрики с шестью печами, двумя молотами и гармахерским горном для разливки штыковой меди. За первый год существования было выплавлено 1 389 пудов (22 т) меди [2]. После смерти Т.И. Шавкунова (в 1760 г.) за долги был продан наследниками генерал-прокурору Сената – А.И. Глебову, который в 1769 г. перепродал его С.Я. Яковлеву (Собакину). С 1787 по 1858 г. заводом владели С.С. Яковлев и его наследники, с 1858 г. – графиня О.Н. Рошефор. Ныне с. Уинское, районный центр на р. Уй, в 70 км к юго-западу от г. Кунгур. В отвалах завода находится 100 тыс. т шлаков, в которых содержится 1500 т меди, 85 т ванадия, 80 т никеля, 20 т кобальта, 1 т серебра, 5,5 т германия.

23. Хохловский, 1756–1888 гг. Основатели и первые владельцы завода М.А. Строганова, А.А. Голицына (Строганова) и В.А. Шаховская (Строганова). Владельцы: с 1757 г. – М.А. Строганова, с 1784 г. – И.А. Лазарев, с 1801 г. – Е.А. Лазарев, с 1871 г. – Е.Х. Абамелек-Лазарева. Находился на р. Хохловке, правом притоке р. Камы. Ныне пос. Хохловка.

24. Чермозский, 1763–1955 гг., 12 лет наряду с доменным и передельным производством существовало медеплавильное (1765–1777 гг.). Основан Г.Н. Строгановым, с 1771 г. арендовался Л.Н. Лазаревым. Владельцы: с 1778 г. – И.Л. Лазарев, с 1801 г. – Е.А. Лазарев, с 1871 г. – Е.Х. Абамелек-Лазарева, с 1902 г. – С.С. Абамелек-Лазарев. Национализирован 1 марта 1918 г.

25. Шаквинский, 1740–1862 гг., 34 года существования (1743–1777 гг.) медеплавильного производства. Основан А.Н. Демидовым. С 1745 по 1758 г. его владельцами были сыновья А.Н. Демидова, с 1758 г. – Г.А. Демидов, с 1761 г. – А.Г. Демидов, с 1806 г. – Г.А. Демидов, с 1824 г. – П.Г. и П.Г. Демидовы, с 1847 г. – казна, с 1848 г. – Товарищество Суксунских горных заводов. На заводе было 2 печи, медь, выплавляемая на них, отправлялась на передел в Суксунский завод. При заводе было до 12 рудников, но руды из них при плавке смешивались с рудами Бымовского и Ашапского заводов. Остановлен за недостатком разведенных запасов медных руд. С 1800 г. на заводе производилась очистка медистого чугуна Бымовского и Ашапского заводов. Ныне – с. Шаква Березовского района на р. Шакве, в 34 км

<sup>1</sup> Ольгинскими назывались заводы Уинский и Шерментский по имени последней владелицы – графини О.Н. Рошефор.

северо-восточнее г. Кунгура. Не путать с деревней Шаквой, расположенной в верхнем течении р. Шаквы.

26. Шермейтский (Шермейский, Шермяйтский, Ольгинский), 1759–1863 гг., 104 года существования. Основатель и первый владелец А.И. Глебов. Владельцы: с 1769 г. – С.Я. Яковлев (Собакин), с 1787 г. – С.С. Яковлев, с 1818 г. – наследники С.С. Яковлева, с 1858 г. заводом владела О.Н. Рошефор. Ныне с. Шермейка Бардымского района, расположенное в 45 км к юго-востоку от г. Оса на р. Шермейке, притоке р. Тунтор, впадающей в р. Тулву.

27. Юговский верхний, 1740–1902 гг., 162 года существования.

27. Юговский нижний, 1735–1910 гг., 175 лет существования. Оба Юговских завода построены по определению Татищева. В 1757 г. отданы из казенного в частное владение графу И.Г. Чернышеву, в 1770 г. возвращены в казну, с 1892 г. арендовались Д.И. Захаревским и И.Н. Урбановичем. Представление о масштабах работ могут дать следующие цифры: в 1855 г. в даче завода находилось 28 рудников, из них 7 частных. Добыто 355 716 пудов (5 691 т) руды и 4 366 239 пудов (69 860 т) пустой породы [4]. Получено чистой штыковой меди 10 500 пудов (168 т). Содержание меди в шлаках от 0,06 до 0,15 %. Расположен в 1,5 км от Юговского верхнего, в настоящее время пос. Юг. В отвалах обоих заводов находится 1 550 тыс. т шлаков, содержащих 25 000 т меди, 700 т ванадия, 75 т никеля, 20 т кобальта, 7 т серебра, 3 т германия и 15 т (?) иттрия.

29. Юговской (Кнауфский, Юго-Кнауфский), 1732 – 1868 гг., 136 лет существования.

Основан П.И. и Г.П. Осокиными, с 1734 г. принадлежал П. Игн. Осокину, с 1769 г. – И. Ив. Осокину. В 1801 г. завод приобретен А.А. Кнауфом, в 1828 г. передан в казну и с 1853 г. управлялся Акционерной компанией Кнауфских горных заводов. Ранее – с. Юго-Осокино, ныне с. Калинино Кунгурского района, расположенное на р. Юг, притоке р. Турки, в 35 км к юго-западу от г. Кунгура. В 100 тыс. т шлаков содержится 1200 т меди, 55 т ванадия, 45 т никеля, 25 т кобальта, 3 т серебра, 4,5 т германия.

30. Юго-Камский, 1746 – ныне, 47 лет существования (1746–1793 гг.) медеплавильного производства. Позднее здесь развились мартеновское и сталепрокатное дело. Построен А.Г. Строгановым, с 1754 г. принадлежал М.А. Строгановой, А.А. Голицыной (Строгановой) и В.А. Шаховской (Строгановой). С 1757 г. заводом владели В.А. Шаховская (Строганова) и Б.Г. Шаховской, с 1823 г. – В.П. Буте-

ро-Родали (Шаховская, Полье, Шувалова), с 1864 г. -- А.П. Шувалов и наследники. Ныне пос. Юго-Камский Пермского района на р. Юг, в 60 км к юго-западу от г. Перми.

### *Библиографический список*

1. *Бурмакин А.С. Исторические данные по введению изготовления холодного оружия в Златоустовской фабрике немецкими мастерами // Горный журнал. 1912. Ч. 4, № 10 – 11.*
2. *Горный журнал. 1833. Ч. II, кн. 5*
3. *Горный журнал. 1857. Ч. 1.*
4. *Горный журнал. 1857. Ч. 2.*
5. *Гурин И.П. Уинкос // Сер. «Пермский край». Пермь, 2002.*
6. *Золоев К.К., Волченков Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометаллическое оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001.*
7. *Кинев Н.Г., Мякишин Е.Н., Шадрин А.И. Усть-Кишерть. Сер. «Пермский край». Пермь, 2004.*
8. *Металлургические заводы Урала. 1629–1996 гг. // План-проспект энциклопедии / УрО РАН. Екатеринбург, 1997.*
9. *Нечаев Ю.А., Гатауллин И.К. Отчет о ревизии медистых песчаников на медь и комплекс редких элементов, проведенной в 1959–1960 гг. Пермь, 1961.*
10. *Пермский календарь. Январь // Звезды. 2004. 15 января. № 6 (30523).*
11. *Сведения об улучшениях и изменениях в действии некоторых заводов в 1890 г. Памятная книжка и адрес-календарь Пермской губернии на 1892 г. Пермь, 1891.*
12. *Селянкин М.А. Медистые песчаники Пермской области. Т. I. Кн. I. Свердловск, 1941.*
13. *Труды Пермской губернской ученой архивной комиссии. Пермь: Тип. городской земской управы, 1904. Вып. 8.*

**С.С. Потапов, Н.В. Паршина,  
Н.Г. Максимович\*, В.А. Наумов\*, А.А. Каздым\*\***

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс,

\* ЕНИ при ПГУ, г. Пермь,

\*\* Российский университет дружбы народов, г. Москва

### **НАТЕЧНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (СТАЛАКТИТЫ И КОРЫ)**

В середине 50-х гг. XX в. в сферу научных интересов П.Н. Чирвинского входило и изучение классических пещерных сталактитов<sup>1</sup> [7,

---

© С.С. Потапов, Н.В. Паршина, Н.Г. Максимович,  
В.А. Наумов, А.А. Каздым, 2005

8] (рис. 1). Десятком лет позже генетическую классификацию натечных пещерных образований [4] разработал выдающийся российский карстовед Г.А. Максимович [2]. Возможно, что сталактиты учебной коллекции кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета (рис. 2) добыты не без участия Г.А. Максимовича.

Как отмечал в свое время Н.Г. Максимович [6], карбонатные сталактиты и сталагмиты образуются не только в пещерах. Сталактиты известны и в искусственных сооружениях из бетона или сцементированных строительных материалов. Это потерны плотин, мосты, стены сооружений. В 1888 г. Н. Карножицкий описал сталактиты на своде Рюриковской крепости в Старой Ладоге. А.Е. Ферсман сообщал, что в дворцовых подвалах Петродворца за 10 лет выросли белоснежные сталактиты длиной до 1 м. Под Кировским мостом в Ленинграде ежегодно вырастали нежные сосульки известковых натеков [9]. Сталактиты обнаружены в подвале Парижского вокзала, а сталактитоподобные образования – в Вене на крыше парламента, на памятнике Моцарту и на других объектах (табл. 1) [6] (с нашими современными дополнениями). Таким образом, можно говорить о *техногенных сталактитах*.

Одно из детальных описаний техногенных натечных образований на примере сталактитов, сталагмитов и натечных кор в подвале Московского государственного университета выполнено в 1976 г. Н.Г. Максимовичем [6]. В дополнение приведем краткие данные о сталактитах в двух подвалах Чешской Липы (ЧССР), вырытых в верхнемеловых песчаниках. В первом подвале, находящемся под домом на глубине 7 м. в 1967 г. на потолке обнаружено около 200 сталактитов, многие из которых имели длину 30 см. В другом подвале найден сталактит, длина которого в 1945 г. была 70 см, а в 1966 г. достигла 150 см. Скорость его роста около 40 мм в год. Сталактиты в виде бречек и бречек с утолщениями гулек состоят главным образом из лимонита и частично кальцита. Диаметр бречек 3-5 мм, а толщина стенок 0.5 мм. Со сталактитов капает вода – от 3 до 12 капель в минуту. На полу под сталактитами образовалась тонкая корка натечного лимонита [12]. Отсутствие сталагмитов в указанных подвалах подтверждает уникальность находки их в подвале МГУ.

<sup>1</sup> Сталактит (от греч. *stalaktos* – натечный по капле) – натечно-капельные (чаще известковые) образования, свешивающиеся в виде сосулек, трубок, гребенок, баухромы и т. д. с потолков и верхних частей стен карстовых пещер. Возникают в результате выпадения в осадок углекислого кальция при удалении из насыщенной им воды углекислого газа. Иногда встречаются гипсовые и соляные сталактиты, образующиеся при участии испарения (БСЭ 3-е изд. Т. 24, кн. 1 М. Советская энциклопедия, 1976. 398 с.).

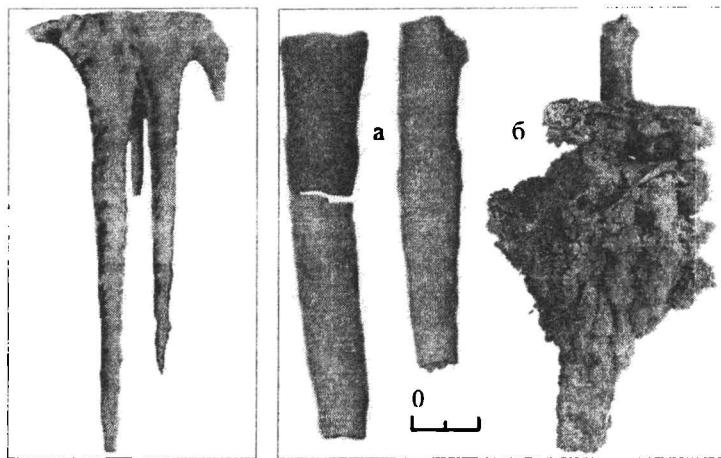


Рис. 1. Классические пещерные кальцитовые сталактиты [9]

Рис. 2. Пещерные сталактиты из коллекции кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета: а – трубчатые сталактиты, б – массивный сталактит, обросший агрегатом скаленоэдрических кристаллов кальцита



Рис. 3. Натечные коры на стыках облицовки серпентинитовой плиткой главных ворот Центрального ботанического сада в Екатеринбурге: а – общий вид декора ворот, б – фрагмент облицовки с белыми кальцитовыми корами

Таблица 1

*Натечные техногенные образования в различных сооружениях, рудниках и шахтах*

Сооружения	Сталактиты, длина, см.	Сталагмиты, см.	Ко-ра
<b>Крепости</b>			
Рюриковская, Старая Ладога	+		
Шлиссельбургская	+		
<b>Мосты</b>			
Кировский, Санкт-Петербург	+		
Железнодорожный, с. Усть-Кишерть, Пермская область	4.5		+
Автомобильный через р. Нерль (Ярославская область) [3]	12-15		
<i>Екатеринбург</i>			
ул. Малышева,	+		
ул. Куйбышева	+		
ул. Декабристов	+		
ул. Ленина (плотина)	25-30		
<b>Подвалы</b>			
Петродворец	100		
Подземелье, Екатеринбург	+		
Московский университет	40,5	20	+
Вокзал, Париж	+		+
<b>Прочие сооружения</b>			
Облицовка ворот в Центральный бот. сад, Екатеринбург (рис. 3)			+
Потолок бани, Екатеринбург	+		
Потолки обогатительных фабрик ОАО "Апатит" [1]	10		
Своды Крестовоздвиженского храма, Пермская область [7]	14		
Потерна Камской ГЭС	3-4 в 1976, до 10 в 2003 г.		+
Потерна Павловской ГЭС	3-4		
Плотина на р. Б. Сатка [8] (рис. 4)			+
Тоццель, Крым	15		
Крыша парламента, Вена	+		
Памятник Моцарту, Вена	+		
<b>Рудники и шахты</b>			
БКРУ-1 и БКРУ-4 Верхнекамского месторождения калийных солей	до 100 и более		
Учалинский колчеданно-полиметаллический рудник	70		

Нами [7] обнаружены и описаны сталактиты, образовавшиеся при просачивании воды на сводчатой кровле Крестовоздвиженского храма. Известны сталактиты с полым центральным каналом и с заполненным. В образцах сталактитов Крестовоздвиженского собора центральные каналы сквозные, но в различной степени заросшие минеральным веществом, причем отчетливо наблюдается тенденция уменьшения сечения канала книзу сталактита. В некоторых местах средней части сталактитов канал бывает почти полностью заросшим, но ниже места зарастания снова становится зияющим. На стенах каналов образуются белоснежные ажурные агрегаты скелетных кристаллов кальцита. Нередко центром кристаллизации внутри канала в сталактите являются ворсинки, ниточки, которые, обрастаая кальцитом, превращаются в причудливые минеральные гирлянды. Классические трубчатые мономинеральные кальцитовые сталактиты Крестовоздвиженского соборного храма несмотря на, видимо, слабую минерализацию просачивающихся вод, росли довольно быстро, со скоростью 1.6-2.0 мм/год, хотя такая скорость роста на порядок ниже скорости образования сталактитов в подвале МГУ.

Как отмечает А.А. Каздым с соавторами [3], интерес вызывает решение вопроса генезиса натечных форм карбоната кальция (сталактитов и сталагмитов), которые образуются при выщелачивании, растворении различных искусственных или природных строительных материалов – цемента, бетона, известняка. Были изучены кальцитовые сталактиты, сформировавшиеся на бетонных плитах покрытия моста через р. Нерль, в 30 км к северо-востоку от г. Переславль-Залесский в Ярославской области. Натечные образования представлены несколькими формами в основном каплевидного и сталактитовидного облика (рис. 5). Цвет сталактитов белый, светло-серый, в ряде случаев – желтый, светло-коричневый. Цвет зависит от насыщения растворов гидроксидами железа, образующимися при коррозии арматуры бетонных перекрытий моста под действием просачивающихся вод атмосферных осадков. Сталактиты представлены трубчатыми образованиями размером до 12-15 см и средним диаметром около 0.5-0.7 см. В месте крепления диаметр увеличивается до 2-3 см. Внутренний канал сталактитовых трубок не имеет идеально гладкой поверхности – отмечены великолепно выраженные дендритовидные микрокристаллы размером до 1-2 мм, подобные отмечаемым нами ранее в сталактитах Крестовоздвиженского храма [7]. В отдельных образцах внутренняя полость полностью заполнена микрокристаллами. Кроме того, в них же отмечены нитевидные и волокнистые (“волосовидные”) образования. Если мы предполагали, что центром кристаллизации внутри канала в сталактите



Рис. 4. Кальцитовые покровы (корры) на теле плотины на р. Б. Сатка (Челябинская область): а – общий вид, б – фрагмент сплошной коры на боковой стене плотины

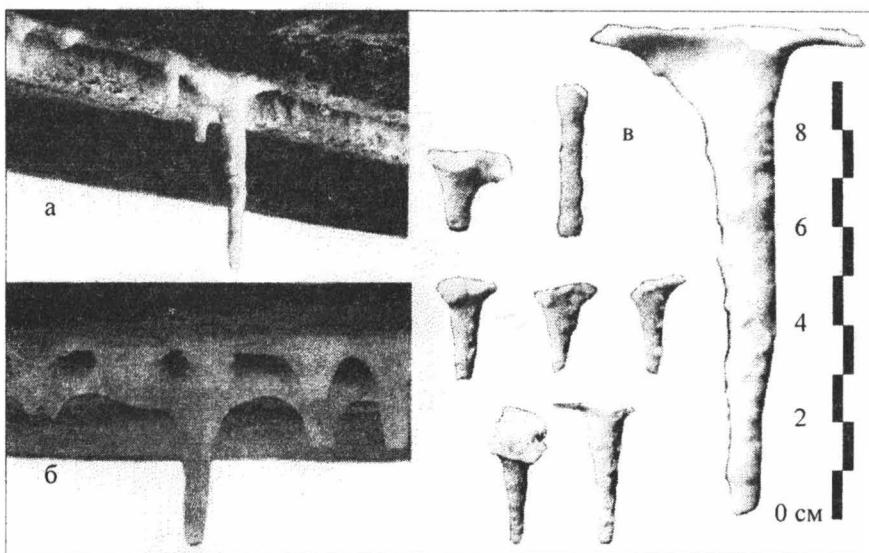


Рис. 5. Общий вид сталактитов на нижней поверхности бетонных конструкций моста через р. Нерль: а – белые сталактиты, б – желтый ожелезненный сталактит с каплей воды; в – морфология и размер белых сталактитов

являлись ворсинки, ниточки, обрастане которых кальцитом приводило к образованию причудливых кальцитовых гирлянд, то А.А. Каждым допускает обрастане кальцитом гифа гриба или водоросли (рис. 6). При изучении техногенных сталактитов сферовой и ловчоритовой обогатительных фабрик на Кольском полуострове Ю.Л. Войтеховским с соавторами [1] на внутренних поверхностях сталактитов обнаружены тончайшие нитевидные образования, диагностировать которые пока не удалось.

В изломе сталактитов с моста на р. Нерль хорошо заметно концентрически-слоистое сложение. Отмечено до 5 слоев, разделенных между собой полостями, или (в ряде случаев) до 10 слоев, достаточно плотно прилегающих друг к другу. Вероятно, посчитав концентры, можно приблизительно вычислить возраст сталактитов, учитывая тот факт, что в зимнее время их образование маловероятно, – в большинстве случаев можно отметить от 4 до 5 слоев кальцита, т. е. возраст сталактитов составляет около 5 лет. Рентгенофазовым анализом установлено, что сталактиты сложены кальцитом.

Такой же состав имеют и сталактиты с потолка заброшенных сферовой и ловчоритовой обогатительных фабрик [1]. Химическим анализом в кальцитовых сталактиках установлены (вес. %): CaO – 54.98, CO<sub>2</sub> – 42.70, SrO – 0.78, Na<sub>2</sub>O – 0.14, Fe<sub>общ</sub> – 0.10, MgO – 0.06, K<sub>2</sub>O – 0.045, п.п.п. – 0.70, H<sub>2</sub>O<sup>–</sup> – 0.14, SiO<sub>2</sub> < 0.10, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0.10, TiO<sub>2</sub> < 0.05 (аналитик Л.И. Константина, ГИ КНЦ РАН). Все химические элементы заимствованы из бетонных стен и перекрытий. Длина сталактитов достигает 10 см при диаметре у основания до 1 см (рис.7). Цвет – светло-серый, иногда бурый за счет неравномерного поверхностного окжелезнения. Форма – типичная, сталактиты полые практически во всю длину. Стенки толщиной 1-4 мм имеют скорлуповатое строение, плотные слои чередуются с рыхлыми. Наблюдения авторов подтверждают мнение известного спелеолога В.А. Мальцева о внешнем питании трубчатых кальцитовых сталактитов. Любопытно, что внутри них в то же время происходит иной процесс. Их внутренняя поверхность прихотливо изрезана, что вызвано периодическим растворением атмосферной влагой или дроздовым ростом, или тем и другим вместе. В ядерных частях друз наблюдается перекристаллизация с укрупнением зерна. При формировании природных кальцитовых сталактитов источниками вещества обычно являются известняки, а техногенных сталактитов – строительные материалы стен и перекрытий (цемент, бетон, известь).

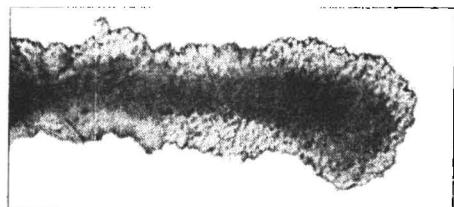


Рис. 6. Шлиф кальцитового сталактина с моста через р. Нерль. "Волосовидный" агрегат, вероятно обрастание кальцитом гифы гриба или водоросли, прозрачный шлиф (николи X, длина 1 мм)

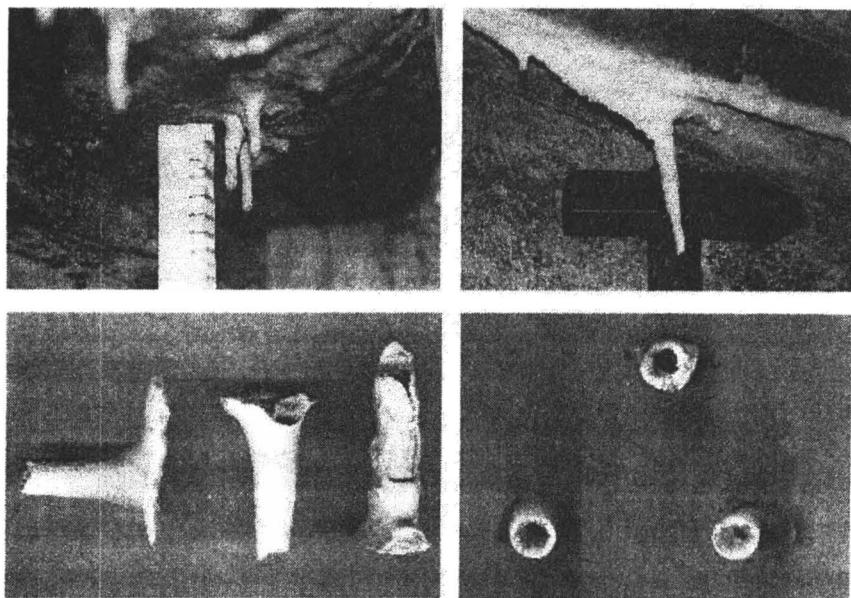


Рис. 7. Техногенные кальцитовые сталактиты с потолка заброшенных сферовой и ловчорритовой обогатительной фабрик на Кольском полуострове

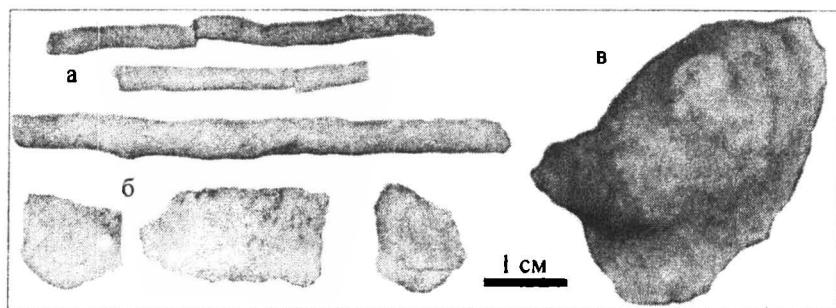


Рис. 8. Натечные техногенные образования в потерне Камской ГЭС: а – сталактиты и их фрагменты, б – обломки натечных кор. в – нарост – зарождающийся сталактит

Ю.Л. Войтеховский считает, что оценка скорости роста кристаллов кальцита в техногенных сталактиках (как, впрочем, и в природных натечных образованиях, да и вообще в генетической минералогии) – нетривиальная задача. Он пишет: “Очевидно, следует различать скорости их радиального роста в плотных слоях и свободного дроздового - во внутреннем пространстве. Общая длина сталактиков не имеет отношения к интересующим нас скоростям роста, так как в большей мере характеризует интенсивность подачи карбоната Са в систему просачивающимися растворами. Принимая максимальную толщину стенки сталактита 4 мм и время его образования 40 лет (исходя из истории ловчорритовой и сферновой обогатительных фабрик), получаем приблизительную скорость роста кристаллов кальцита 0.1 мм/год”.

В.А. Наумовым в 2003 г. во время экскурсии обнаружены и отобраны сталактиты, коры и нарости (рис. 8), образовавшиеся близ трещин в секциях Д-9 и В-4 дренажной потерны<sup>2</sup> со стороны верхнего бьефа Камской ГЭС. Сталактиты трубчатые с несколько смещенным от центра каналом диаметром 1-2 мм, длиной 7-10 см при средней ширине (диаметре) 0.5-0.7 мм. Сталактиты светловато-серого и желтовато-белого цвета, коры и нарости – белые на свежем сколе и сероватые (запыленные) с поверхности. И сталактиты, и коры, и нарости Камской ГЭС мономинеральны и состоят из кальцита, как и большинство природных натечных образований в пещерах (табл. 2).

Выше речь шла о мономинеральных кальцитовых натечных образованиях. Г.А. Максимович называл процесс их образования карбонатным спелеолитогенезом [4]. Вместе с тем сталактиты, как и другие натечные образования пещер, могут быть сложены другими минеральными видами, например, гипсом, галитом и другими минералами. В одной из пещер (полости) на Бакальском железорудном месторождении в Восточно-Буландихинском карьере были обнаружены сидеритовые сталактиты (устное сообщение И.А. Лаврова).

<sup>2</sup> Потерна - (франц. poterne, от лат. posterula – задняя дверь, боковой ход) – галерея (коридор) под землей или внутри массивного сооружения. Потерны прокладывают в виде подземного хода с каменным, бетонным или железобетонным усилением для соединения между различными частями крепостных форточ или опорных пунктов укрепленных районов. В теле массивных плотин, преимущественно бетонных, потерны представляют собой продольные галереи для отвода воды, собираемой дренажем основания и тела плотины, для наблюдения за состоянием внутренних частей плотины и за фильтрацией воды, для служебного сообщения между берегами и для других целей. В высоких плотинах устраиваются обычно две потерны, из которых одна располагается возможно ближе к основанию (БСЭ 2-е изд. Т. 34. 1955. С. 280).

Таблица 2

Рентгенограммы вещества сталактитов и эталонного кальцита

Кама-1*			Нерль-1**			Кальцит (Васильев, 1980, карта 9)		
№ п/п	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	hkl	
1	3.863	8	3.83	1	3.853	2	102	
2	3.038	100	3.03	10	3.036	10	104	
3	2.849	1	-	-	2.846	1	006	
4	2.496	12	2.43	2	2.497	4	110	
5	2.287	18	-	2	2.287	6	113	
6	2.095	16	2.090	2	2.095	5	202	
7	1.914	18	1.910	2	1.913	8	108	
8	1.876	18	1.870	2	1.877	8	116	
9	1.626	2	1.626	1	1.626	3	211	
10	1.606	8	1.608	2	1.604	6	212	
11	1.524	2	1.521	1	1.526	4	214	
12	1.473	1	-	-	1.474	3	215	
13	1.441	3	-	-	1.441	6	300	

Примечание: \* – сталактит из дренажной потерны Камской ГЭС. Дифрактометр ДРОН-2.0, CuK $\alpha$ -излучение. Оператор Т.М. Рябухина. \*\* – сталактит с моста через р. Нерль. Дифрактометр ДРОН-3.0, CuK $\alpha$ -излучение, монохроматор, шаг 1°/мин, 35 кВ, 25 мА.

В техногенных условиях так же, как и в природных, есть условия для формирования разнообразных по минеральному составу натечных образований. Г.А. Максимович и Г.В. Бельтиюков [5] описали соляные натечные образования горных выработок. Во время экспедиционных работ на Верхнекамском месторождении калийных солей в 1990 г. нами в одной из горных выработок рудника были обнаружены метровые соляные сталактиты, которые сейчас экспонируются в зале минеральных месторождений Ильменского государственного заповедника (ИГЗ) вместе с другими соляными и натечными образованиями (рис. 9). В 1996 г. на 2-й Восточной панели Березниковского калийного рудника № 1 того же месторождения С.Н. Шанина наблюдала многочисленные соляные сталактиты (рис. 10). Часть образцов ею была отобрана, и в настоящее время они экспонируются в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре (рис. 11).

Особой редкостью являются гидратированные сульфатно-железистые сталактиты. В феврале 2004 г. А. Белоусова – выпускница геологического факультета Миасского филиала ЮурГУ – передала в музей ИГЗ мономинеральный голубовато-зеленый длиной 70 см и диаметром 8-9 см мелантеритовый сталактит из Гайского медно-колчеданного рудника на Южном Урале (рис. 12). К сожалению, эта красота невечна, даже при бережном хранении мелантерит дегидратируется и замещается сначала четырехводным сульфатом железа – роценитом, а затем – одноводным – ссомольникитом. В результате на сталактите появляются рыжие потеки и белесые новообразования. Следует обратить внимание на то, что соляные (галитовые) и мелантеритовые сталактиты не имеют центрального канала. По-видимому, механизм их роста принципиально другой, нежели карбонатных (в общем случае – кальцитовых) сталактитов.

Допустимо, что в техногенных условиях (на горелых угольных отвалах, при подземных пожарах на угольных шахтах) могут образовываться совсем редкие натечные образования, сложенные, например, аммониевыми минералами – нашатырем и/или масканытом.

Перечисленными и описанными примерами техногенных сталактитов не исчерпываются все условия и объекты, где они могут образовываться. Так, А.А. Каздым наблюдал кальцитовые новообразования в виде каплевидных натеков и сталактитов в подвалах старых зданий (постройки XVIII-XIX вв.), а также после строительства дорожных покрытий (при строительстве МКАД были отмечены карбонатные новообразованные структуры типа cone-in-cone). К сожалению, по ряду причин не было возможности отбора образцов для их изучения. Известны новообразования сталактитов в подвалах Эрмитажа и старого

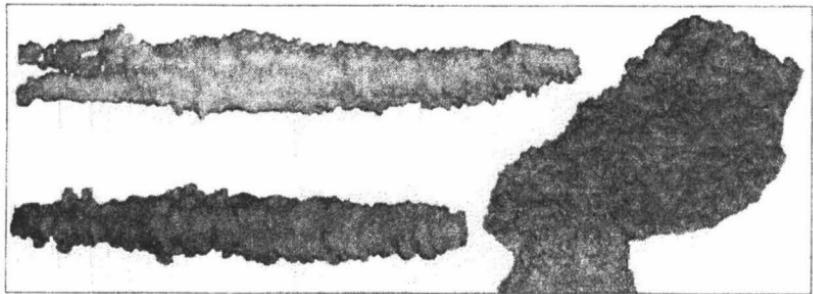


Рис. 9. Крупные метровые соляные (галитовые) сталактиты одного из рудников Верхнекамского месторождения калийных солей в витринах музея Ильменского заповедника

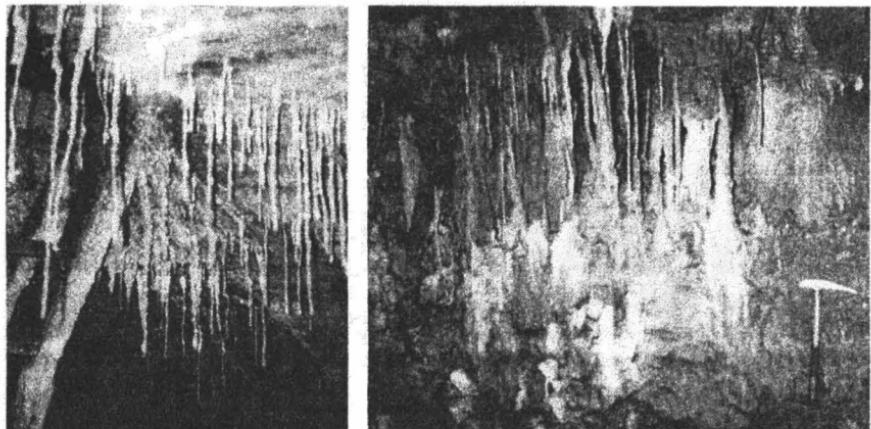


Рис. 10. Галитовые сталактиты в горных выработках Березниковского калийного рудника

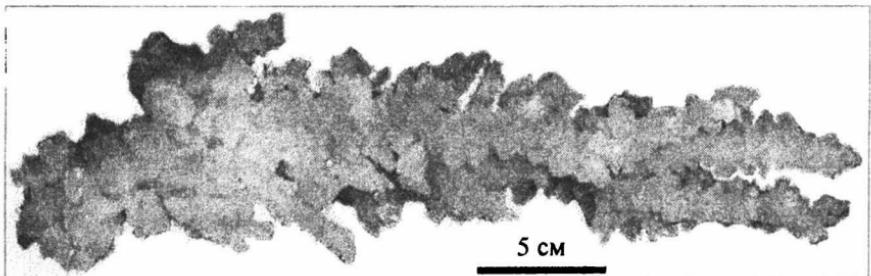


Рис. 11. Галитовые натечные образования



Рис. 12. Сталактит из семиводного сульфата железа – мелантерита

---

здания Московского университета (на Моховой улице). Кальцитовые натечные новообразования в виде покровных натеков и небольших сталактитов (до нескольких сантиметров) отмечались также в старых каменоломнях по добыче известняка под Москвой ("Сычановские каменоломни" и близ ст. Силикатная) и в Тульской области около поселка Метростроевский в 30 км от г. Венев ("Бякинские каменоломни").

Исследование различных техногенных новообразований представляет определенный интерес не только из-за их экзотичности, но и в связи с возможностью определения скорости природных процессов минералообразования, а в ряде случаев их физико-химических параметров и решения ряда генетических проблем. Сравнение техногенных минералов и минеральных новообразований с подобными природными формами может помочь в реконструкции и моделировании определенных природных процессов.

Авторы благодарны Ю.Л. Войтеховскому (Институт геологии Кольского НЦ РАН, г. Апатиты) и С.Н. Шаниной (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) за любезное предоставление фотографий и образцов кальцитовых и соляных сталактитов, А.В. Денисову (Естественнонаучный институт при ПГУ, г. Пермь) за информационное обеспечение, В.С. Любимовой (Естественнонаучный музей Ильменского государственного заповедника, г. Миасс) за возможность работы с образцами из музея и помочь в их фотосъемке на цифровую

камеру Nikon Coolpix 5400, а также Т.М. Рябухиной (Институт минерологии УрО РАН, г. Миасс) за съемку рентгенограмм сталактиков.

### *Библиографический список*

1. Войтеховский Ю.Л., Красоткин И.С., Лесков А.Л. Техногенные сталактиты ловчорритовой и сференовой обогатительных фабрик горно-химического треста "Анатит" // Минералогия во всем пространстве сего слова. Ч. I. Труды I Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российской горнominералогического общества, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова / Под ред. Ю.Л. Войтеховского. Анатиты: Изд-во "К & М", 2004. С. 95-98.
2. Георгий Алексеевич Максимович: [Научное издание] / Авт.-сост. Е.Г. Максимович, Н.Г. Максимович, В.Н. Катаев. Пермь: Изд-во "Курсив", 2004. 512 с.
3. Каздым А.А., Чижова А.А., Астахов М.И. Техногенные карбонатные новообразования на бетонных покрытиях моста через р. Нерль (Ярославская область) // Минералогия техногенеза – 2005; Под ред. С.С. Потапова / ИМин УрО РАН. Миасс: 2005. (В печати).
4. Максимович Г.А. Генетический ряд натечных образований пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6).
5. Максимович Г.А., Бельтиков Г.В. Соляные натечные образования горных выработок // Там же. 1966.
6. Максимович Н.Г. Карбонатные сталактиты и сталагмиты в подвале Московского университета // Там же. 1976. Вып. 16. С. 24-35.
7. Потапов С.С., Паршина Н.В., Максимович Н.Г. Минеральные образования на кровле и стенах Крестовоздвиженского храма Белогорского Свято-Николаевского монастыря (Пермская область) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 69-78.
8. Потапов С.С., Мороз Т.Н. Минералогия и спектроскопия ряда техногенных кальцитов // Минералогия техногенеза – 2003 / Под ред. С.С. Потапова / ИМин УрО РАН. Миасс, 2003. С. 39-46.
9. Ферсман А.Е. Занимательная минералогия. Челябинск: Изд-во "Урал-LTD", 2000. 316 с.
10. Чирвинский Н.П. К истории изучения карбонатных сталактито-сталагмитовых образований пещер // Учен. зап. Перм. ун-та. 1955. Т. 9, вып. 1.
11. Он же. К петрографической характеристике сталактитов из некоторых пещер в центральной части Кизеловского каменноугольного бассейна // Там же. 1956. Т. 10, вып. 2.
12. Schwarz R., Lochmann Z. Sekundarni pseudokrasovetravye chnokridovem piskovci v Ceske Lipe // Ceskoslovensky Kras, 1969. R. 21.

**С.М. Блинов, \*С.С. Потапов, \*Н.В. Паршина,  
\*\*Д.С. Потапов**  
Естественнонаучный институт при ПГУ  
\* Институт минералогии УрО РАН  
\*\* Геофак ЮУрГУ

## ТЕХНОГЕННЫЕ ГРУНТЫ УЧАСТКОВ ШАХТНЫХ ВОДООТЛИВОВ В КИЗЕЛОВСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

В течение 200-летней истории добычи угля в Кизеловском бассейне из землепользования выведено более 750 га земель, 450 га из которых подлежат рекультивации [3]. К нарушенным в результате угледобычи землям относятся участки складирования породных отвалов, промплощадки, карьерные выемки, деформированные (провалы и др.) и деградированные земли.

В период после ликвидации шахт нами [1] проведено экологическое обследование данной территории. Анализ программ Государственного учреждения по вопросам реорганизации и ликвидации нерентабельных шахт и разрезов и Управления по охране окружающей среды Пермской области выявил, что имеются участки деградированных земель, на которых в настоящий момент не планируется проведение природоохранных мероприятий. Это участки прежнего водоотлива кислых шахтных вод.

В период работы шахт в горных выработках формировалось значительное количество кислых шахтных вод, имеющих  $\text{pH} \sim 2-3$ , минерализацию 1-3 (редко до 10) г/л, с высоким содержанием сульфатов, железа, алюминия, тяжелых металлов. Воду из шахт приходилось постоянно откачивать на поверхность и сбрасывать в реки со средним расходом около 12 тыс.  $\text{м}^3/\text{ч}$ . Обычно сток оборудовался бетонным или деревянным коробом от места откачки воды на поверхность до ближайшего водотока. Однако с течением времени на ряде шахт оборудованный сток пришел в негодность, и шахтная вода стекала прямо по земной поверхности. На участках стока деградировал почвенно-растительный слой, происходила метаморфизация состава элювиально-делювиальных суглинков верхней части разреза. По данным рентгенофазового анализа в них снизилось содержание неустойчивых в кислой среде минералов: плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, монтмориллонита. Возросло содержание каолинита, появляется ярзит. По данным анализа водной вытяжки в измененных суглинках в

десятки и сотни раз повышается содержание водорастворимых солей, в первую очередь за счет увеличения концентраций сульфатов, железа, алюминия. Вытяжка имеет кислую реакцию среды со значениями  $\text{pH} \sim 3$ . Данные грунты являются субстратом, не пригодным для развития растений. После ликвидации шахт в период 1994-2000 гг. откачка вод прекращена, но участки прежних шахтных водоотливов до сих пор остаются в состоянии деградации (рис. 1).

Для улучшения экологической ситуации на этих участках требуется разработка и проведение природоохранных мероприятий. Сформированным для этих целей коллективом, включающим и авторов статьи, была подана заявка и выигран грант РФФИ по ориентированным фундаментальным исследованиям. Одной из начальных задач этого гранта является детальное изучение участков прежних шахтных водоотливов.

Объектом исследований был выбран наибольший по площади (20 га) участок водоотлива шахты «Широковская», где в дальнейшем предполагается проводить опытно-промышленное испытание разрабатываемого природоохрannого метода [2]. На этой шахте в период ее работы проводилась нейтрализация шахтных вод, в результате чего на участке сброса накапливалось значительное количество тонкодисперсных гидроксидов железа. Поэтому особенностью этого участка является то, что на метаморфизованных суглинках залегает слой техногенных грунтов мощностью до 1 м, представленный тонкодисперсными гидроксидами железа со щебнем, дресвой и песком пород шахтных отвалов.

Детальная съемка объекта показала, что участок имеет протяженность около 2 км (от промплощадки шахты до р. Полуденный Кизел), ширина участка достигает 100 м и более (рис. 2).

Для изучения свойств и состава техногенных отложений и измененных суглинков водоотлива, а также для выявления различных по интенсивности загрязнения участков отобрано 36 проб грунта на шести поперечных профилях, расположенных равномерно по всему участку.

Анализ водной вытяжки показал, что грунты с загрязненного участка имеют кислую реакцию среды. Водородный показатель водной вытяжки грунтов профиля, ближайшего к источнику загрязнения (шахте), составляет 2.4-2.6. С удалением от промплощадки он незначительно повышается и на профиле, расположенному возле р. Полуденный Кизел, составляет 2.9-3.0. По данным валового спектрального анализа 29 элементов содержание большинства микрозлементов в техногенных грунтах ниже, чем в измененных суглинках.



Рис. 1. Участок прежнего сброса кислых вод шахты «Широковская»

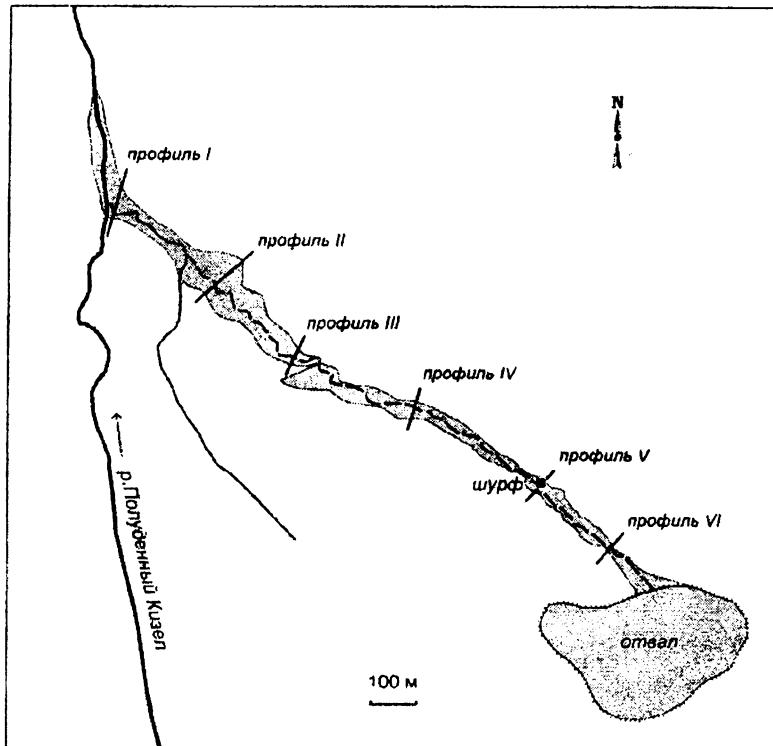


Рис. 2. Схема участка прежнего сброса кислых вод  
шахты «Широковская»

Исключение составляют Cu, Zn, Pb, Mo, содержание которых в 1.5-2 выше (табл. 1). Объясняется это, видимо, тем, что в режиме дренирования происходит миграция микроэлементов из поверхностного гидроксидно-железистого слоя техногенных грунтов в подстилающие измененные (метаморфизованные) суглинки и аккумуляция их в суглинистом субстрате.

Для определения изменчивости вещественного состава техногенных грунтов в разрезе шурфа 1 послойно были отобраны 5 проб и проведен их рентгенофазовый анализ (табл. 2). Исходные пробы грунтов дают “бедную” картину дифракции, и на рентгенограммах отчетливо проявляются лишь линии кварца и отчасти – гетита. Для структуризации минерального вещества грунтов проведен обжиг предварительно измельченных в порошок проб в фарфоровых тиглях в муфельной печи при температуре 100 °C в течение 2 ч. После обжига проявилась четкая картина дифракции – линии гетита стали более интенсивными, они возникли даже в тех пробах, где изначально не обнаруживались; появились линии новых минеральных фаз – ярозита и диккита. По-видимому, основную массу верхних слоев техногенных отложений и измененных суглинков составляют рентгеноаморфные гидроксиды железа, которые при обжиге трансформируются в гетит –  $\alpha$ -FeO(OH) (ромб.) и ярозит – KFe<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub> (триг.). В нижних горизонтах суглинков появляется гидрослюдистый минерал диккит – Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH) (мон.).

Разрез техногенных грунтов в зоне влияния кислых шахтных стоков стратифицирован. Верхний горизонт сложен техногенными осадками рентгеноаморфного гидроксида железа и гетита. Залегающие под ним суглинки метаморфизуются с образованием в них новообразованных минералов – гетита и ярозита. Кроме того, суглинки являются сорбентами тяжелых металлов, токсичных элементов и естественным механическим барьером.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-Урал № 04-05-96038 и РФФИ № 04-05-97504-р\_офи по теме “Разработка теоретических основ, технологии и проведение опытно-промышленных испытаний метода улучшения экологической ситуации на участках прежнего водоотлива шахт Кизеловского угольного бассейна”.

### *Библиографический список*

1. Блинов С.М., Меньшикова Е.А., Потапов С.С. Процессы формирования экологической ситуации в Кизеловском угольном бассейне после ликвидации шахт // Региональный конкурс РФФИ-Урал: Результаты научных

Результаты валового спектрального анализа техногенных грунтов и измененных суглинков на участке прежнего водоотвода шахты «Широковская», м2/кг

Вид грунта (количество проб)	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	Co	Cr	V	Ag	Sb	Bi	Sn	Вс
Техногенные грунты (6)	70-150	60-200	18-50	1-1.8	Н.о.-20	Н.о.-5	20-180	180-300	Н.о.-0.15	Н.о.	Н.о.	3-7	1-3
Измененные суглинки (3)	90	100-150	40	1	60-70	30	300	300-400	0.15-0.3	30	1	5-7	2-3
Чувствительность анализа	10	30	2	1	3	3	10	3	0.1	30	1	2	1

Характер и минеральный состав грунтов из шурфа 1 участка трежнегого водоотвода шахты «Широковская»

Интервал отбора, м	Описание грунта	Минеральный состав пробы	
		исходной	после обжига
0.0-0.03	Сухие песчанистые сплющивающиеся комочки коричневого и светло-коричневого цвета	Кварц Гетит	Кварц Гетит
0.03-0.05	Влажная пластичная глиноподобная масса ярко-коричневого, рыжего цвета	Кварц Гетит	Кварц Гетит
0.05-0.15	Сухая комковатая песчанистая масса темно-коричневого цвета	Кварц Гетит	Кварц Гетит Ярозит
0.15-0.40	Влажная комковатая песчанистая масса от темно-коричневого до черного цвета с куском шлака	Кварц	Кварц Гетит Ярозит
0.60-0.80	Сильно увлажненная пластичная глиноподобная масса темно-серого до черного цвета	Кварц	Кварц Гетит Ярозит Диккит

исследований, полученные за 2003. Аннотационные отчеты / ИНЦ УрО РАН. Пермь, 2004. С 218-222.

2. Блинов С.М., Батурина Е.Н., Доможирова С.А. Рекультивация участков водотлива шахтных вод Кизеловского угольного бассейна // Пятые всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова / Под ред. С.С. Потапова / ИМиН УрО РАН. Миасс, 2004. С. 93-97.

3. Красавин А.П., Хариновский А.А. Экологическая ситуация и прогноз ее развития в Кизеловском угольном бассейне // Экологические проблемы и здоровье населения Верхнекамья: Матер. науч.-практ. конф. г. Березники-Пермь, 2002. С. 106-110.

**А.А. Фоминых**  
Уральский горный университет

## О СОЗДАНИИ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ПРИ СКЛАДИРОВАНИИ ШЛАКОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО КОМБИНАТА

На балансе ОАО Нижнетагильского металлургического комбината (ОАО «НТМК») имеются объекты складирования отходов: шламохранилище в пойме р. Тагил, шлаковые отвалы на р. Сухая Ольховка и свалка химических отходов коксохимического производства. В этих техногенно-минеральных образованиях (ТМО) концентрация ряда элементов превышает кларковые в десятки и сотни раз. При взаимодействии с атмосферой и водой происходит их вынос из субстрата и геохимическое рассеяние. Интенсивность такого рассеяния зависит от многих факторов, а его последствия могут оказать вредное воздействие на окружающую среду (ОС) и здоровье человека. Наличие больших масс диспергированных ТМО с высоким содержанием загрязняющих элементов и их рассеяние оказывают негативное влияние на окружающую среду, соизмеримое с воздействием промышленных выбросов и сбросом сточных вод.

Для оценки этого влияния проводится мониторинг объектов складирования отходов и компонентов окружающей среды в зоне их воздействия [1, 3, 5]. Целью работы является мониторинг воздействия ТМО на компоненты окружающей среды с постановкой следующих задач:

1) систематические наблюдения за состоянием компонентов окружающей среды и факторами, на нее воздействующими;

- 2) оценка фактического состояния компонентов окружающей среды с определением степени воздействия на нее;
- 3) прогноз состояния компонентов окружающей среды и разработка оперативных мероприятий по уменьшению негативного воздействия на нее.

В качестве примера приведем результаты наших исследований шлакового отвала на р. Сухая Ольховка и окружающей среды в зоне его воздействия. Системой мониторинга предусмотрено изучение:

1) объёмов и состава отходов; 2) загрязнения почвенного слоя в зоне влияния отвала; 3) загрязнения поверхностных вод в зоне его влияния; 4) загрязнения подземных вод в зоне влияния объекта с размещением сети специальных наблюдательных скважин.

### Объемы и состав шлаков

Шлаковые отвалы ОАО «НТМК» состоят из отвала доменных шлаков и отвала сталеплавильных шлаков [5]. Оба отвала являются действующими, функционируют с 1949 г. Длина отвалов 1200 м, ширина около 1000 м. В настоящее время в отвалах содержится около 55 млн. т отходов.

Отвал доменных шлаков находится на левом берегу Сухой Ольховки. Сформирован на естественном рельефе путем слияния шлаков по откосу. Занимает площадь 0.61 км<sup>2</sup>, максимальное превышение над естественным рельефом составляет 38 м. Отвал сталеплавильных шлаков находится северо-восточнее, также на левом берегу Сухой Ольховки. Образован аналогично. Им частично засыпано русло реки. Площадь отвала превышает 0.74 км<sup>2</sup>, а высота составляет 37 м. Складывались конверторный, мартеновский, сварочный шлаки, шламы доменного производства, графитсодержащая пыль, отработанные силикаты и цеолит, производственный мусор.

Наибольшее содержание в отвалах имеют доменный и мартеновский шлаки (в сумме 96 %), замасленная окалина, сварочный шлак и мартеновская пыль (3.5 %). Отвал увеличивается в северном направлении. Для защиты от влияния отвалов на ОС в их восточной части отсыпана глинистая заградительная дамба высотой 15-20 м и шириной 50 м и глинистый отвал высотой от 5 до 15 м.

По гранулометрическому составу шлаки весьма разнообразны. Замасленная окалина относится к крупнозернистым пескам, а пыль газоочистки представлена пылеватыми и глинистыми частицами. По химическому составу шлаки состоят из окислов кремния ( $SiO_2$  – 10-30%), кальция ( $CaO$  – 30-40%), алюминия ( $Al_2O_3$  – 5-15%), магния ( $MgO$  – 10-15 %). Замасленная окалина, шлам разливочных машин, мартеновская пыль на 70-80 % состоят из окислов железа ( $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ).

Кроме того, в шлаках в виде примесей присутствуют окислы натрия и калия ( $Na_2O$  – 0.5%;  $K_2O$  – 0.1-0.5%), окислы железа, титана, марганца, ванадия, хрома, цинка, меди и кобальта. Содержание окислов кремния, кальция, магния, алюминия, натрия и калия в отвалах не превышает кларковых значений этих элементов в земной коре. Кроме того, они не токсичны.

Окислы металлов в отвалах являются загрязнителями окружающей среды (табл. 1), а сами отвалы – "техногенными промышленными скоплениями" черных и цветных металлов. Превышение содержания их в отвале по сравнению с кларками литосферы [4] составляет: ванадия – в 111 раз, хрома – в 60 раз, цинка – 14 раз, кобальта – в 8 раз. По химическому составу отвалы очень неоднородны. Это связано с отсутствием культуры производства и многообразием складируемых отходов. Например, в пыли газоочистки содержание цинка достигает 3-5 %, а в доменном шлаке содержание титана – 3.3%. Концентрация элементов в шлаках зависит от применяемой руды. Так, руды Гороблагодатского месторождения содержат большое количество  $Mn$  и  $Zn$ , а Качканарские руды –  $V$  и  $Ti$ . Шлаки, получаемые в металлургическом процессе, обогащены указанными элементами.

Анализ складируемых отходов в отвале ОАО «НТМК» на р. Ольховке показал, что наиболее опасными элементами, влияющими на ОС, являются "тяжелые металлы" (железо, ванадий, титан, марганец, хром, медь и цинк), содержащиеся в шлаках [2, 3].

#### Мониторинг загрязнения воздуха под влиянием отвалов

Основным загрязняющим ОС веществом в шлаковых отвалах является пыль. Оценка загрязнения воздуха под воздействием отвалов выполнялась по результатам снеговых съемок. Они проведены в начале марта 1995 и 2002 гг. Пробы снега отбирались по всему периметру отвала на расстоянии от него 25, 50, 100, 250 и 500 м. Было отобрано соответственно 57 и 55 проб (табл. 2). Фоновые пробы отобраны на расстоянии 1 км от отвалов на р. Ольховке у коллективных садов. Пробы снега отбирались согласно известному руководству [1, 5]. В лабораторных условиях анализировались количество взвесей, пыли и содержание тяжелых металлов в талой воде. Рассчитывалась пылевая нагрузка в  $мг/(м^2 \cdot сут)$  или в  $кг/(км^2 \cdot сут)$ , т.е. количество твердых выпадений за единицу времени на единицу площади.

Расчет ведется по формуле  $R_h = P_0 / (S \cdot t)$  (1), где  $P$  – масса пыли (грубодисперсных частиц в пробе),  $S$  – площадь шурфа,  $t$  – время от начала снегостава.

По 17 пробам проанализирован грубодисперсный осадок на содержание  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Cu$ ,  $Zn$  и  $Co$ .

Таблица 1

Содержание загрязняющих веществ в отвалах ОАО «НТМК» на р. Ольховке

Наименование отходов	Степень сортировки, %	Загрязняющие компоненты, г / %							
		Fe	Ti	Mn	V	Cr	Zn	Co	Cu
Доменный шлак	29814739	2981474	9838886	68574	298147	184851	29815	4770	5963
Сталеплавильный шлак	54.87	10.07	3.3	0.23	1.0	0.62	0.1	0.016	0.02
Сварочный шлак	22513561	2530524	175605	270162	247649	81049	25305	2477	4278
Замасленная окалина	41.43	11.24	0.78	1.2	1.1	0.36	0.1	0.011	0.019
Сварочный шлак	1235744	813120	8773	6179	618				
Мартеновская пыль	2.27	65.8	0.71	0.5	0.05				
Среднее по отвалу	54342527	6656960	1168364	342358	543425	26628	65211	7608	10869
Кларк в литосфере, %	99.81	12.25	2.15	0.63	1.0	0.49	0.12	0.014	0.02
Отношение (%) в отвал к кларку в литосфере		4.65	0.45	0.1	0.009	0.0083	0.0018	0.0047	
		2.72	4.78	6.3	111.1	59	14.45	7.78	4.25

Таблица 2  
*Результаты опробования снежного покрова в зоне влияния шлаковых отвалов ОАО «НТМК».*  
*Отбор проб снега в 1995 г.*

Точка отбора, ингредиент	Проба 61	Проба 62	Проба 63	Проба 64	Проба 81	Проба 82	Проба 83	Проба 84
Взвешенные вещества	770,5	434,8	368,0	223,2	340,3	384,5	602,3	926,8
Железо общ.	15,68	9,16	4,57	4,52	7,87	9,4	12,96	2,48
Хром	0,179	0,124	0,067	0,067	0,106	0,119	0,196	0,26
Мель	0,417	0,29	0,285	0,048	0,074	0,07	0,196	0,26
Цинк	0,25	0,19	0,11	0,11	0,16	0,18	0,28	1,39
Марганец	2,91	0,87	0,43	0,41	0,74	1,08	1,78	2,48
Кобальт	0,007	0,005	0,004	0,003	0,005	0,005	0,007	0,013
Титан	1,09	0,27	0,14	0,13	0,16	0,41	0,59	0,66
Ванадий	0,772	0,252	0,131	0,118	0,178	0,284	0,413	0,548
Банадий	1,315	0,506	0,118	0,157	4,63	1,11	1,17	0,97

Установлено, что в приотвальной части формируется поток рассеяния шириной около 1 км со средней пылевой нагрузкой около 1500 кг/км<sup>2</sup> в сутки, что примерно в 75-150 раз превышает фоновую. Особенностью потока рассеяния от отвала является его динамичность, неустойчивость состава и концентрации. Наибольшая пылевая нагрузка приурочена к местам выгрузки шлаков и мартеновской пыли, т.е. в северной и восточной части отвала, которая превышает здесь 1000 кг/(км<sup>2</sup>·сут). Поток рассеяния имеет наибольшую протяженность в северо-восточном направлении, т.к. преобладают юго-западные ветры. Пылевая нагрузка уменьшается в удалении от отвала.

Наиболее сильно загрязнена пятидесятиметровая зона у отвала, где пылевая нагрузка в два раза выше, чем в остальных зонах.

При периметре отвала около 6 км и ширине потока рассеяния около 1 км, площадь аномальной пылевой нагрузки составила 6 км<sup>2</sup>. В эту зону ежесуточно транспортируется воздушным потоком около 9 т пыли, или ежегодно 3285 т, что составляет 0.1% отгружаемых в отвал отходов.

По химическому составу пыль состоит на 90-95% из окислов кремния, кальция, магния и алюминия. Тяжелые металлы (Fe, Ti, Mn, V, Cr, Zn, Cu и Ti) находятся в виде примесей и составляют первые проценты или доли процента. Однако они являются главными загрязнителями ОС.

\* \* \*

1. Анализ таблиц показывает, что содержание тяжелых металлов в пыли от отвалов превышает их содержание в среднем по Европейской части России в 10-50 раз, а нагрузка этих элементов увеличивается более чем в тысячу раз.

2. Загрязнение воздуха от шлаковых отвалов НТМК определяется многими факторами, главными из которых являются технология складирования, влажность шлаков и ветровой режим. В зимний период (с ноября по март) большая часть отвала покрыта снегом, который уменьшает пыление отвала. В этот период основная масса пыли рассеивается при выгрузке шлаков. В летний период пыление с отвала увеличивается. При снеготаянии и в период выпадения дождей интенсивность пыления резко уменьшается за счет увеличения влажности шлаков. Средняя скорость ветра наибольшая в западном и северо-западном направлении (4.2-4.3 м/с), что создает угрозу более интенсивного загрязнения территории к востоку и юго-востоку от отвала. При выгрузке шлаков в мартеновский отвал, особенно пыли газоочистки, в его восточной части пыление достигает пос. Северный.

3. По результатам снеговой съемки установлено, что ежесуточ-

но с отвала уносится около 9 т пыли, что составляет 0.1% складируемых отходов. При площади отвалов около 1.5 км<sup>2</sup> удельная сдуваемость пыли с поверхности отвала составит 6 г в сутки с м<sup>2</sup>. Эти характеристики могут служить основой прогноза запыленности атмосферы от отвала при изменении объема складируемых отходов или параметров отвала.

4. Мероприятия по предотвращению негативных последствий от загрязняющего воздействия отвалов на ОС должны включать работы по рекультивации земель, сопровождающиеся покрытием поверхности отвалов слоем глинистых грунтов и посадками растительности. В зоне современного складирования пылевидных отходов необходимо применять вяжущие вещества типа арланской нефти.

#### *Библиографический список*

1. Вершинин А.С., Грязнов О.Н., Чесноков В.И. Теоретические основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых: Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2000. 201 с.
2. Вострокнутов Г.А. Временное методическое руководство по проведению геохимических исследований при геоэкологических работах / Уралгеология. Екатеринбург, 1991. 137 с.
3. Гаев А.Я. Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989. 368 с.
4. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
5. Семячков А.И. Металлы в окружающей среде горно-металлургических комплексов Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 320 с.

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ



И.С. Туцицын  
г. Пермь

## НАЧАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СФЕРИЧЕСКОЙ ФОРМЫ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ

Известно, что правильную сферическую форму имеют большинство наблюдаемых объектов космоса. К ним можно отнести планеты и их наиболее крупные спутники, многочисленные звёзды, а также ядра спиральных галактик. Известно и то, что образование таких сферических сгустков вещества происходило под влиянием гравитационных сил, хотя природа этих сил до настоящего момента остаётся загадкой. Остаётся также спорным вопрос, а каким же путём происходило образование сферических сгустков вещества: либо за счёт гравитационной конденсации диффузной материи, либо в процессе взрывной эволюции из единого сверхплотного тела и откуда эта материя, в обоих случаях, взялась, как она образовалась? Эти и многочисленные другие вопросы космогонии возникали, существовали, решались и будут представлять интерес для человечества, пока оно существует.

Целью публикации является попытка дать ответ на проблему, которая сформулирована в названии статьи. Следует лишь отметить, что проблема формирования сферических форм космических тел существует практически со времени открытия закона всемирного тяготения Ньютона. Научные достижения, связанные с ее решением, достаточно хорошо и доступно раскрыты, например, в книге «Происхождение галактик и звёзд» Л.Э.Гуревича и А.Д.Чернина [1].

Основой для данной публикации послужила следующая формула [2]:

$$g = \sqrt{\frac{T_c - T_p}{\Pi}}, \quad (1)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения на поверхности небесного тела,  $\text{м/с}^2$ ;  $T_p$  и  $T_c$  – соответственно температура на поверхности и в центре небесного тела, К;  $\Pi$  – постоянный коэффициент,  $= 505,37078 (\text{с}^4\text{К})/\text{м}^2$ .

Из формулы (1) очевидна взаимосвязь между ускорением свободного падения на поверхности небесного тела и разностью температур в центре и на его поверхности. Важным является то, что при  $T_p$ , стремящемся к  $T_c$ ,  $g$  стремится к нулю. Этот случай будет соответствовать состоянию вещества на начальной стадии формирования сферической формы небесного тела независимо от того, происходит ли процесс формирования такого тела из диффузной материи путём её гравитационного сжатия или из горячей плазмы, выброшенной в результате взрыва сверхплотного тела. Следует лишь отметить, что все небесные тела проходят или проходили стадию горячего состояния. Главным условием для образования сферического сгустка вещества, будущего небесного объекта, является устойчивая разность между температурой в центре и на его поверхности. Только в этом случае на поверхности небесного тела возникает ускорение свободного падения, создающее силу тяжести, которая, в свою очередь, обеспечивает устойчивую сферическую форму небесному телу. И чем больше рассматриваемая разность температур, тем больше ускорение свободного падения, а значит и выше устойчивость сферической формы небесного тела. Анализ формулы (1) позволяет также утверждать, что колебания температурных условий ( $T_c$  и  $T_p$ ) могут вызывать колебания устойчивости сферической формы небесного тела. Так, например, в условия Земли фазовые превращения, связанные с послойным образованием твёрдых пород мантии из расплавленного вещества ядра, приводят к периодическим флуктуациям температуры в недрах, а эти колебания являются главной причиной планетарной тектонической цикличности [3, 4]. Чтобы более убедительно показать это, проведём преобразование формулы (1) и представим её в следующем виде:

$$r = \frac{\gamma^{0.5} \cdot \Pi^{0.25} \cdot m^{0.5}}{(T_c - T_p)^{0.25}}, \quad (2)$$

где  $r$  -- радиус небесного тела, м;  $m$  -- масса, кг;  $\gamma$  -- гравитационная постоянная, равная  $6,672 \cdot 10^{-11} (\text{Н} \cdot \text{м}^2) / \text{кг}^2$ . Используя эту формулу нетрудно рассчитать, что в условиях Земли увеличение или уменьшение  $T_p$  на 1К приводят соответственно к увеличению или к уменьшению её радиуса на 32 м. А это, в свою очередь, отражается на поверхности Земли в виде активизации или затухания тектонических явлений (землетрясений, вулканизма и т.д.).

Можно полагать, что колебания температуры внутри звёзд, связанные с ядерно-физико-химическими процессами, могут достигать значительных величин и что именно с ними могут быть связаны выбросы вещества в космическое пространство.

Анализ формулы (1) вызывает закономерный вопрос: а что будет, если, например, разогреть шарик, расположенный на поверхности небесного тела до температуры, превышающей  $T_c$ ? Провести такой эксперимент в условиях Земли будет довольно сложно, т.к. температура в её центре достигает почти 50000 К [2], а вот на Луне осуществление такого опыта является реальностью, т.к. температура в её центре чуть более 1400 К [2].

Возникает также желание провести реставрацию параметров небесных тел, которые соответствовали бы начальному периоду их формирования, используя для этого формулы (1) и (2). Самым главным и важным в решении этой задачи, является установление порогового значения разности температур ( $T_c - T_p$ ) или  $g$ , при котором начинается формирование сферической формы небесного тела. Возникает также проблема с параметром «масса небесного тела  $m$ » в формуле (2). Считается, что масса любого небесного тела со временем меняется. Но остаётся вопрос, а в какую сторону: в сторону увеличения или в сторону уменьшения? Одни считают, что она увеличивается за счёт выпадения на их поверхности метеоритов и более мелких космических тел, а также пыли. Другие считают, что космические тел теряют массу из-за того, что происходят выбросы вещества, улетучивание лёгких элементов (например, водорода и гелия), а также имеют место потери массы, связанные с излучением энергии. А может быть масса остаётся постоянной, т.к. из приведённых примеров следует, что возможен некий круговорот материи? Далее, используя формулу (2), при произвольном значении  $(T_c - T_p) = 1\text{K}$  и массе, соответствующей современным значениям, проведено определение палеорадиусов для Земли и Солнца. Получены следующие результаты: древний радиус Земли при этих начальных условиях должен был равняться  $9,5 \cdot 10^7$  м, что в 15 раз больше современного и в 4 раза меньше радиуса орбиты Луны, а древний ра-

диус Солнца был равен  $5,5 \cdot 10^{10}$  м, что в 78 раз больше современного и почти соответствовал бы современному радиусу орбиты Меркурия.

Таким образом, из полученных данных следует, что образование и существование сферической формы небесных тел, согласно формулам (1) и (2), обеспечивается разностью температур ( $T_c - T_p$ ). Однако предельное значение этой разности, которое необходимо и достаточно для образования устойчивой сферической формы небесного тела, не установлено. Следует также отметить, что начало возникновения сферического небесного тела практически является реальным началом его образования.

### *Библиографический список*

1. Гуревич Л.Э., Чернин А.Д. Происхождение галактик и звёзд. М.: Наука, 1983. 192 с.
2. Тупицын И.С. Проблемы определения температуры в центре небесных тел // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 126-129.
3. Он же. К проблеме эволюции Земли // Геология Западного Урала на рубеже XXI века: Матер. регионал. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 3. 4.
4. Он же. К вопросу теплопередачи внутри Земли и других планет // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 139-144.

**И.С. Тупицын**  
г. Пермь

## **К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ОЧЕРДНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ**

В соответствии с конденсационной концепцией образования звезд и Солнечной системы из диффузной материи полагают, что все небесные тела начали свое образование в одно и то же время и соответственно имеют один и тот же возраст. Следует отметить, что в последнее время даже сторонники этой гипотезы склоняются в пользу разновозрастности космических тел.

Если же придерживаться взрывной эволюции небесных тел, то в соответствии с этой концепцией должна существовать закономерная

последовательность в образовании небесных объектов, а значит, должна существовать разница в возрасте космических тел.

В данной публикации показана реальная возможность количественной оценки последовательности образования небесных тел и, в первую очередь, в Солнечной системе. Критерий оценки очередности образования определяют по эмпирической формуле, он может быть использован для оценки относительного возраста, например, звезд, но при условии достаточной надежности определения исходных параметров, входящих в эту формулу. Так, для каждого небесного тела определяют показатель очередности ( $P_i$ ) по следующему соотношению известных величин:

$$P_i = \frac{g^{0.85} \cdot (T_c - T_p)^4}{r^{0.6} \cdot \rho \cdot T_p^{0.17} \cdot T_c^4},$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести на поверхности небесного тела в  $\text{м/с}^2$ ;  $r$  – его радиус в м;  $\rho$  – средняя плотность вещества небесного тела, в  $\text{кг/см}^3$ ;  $T_p$  и  $T_c$  [1-3] – соответственно температура на поверхности и в центре небесного тела, в К. Полученные значения  $P_i$  для разных небесных тел сравнивают между собой. В этом случае большему значению  $P$ , соответствует больший относительный возраст небесного тела и наоборот.

Используя представленную формулу, проведено определение  $P_i$  для следующих космических тел: Солнца, всех планет, Луны, спутника Юпитера Ио, ярда нашей Галактики и звезды Денеб, которая относится к разряду ярчайших. Получена следующая последовательность в порядке возрастания  $P_i$  (значение  $P_i$ ): Ио ( $4,75 \cdot 10^{-11}$ ), Денеб ( $2,10 \cdot 10^{-8}$ ), Меркурий ( $2,19 \cdot 10^{-8}$ ), Луна ( $2,91 \cdot 10^{-8}$ ), Венера ( $3,45 \cdot 10^{-8}$ ), Земля ( $3,87 \cdot 10^{-8}$ ), Марс ( $3,93 \cdot 10^{-8}$ ), Юпитер ( $6,84 \cdot 10^{-8}$ ), Сатурн ( $7,35 \cdot 10^{-8}$ ), Уран ( $8,13 \cdot 10^{-8}$ ), Нептун ( $8,61 \cdot 10^{-8}$ ), Плутон ( $9,09 \cdot 10^{-8}$ ), Солнце ( $9,49 \cdot 10^{-8}$ ), ядро Галактики ( $9,71 \cdot 10^{-8}$ ).

Анализируя эту последовательность, следует, в первую очередь, обратить внимание на малое значение  $P_i$  у Ио. Это значение, отличающееся на три порядка от значений  $P_i$  других рассматриваемых космических тел, свидетельствует о существенно молодом относительном возрасте этого спутника. Следует также обратить внимание на то, что в соответствии с выявленной очередностью Луна моложе Венеры. Еще одна особенность этой последовательности заключается в том, что  $P_i$  Марса и  $P_i$  Юпитера заметно отличаются друг от друга по сравнению с разницей между другими соседними членами этой последовательности (в данном случае учитывают последовательность только планет). Воз-

можно, что это связано с недостающей планетой между Марсом и Юпитером.

Таким образом, возникает реальная возможность определения очередности небесных тел (относительного возраста), используя для этого представленную формулу.

### *Библиографический список*

1. Туцицын И.С. Механизм взаимодействия небесных тел и определения температуры на их поверхности // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Пермь, 1996. С. 128-131.
2. Он же. Проблемы определения температуры в центре небесных тел // Там же. 1998. С. 126-129.
3. Он же. Температурные условия, термодинамика и магнетизм небесных тел Солнечной системы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2004. С. 228-230.

**75 ЛЕТ БОРИСУ СТЕПАНОВИЧУ ЛУНЕВУ !**

19 февраля 2005 г.



Доктор геолого-минералогических наук профессор, член-корреспондент АЕ РФ, зав. кафедрой методов поисков и разведки, зав. Лабораторией осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) Пермского университета, член секции россыпей НС по рудообразованию РАН (Москва), Межведомственного координационного комитета по геоморфологии и неотектонике Урало-Поволжья (Уфа), Волго-Уральской комиссии по изучению четвертичных отложений (Уфа).

Родился 19 февраля 1930 г в деревне Осиновка

Пермской области. В 1953 г. окончил геологический факультет Пермского университета, где в дальнейшем работал ассистентом, доцентом,

профессором, с 1979 года является бессменным заведующим кафедрой поисков и разведки полезных ископаемых. На этой кафедре он проработал более 100 семестров. Защитил кандидатскую (1961), докторскую (1967) диссертации по геолого-минералогическим наукам. Читает лекции по геоморфологии, четвертичной геологии, техногенным месторождениям, геологии россыпей, проходке горных выработок, проводит полевую практику по геокартированию.

В период его работы деканом (1970-1974) успеваемость на геологическом факультете возросла с 68 до 97,5%, и факультет с предпоследнего места в университете вышел на первое.

В 1961 г. Борис Степанович создал лабораторию осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ), которая ведет исследования в различных районах страны. География исследований связана с Уралом, Сибирью, Русской равниной, Карелией, а также Арменией, Азербайджаном, Таджикистаном, Узбекистаном, Казахстаном, Украиной и Прибалтикой, другими районами России. Направление научной деятельности профессора – изучение мелких ценных минералов (золота, платины, алмазов, кассiterита, цирконий-титановых минералов и др.) в природных и техногенных объектах; создание способов их обнаружения с применением экспресс-методов; комплексная разработка месторождений на экологически чистой основе. Научное направление по изучению мелких ценных минералов в горных породах разного происхождения (осадочные, метаморфические, магматические, техногенные) формировалось на базе детальных исследований природных и принудительных процессов дифференциации современного аллювия стран СНГ.

Под руководством Б.С. Лунева впервые обнаружены и изучены мелкие алмазы Урала и Южного Тимана, космические алмазы на Урале; выявлены мелкие алмазы в коренных породах на глубине 200 м (Башкирия, 1995), разработана концепция извлечения мелкого золота и алмазов, других минералов из строительных песков; создана обогатительная установка МЦМ (мелкие ценные минералы); предложены экспресс-методы изучения валового состава галечников и тяжелых фракций, разработан метод выявления неотектонических структур по грави-неглиметрическому составу аллювия и содержанию тяжелых минералов.

Б.С. Лунев – редактор межвузовского сборника «Аллювий» (6 выпусков), организатор ряда совещаний. Автор книг «Дифференциация осадков в современном аллювии» (1967), «Месторождения гравия, песка и глин Пермской области» (1959, совместно с А.М. Кропачевым), «Атлас форм рельефа» (3 тома, 1998, 1999, 2003 совместно с О.Б.

Наумовой и В. А. Наумовым), «Мелкие алмазы Урала» (1996, совместно с Б.М. Осовецким). Общее число публикаций более 160, соавтор изобретения.

Борис Степанович награжден медалью «Ветеран труда» (1984), Почетной грамотой Госкомитета РФ по высшему образованию (1996), нагрудным знаком «За отличные успехи в работе» (1984), Почетной грамотой и дипломом лауреата ПГУ (1976, 1998), удостоен звания лауреата премии имени Г.А. Максимовича (1999) за «Атлас форм рельефа», Соросовский профессор – 2000.

Сердечно поздравляем профессора Б.С. Лунева с юбилеем и желаем крепкого здоровья, творческих успехов и новых открытий!

Сотрудники геологического  
факультета Пермского университета



## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Алферов И.Н. 28, 32  
Белов С.Ю. 23  
Беляева Г.Л. 213  
Блинов С.М. 251  
Болотов А.А. 144  
Бочаров В.Л. 47  
Булдаков М.В. 132  
Бушарина С.В. 162  
Гаев А.Я. 28, 32  
Гацков В.Г. 28, 32  
Голик С.В. 53  
Дружинин Г.В. 132  
Дыбцева А.В. 47  
Журавлев Д.З. 53  
Зинюков Ю.М. 43  
Ибламинов Р.Г. 74  
Илалтдинов И.Я. 4  
Каздым А.А. 237  
Казымов К.П. 152  
Кисин А.Ю. 162  
Кичигина Я.В. 111  
Кропачев А.М. 4, 67, 69  
Кропачев И.И. 67, 69  
Лебедев Г.В. 74  
Лемешко А.П. 132  
Лепихина О.П. 53  
Макеев А.Б. 162  
Максимович Н.Г. 237  
Манакова Н.Н. 170  
Митюшева Т.П. 36  
Молошаг В.П. 121  
Молоштанова Н.Е. 190  
Морозов Л.Н. 194  
Мустаев Р.М. 177  
Наумов В.А. 237  
Нельзин Л.П. 132  
Осовецкий Б.М. 7  
Панарин А.А. 43  
Паршина Н.В. 237, 251  
Пасмарнова С.П. 43  
Попов А.Г. 115, 158  
Попова О.Ю. 53  
Потапов Д.С. 251  
Потапов С.С. 237, 251  
Прокин В.А. 121  
Ронкин Ю.Л. 53  
Рубцова Г.В. 181  
Ситчихин О.В. 218  
Сорока Е.И. 121  
Строгонова Л.Н. 47  
Сычкин Г.Н. 161  
Табаксблат Л.С. 15  
Тетерин И.П. 181  
Тупицын И.С. 263, 266  
Удачин В.Н. 121  
Ушков Б.К. 102  
Фетисов В.В. 28, 32  
Филиппов В.Н. 162  
Фоминых А.А. 257  
Хазов А.Ф. 58  
Харитонов Т.В. 130, 22  
Цыганок П.В. 132  
Чайковский И.И. 186  
Шестов И.Н. 23  
Шуктомова И.И. 36

## СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I	Проблемы геохимии и гидрогохимии	4
Раздел II	Проблемы минерагении	73
Раздел III	Проблемы геологии и минералогии алмазных месторождений	129
Раздел IV	Проблемы геологии калийных и нефтегазовых месторождений	189
Раздел V	Проблемы геологии техногенеза	227
	Общие вопросы геологии	264
	Авторский указатель	272

---

## ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Выпуск 8

Сборник научных статей

Ответственный редактор Чайковский Илья Иванович

Редактор *Л.Г. Подорова*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерная верстка *Е.В. Чайковской*

ИБ № 629

Подписано в печать 13.01.2005. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Бум.оффсетная.Печать оффсетная.Усл.печ.л. 15,8 .

Уч.-изд.л. 18,5. Тираж 200 экз. Заказ 8.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета  
614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета  
614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

## СОДЕРЖАНИЕ

### **Кропачев А.М., Иллалтдинов И.Я.**

*Нелинейность в геохимии* ..... 4

### **Осовецкий Б.М.**

*К геохимии тяжелой фракции аллювия Прикамья* ..... 7

### **Табаксламат Л.С.**

*Некоторые черты палеогидрогеохимии ранних этапов развития*

*Урала в связи с минерагенией* ..... 15

### **Шестов И.Н., Белов С.Ю.**

*П.Н. Червинский – основоположник научного направления*

*палеогидрогеологических исследований* ..... 23

### **Гаев А.Я., Гацков В.Г., Алферов И.Н., Фетисов В.В.**

*Роль вертикальной зональности при районировании геологической*

*среды нефтегазоносного Предуралья* ..... 28

### **Гаев А.Я., Гацков В.Г., Алферов И.Н., Фетисов В.В.**

*Районирование геологической среды нефтегазоносного Предуралья* ..... 32

### **Митюшева Т.П., Шуктромова И.И.**

*Радиологическая характеристика вод Республики Коми* ..... 36

### **Зинюков Ю.М., Пасмарнова С.П., Панарин А.А.**

*Оценка изменчивости химического состава подземных вод района*

*fедерального полигона «каменная степь»* ..... 43

### **Строганова Л.Н., Бочаров В.Л., Дыбцева А.В.**

*Эколого-геохимическая оценка подземных вод девонского*

*водоносного комплекса междуречья Дон-Ведуга* ..... 47

### **Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В., Журавлев Д.З., Попова О.Ю.**

*ICP-MS анализ элементов в геологических образцах кислотным*

*разложением и окончанием на ELEMENT2* ..... 53

### **Хазов А.Ф.**

*В состав литогененной газовой фазы в горных породах как индикатор*

*их гипергенного модифицирования (на примере золотоносной коры*

*выветривания)* ..... 58

### **Кропачев А.М., Кропачев И.И.**

*Микроэлементы в почвенном покрове южной части Пермского края* ..... 67

### **Кропачев А.М., Кропачев И.И.**

*Биогеоценологическое картирование и систематика биогеоценозов*

*Пермского края* ..... 69

### **Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.**

*К минерагению Пермского края* ..... 74

### **Ушков Б.К.**

*Карта полезных ископаемых Пермской области* ..... 102

### **Кичигина Я.В.**

*Месторождение известняков Пермской области* ..... 111

### **Попов А.Г.**

*Метод компьютерного моделирования неотектонического*

*движения по эрозионной сети* ..... 115

<b>Молошаг В.П., Прокин В.А., Удачин В.Н., Сорока Е.И.</b>	
<i>Распределение редкоземельных и редких элементов в суббулканических породах Сафьяновского месторождения (Средний Урал).....</i>	121
<b>Харитонов Т.В.</b>	
<i>К 60-летнему юбилею алмазодобывающей промышленности России..130</i>	
<b>Нельзин Л.П., Булдаков М.В., Цыганок П.В., Лемешко А.П.,</b>	
<b>Дружинин Г.В.</b>	
<i>Освоение и результаты опробования метода АМТЗ при поисках преступников алмазов в условиях Западно-Уральского региона. ....132</i>	
<b>Болотов А.А.</b>	
<i>К проблеме изучения алмазоносных кор выветривания на Западном Урале.....144</i>	
<b>Казымов К.П.</b>	
<i>Источники питания алмазоносных депрессий западного склона Среднего и Северного Урала.....152</i>	
<b>Попов А.Г.</b>	
<i>Алмазоносность уральского типа ее история.....158</i>	
<b>Сычков Г.Н.</b>	
<i>Первые результаты геологического доизучения в масштабе 1:200 000 (ГОП-200) Верхнекамской площади в связи с проблемой алмазоносности.....161</i>	
<b>Кисин А.Ю., Бушарина С.В., Макеев А.Б., Филиппов В.Н.</b>	
<i>Первая находка пиропов на Уфимском плато. ....162</i>	
<b>Манакова Н.Н.</b>	
<i>Морфология и типоморфизм пиропов, бассейнов некоторых рек восточной окраины Восточно-Европейской платформы .....170</i>	
<b>Мустаев Р.М.</b>	
<i>Об использовании магнитных свойств хромшпинелидов в минералогической практике.....177</i>	
<b>Тетерин И.П., Рубцов Г.В.</b>	
<i>Силикатные пленки на минералах и в каналах флюидного отравления 181</i>	
<b>Чайковский И.И.</b>	
<i>О четвернике алмаза из Самаринского лога (Средний Урал).....186</i>	
<b>Молоштакова Н.Е.</b>	
<i>К вопросу о температурном режиме формирования сильвинитов.....190</i>	
<b>Морозов Л.Н.</b>	
<i>О неправомерности применения термина зоны «замещения» в калийных пластах месторождений.....194</i>	
<b>Беляева Г.Л.</b>	
<i>Органическое вещество глубоких горизонтов севера Западной Сибири .....</i>	213
<b>Ситчихин О.В.</b>	
<i>Закономерности процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе Соликамской депрессии. ....218</i>	

<b>Харитонов Т.В.</b>	
Первые техногенные месторождения Пермской области .....	228
<b>Потапов С.С., Паршина Н.В., Максимович Н.Г., Наумов В.А.,</b>	
<b>Каздым А.А.</b>	
Натёчные техногенные минеральные образования (сталактиты и	
коры).....	237
<b>С.М. Блинов, Потапов С.С., Паршина Н.В., Потапов Д.С.</b>	
Техногенные грунты участков шахтных водоотливов в Кизеловском	
угольном бассейне.....	251
<b>Фоминых А.А.</b>	
О создании системы мониторинга при складировании шлаков	
Нижнетагильского комбината. .....	257
<b>Туцицын И.С.</b>	
Начальные условия формирования сферической формы космических	
тел. ....	264
<b>Туцицын И.С.</b>	
К вопросу об оценке очередности образования небесных тел .....	267
<b>ХРОНИКА</b> .....	269