

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

7/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 7/1987 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. И. Зарицкий, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редактора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк, Б. Н. Можаяев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. З. Юлдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеголов, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Гуревич А. Б., Гаврилова О. И., Шишлов С. Б. Методика прогноза качества углей в бассейнах с интенсивным интрузивным магматизмом	3
Коринь С. С., Семчук Я. М., Мосора Т. М., Жексембаев Ю. М. Прогнозирование расслопооявлений в калийных рудниках Прикарпатья	12
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Гаврилин К. В. Сапропелиты Канско-Ачинского бассейна	16
Островский М. И., Богданов В. П., Никонов Н. И., Богданов Б. П. Прогноз рифогенных зон газонакопления Косью-Роговской впадины	24
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Ермолаев А. Н., Перелыгин В. П., Стародуб Г. Я., Стеценко С. Г. Перераспределение свинца при формировании стратиформных полиметаллических руд в карбонатных толщах	27
Горбачев Б. Ф., Сонкин Л. С., Туманова Е. С., Чуприна Н. С., Энгелунд А. Э. Сырьевая база фарфорово-фаянсовой промышленности	34
Серова Н. Б. Особенности преобразования органического вещества в осадочных породах	43
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Котляр Г. В., Левен Э. Я., Богословская М. Ф., Дмитриев В. Ю. Ярусы пермских отложений Тетической области и их глобальная корреляция	53
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Геодакян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И. Колебания уровня океана и процессы нефтегазонакопления на окраинах материков	63
Амантов А. В. Методика исследований платформенного чехла Онежского залива	73

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Остроумова А. С., Центер И. Я. Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины	79
Исакович И. З. Значение ореолов нерудной прожилковой минерализации при поисках золото-сульфидно-кварцевого оруденения	89
Мейснер Л. Б., Голубничий В. В. Лазерный оптико-геометрический метод определения концентрации люминесцирующих минералов в дисперсном материале	94
ГЕОХИМИЯ	
Бунтикова А. Ф., Петросян Р. В. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения в слюдястых метасоматитах	96
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Куликов Г. В., Жевлаков А. В. Условия формирования и распространения минеральных вод	102
Вартанян Г. С., Башмаков В. И., Воллейшо В. О., Прупис В. Н. Гидродинамическая реакция водоносного горизонта на изменение его напряженного состояния	110
80-летие Ивана Киреевича Зайцева	115
ХРОНИКА	
Первые лауреаты	116
Максимов В. И., Тыминский В. Г. Значение научных гипотез в процессе выявления и государственной регистрации открытий в геологии	118
РЕЦЕНЗИИ	
Гельман М. Л. Петрохимические пересчеты и диаграммы	120
Канана Я. Ф. К вопросу о метаморфизме южнокутских углей	126

УДК 553.94 : 552.16(571.51)

А. Б. ГУРЕВИЧ, О. И. ГАВРИЛОВА,
С. Б. ШИШЛОВ (ВСЕГЕИ)

Методика прогноза качества углей в бассейнах с интенсивным интрузивным магматизмом

Бассейны с интенсивным проявлением вулканизма и интрузивного магматизма — Тунгусский, Партизанский, (СССР), Дамудский (Индия), Витбанк (ЮАР) и многие другие — характеризуются резкой изменчивостью в распределении углей различного качества. По мнению большинства исследователей, это связано с наложением глубоких, но локальных изменений (вплоть до природного кокса и графита) вблизи интрузий на более раннюю «фоновую», или общую метаморфическую, зональность, происхождение которой различно в разных генетических типах угленосных формаций (региональный, термальный метаморфизм).

Подобная нестандартная для большинства угольных бассейнов геологическая ситуация требует разработки и использования некоторых специальных методов и приемов прогнозирования, позволяющих: а) обосновать ожидаемый фоновый метаморфизм угольного вещества; б) количественно оценить ресурсы углей, не испытавших контактового воздействия интрузий и сохранивших свои исходные (фоновые) состав и свойства на объекте прогноза.

Учитывая огромные ресурсы твердого топлива в Тунгусском бассейне и в его возможных аналогах — бассейнах Индии, Южной Америки, Южной Африки, отчасти Австралии и др., поставленная задача представляется достаточно актуальной. В настоящей статье она решается на примере северной, наиболее изученной части Тунгусского бассейна, территория которого в позднем палеозое — раннем мезозое была областью интенсивного проявления платформенного траппового вулканизма и магматизма.

Верхнепалеозойская (C_2-P_2) угленосная формация региона мощностью от 100 до 450 м, редко 1000—1500 м включает все известное в бассейне

многообразие углей, от бурых до антрацитов. Она перекрывается вулканической толщей (P_2-T_1) мощностью 2,5—3,5 км и прорвана многочисленными силлами и дайками долеритов, а также относительно редкими крупными пологосекущими телами неправильной формы «хонолитами») дифференцированных интрузий габбро-долеритов, служащих объектом специальных петрологических и металло-генических исследований. Полный разрез формации, согласно подсчетам авторов, включает в среднем четыре интрузии единичной мощностью 23 м и суммарной 87 м. Средний коэффициент интрузиенности, т. е. отношение суммарной мощности изверженных пород к мощности осадочных образований угленосной толщи, 39 %.

Опыт изучения региона показал, что для общей зональности метаморфизма углей, обусловленной проявлением термального метаморфизма [2, 3], характерно: а) последовательное увеличение степени углефикации в направлении с востока на запад и с северо-востока на юго-запад, от бурых, длиннопламенных и газовых в Прианабарье до жирных, коксовых, отощенных, тощих углей и антрацитов в приенисейской части рассматриваемой территории (площадная зональность); б) нарастание степени метаморфизма по мере увеличения глубины залегания угольного пласта в современном структурном плане (глубинная зональность); в) постоянство стадии углефикации по разрезу формации, т. е. практическое отсутствие стратиграфической зональности метаморфизма по правилу Хильта в подавляющем большинстве пунктов наблюдений [2].

Степень преобразованности угольного вещества по территории региона меняется при относительно небольших (особенно для средних и высоких ста-

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор В. А. БобринскаяСдано в набор 25.05.87. Подписано в печать 17.06.87. Т-15421. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,38. Уч.-изд. л. 13,15.
Тираж 2905 экз. Заказ № 271Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

дий углефикационного ряда) и мало меняющихся по площади мощности и глубине погружения угленосных отложений. Так, в зоне развития бурых углей мощность толщи 200—400 м, длиннопламенных 110—350 м, жирных 90—450 м, коксовых 150—350 м, отощенных 250—450 м, тощих 130—400 м. На юго-западе Норильской мульды и в междуречье Курейки и Горбиачина при мощности угленосной формации соответственно 300—400 и 1000—1500 м развиты антрациты. В пределах четырехсотметровой толщи укладывается, таким образом, весь углефикационный ряд, от бурых до антрацитов.

Далее увеличение степени метаморфизма от длиннопламенной до антрацитовой стадии по направлению к западной окраине Сибирской платформы происходит при практически постоянной глубине максимального погружения кровли угленосных отложений, которая лимитируется генетически полной мощностью туфолавовых и осадочно-вулканогенных образований перми и триаса (2,5—3,5 км). Это обстоятельство принципиально отличается рассматриваемый регион от бассейнов глубоких прогибов (Донецкого, Кузнецкого, Печорского, Карагандинского и др.), где прямая зависимость степени метаморфизма от глубины максимального погружения угольных пластов является одним из важных показателей прогнозируемого качества углей. Здесь использование подобного критерия исключается.

Вместе с тем для прогноза общей зональности в регионе могут быть использованы разработанные и апроби-

рованные в Донбассе и Кузбассе методы градиентов метаморфизма и их составляющих, качественные и количественные связи между степенью преобразованием вещества углей и вмещающих пород, а также некоторые петрофизические и геофизические критерии.

Прогноз общей зональности путем расчета градиентов метаморфизма. Как известно, поле метаморфизма характеризуется положением поверхностей равного метаморфизма (изоград) и вектора-градиента метаморфизма, направленного по нормали к изограмм. В условиях севера Тунгусского бассейна при относительно редкой сети пунктов наблюдений и соответственно неопределенности положения изоград можно ограничиться прогнозом на основе расчета градиентов метаморфизма и его составляющих по ограниченному количеству данных. Градиент, или полный градиент метаморфизма (G), при отсутствии стратиграфической зональности по правилу Хильта будет равен геометрической сумме площадной (G_p) и вертикальной его составляющей (G_v). Для приповерхностных зон бурых и длиннопламенных углей глубинный метаморфизм практически не проявляется ($G = G_p$).

Результаты расчета градиентов по выходу летучих веществ V_c^{daf} , углероду C_0^{daf} , действительной плотности d_a^d и отражательной способности витринита R^0_{max} для отдельных или двух смежных стадий метаморфизма приводятся в табл. 1. Ниже приведены значения вертикальной составляющей градиентов метаморфизма.

Градиенты	Стадии метаморфизма	
	Ж—К	К—О
$V_c^{daf}/100$ м, %	0,47—1,70	0,42—1,06
$C_0^{daf}/100$ м, %	0,36—0,47	0,04—0,26
$d_a^d/100$ м, г/см ³	0,01	—
$100R^0_{max}/100$ м, %	3,06—6,0	5,0—15,0

В зонах жирных, коксовых, отощенных углей наиболее показательны градиенты по выходу летучих веществ, отражательной способности и отчасти углероду, в антрацитах — по отражательной способности витринита (см. табл. 1). Крайне низкие значения градиентов по всем параметрам характерны для области развития бурых

и длиннопламенных углей, а по действительной плотности — для всего углефикационного ряда. Для выявления изменчивости метаморфизма на глубину возможно использовать все показатели, кроме действительной плотности. При различиях в абсолютной величине характер изменения градиентов в зависимости от степени пре-

Градиенты метаморфизма углей в пределах северной окраины Тунгусского бассейна

Стадия метаморфизма	Градиенты			
	$V_c^{daf}/100$ м, %	$C_0^{daf}/100$ м, %	$d_a^d/100$ м, г/см ³	$100R^0_{max}/100$ м, %
Б	—	0,005—0,006	0,002—0,004	0,001—0,003
Б—Д	—	0,002—0,004	—	0,006—0,010
Д	0,003—0,008	—	—	0,004—0,030
Г—Ж	0,03—0,04	—	—	0,001—0,070
Ж—К	0,38—0,46	0,1	0,02	0,6—1,3
К—О	0,02—0,19	0,04	0,001	1,0—1,3
О—Т	0,14	0,04	0,001	1,0—1,5
Т—А	—	0,005—0,006	0,001—0,002	0,36
Ж—Т	0,14—0,26	0,05—0,08	0,002	1,0—1,9

образования угольного вещества в целом аналогичен таковому в Донбассе и Кузбассе [3].

Есть все основания полагать, что полученные градиенты сохраняют свое значение на закрытых и слабо изученных площадях. Тогда, имея данные изменений и анализов по какому-то пункту наблюдений и зная общее направление изменчивости метаморфизма, можно рассчитать положение зон углей разной преобразованности в теле угленосной формации на прогнозируемом объекте. Крайне важно при этом исключить возможность искажения исходных данных за счет отдаленного воздействия интрузии во внешних зонах контактовых ореолов (сильные изменения легко идентифицируются), которое приводит к завышению степени метаморфизма по сравнению с ее истинным фоновым значением.

Для этого необходимо: а) изучать те интервалы разреза, где интрузии отсутствуют или удалены от угольных пластов, а сами угли и вмещающие породы не имеют признаков контактовых изменений; б) опробовать по возможности всю серию угольных пластов в данном пункте наблюдений, а каждый пласт — в нескольких пласто-точках; в) использовать весь комплекс химико-петрографических методов диагностики. С такими ограничениями метод градиентов представляет собой вполне надежный способ прогнозирования общей метаморфической зональности в условиях региона, особенно для средних стадий углефика-

ционного ряда. Ввиду весьма малых значений градиентов метод мало пригоден для бурых и длиннопламенных углей.

Прогноз общей зональности метаморфизма углей по степени постдиагенетических изменений вмещающих пород. Угленосные отложения региона принадлежат к различным зонам ката- и метатекстур (эпигенеза), на которые вблизи интрузий накладываются контактовые и контактово-метасоматические изменения. Краткая характеристика вторичных (постдиагенетических) изменений пород, вмещающих гамму углей от бурых до антрацитов, построена в основном на результатах изучения малоцементных, бескарбонатных песчаников одного стратиграфического уровня (верхняя пермь) и приводится в табл. 2. Степень эпигенеза в целом увеличивается по территории региона с востока на запад, что выражается в сближении, а затем конформации и инкорпуляции зерен кварца, изменении состава глинистого цемента и появлении в нем новообразованных гидрослюд, смешаннослойных минералов типа монтмориллонит—гидрослюда, а на высоких стадиях — мусковита, хлорита и др.

В антрацитовой зоне отмечаются существенная альбитизация цемента и части обломочных зерен, новообразования граната, рутила, сфена, особенно часто эпидота, интенсивное развитие биотита по обломкам глинистых пород и т. п. [3]. Возрастают механи-

Таблица 1

Характер эпигенетических изменений пород северной части Тунгусского бассейна

Стадия углефикации	Стадия изменения пород	Характер контактов между зернами кварца*			Состав глинистого цемента (фракция 0,001 мм) песчаников	Общая характеристика пород	Внешний облик обнажений, сохранность керна скважин
		свободные	тесные	измененные			
Б--БД	Поздний диagenез — ранний катагенез	60	38	2	Монтмориллонит, гидрослюда, примесь каолинита	Слабо уплотнены, разминаются в рудках, седиментогенные структуры и первичный состав цемента. Деформация и гидратация обломочного биотита. Мелкий растительный детрит имеет буроватый оттенок	Обнажение чаще всего со сложенными, «оплывшими» бортами, текстурные признаки, контакты, элементы залегания плохо различимы. Крупномерный растительный детрит слабо сложен, покрыт сетью трещин неправильной формы (как у бурых углей). Керна не выдерживает длительного хранения
Д*	Средний катагенез	15	46	39	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит	Литифицированы, но размокают в воде, в основном исходный состав глинистого цемента. Частичная конформация зерен кварца, гидратация биотита, легко раскалываются при ударе	Обнажены обычно пачки песчаников, сохраняющие текстурные особенности, форму и элементы залегания. Слои глинисто-алеуритовых пород обычно покрыты осипами, коркой шлама. Профиль обнажений часто ступенчатый, выступают песчаные пачки, имеющие крутые борта. В кернах длительное время сохраняются песчаники, глинисто-алеуритовые породы превращаются в мелкую дробь
Ж*	Поздний катагенез	5	39	56	Смешаннослойный, типа монтмориллонит—гидрослюда (10—30 % монтмориллонитовых слов), гидрослюда	Не размокают, исчезает каолинит, разбиваются смешаннослойные минералы и новообразованная гидрослюда, преобладают измененной формы песчаные зерна. Породы средней крепости	Преимущественно скальные, часто высокие обнажения, с крутыми стенками и слабо выраженной ступенчатостью. Хорошо различимы текстурные особенности пород, форма, элементы залегания, характер контактов слоев. Песчаники практически не изменяются
К*		2	27	71			
ОС*, О*		1	21	69			
Т*	Ранний и поздний метатенез	—	9	91	Смешаннослойный, хлорит, гидрослюда, серицит	Вторичная форма зерен, хлоритизация цемента (слабая), гидрослюда, полное исчезновение обломочного	Крутые скальные обнажения, нередко узкие каньоны с почти вертикальными ровными стенками. Текстуры особенности, контакты и элементы залегания весьма четкие, до мельчайших деталей, подчеркнутых глубоким эпитенезом. Песчаники нередко имеют кварцитовидный облик. Высокая степень обнаженности глинисто-алеуритовых пород и сохранности керна скважин
А*	тагенез	—	5	95	Хлорит	биотита. Сероватый оттенок в окраске мелкого растительного детрита и шлама Интенсивная серицитизация, хлоритизация, альбитизация цемента и частично аллотигенной части пород. Новообразования сфена, граната, рутила, эпидота, биотита по обломкам глинистых пород. Растительный детрит иногда с бронзовым отливом. Породы крепкие, с трудом раскалываются молотком	ности, контакты и элементы залегания весьма четкие, до мельчайших деталей, подчеркнутых глубоким эпитенезом. Песчаники нередко имеют кварцитовидный облик. Высокая степень обнаженности глинисто-алеуритовых пород и сохранности керна скважин

* Число образцов, %.

ческая прочность и устойчивость пород к выветриванию в кернах скважин и естественных обнажениях. Указанные в табл. 2 признаки позволяют различать площади с бурыми и каменными, а среди последних — с низко-, средне- и высокометаморфизованными углями.

Петрофизические и геофизические критерии прогноза. Опыт исследований в Донецком, Печорском, Сахалинском, Тунгусском и многих других бассейнах показал возможность использования физических свойств пород угленосной толщи в качестве индикатора степени метаморфизма заключенных в них углей [1, 3]. Наиболее информативны в этом плане плотность и общая пористость, а также упругие свойства песчаных пород. Сведения о некоторых физических свойствах песчаников севера Тунгусского бассейна приводятся в табл. 3.

Материал для измерений выбирался с такими же ограничениями, как при изучении структурно-минералогических изменений песчаников, заключающих угли различных стадий метаморфизма [3]. По плотности и пористости мелкозернистых и мелкосреднезернистых песчаников, как следует из данных, приведенных в табл. 3, возможно выделение зон бурых, длиннопламенных и жирных-отощенных углей. Прогнозирование тощих углей и антрацитов возможно, по-видимому, лишь в комплексе с вышеупомянутыми признаками эпигенетических изменений вмещающих пород.

Проводилось также измерение магнитной восприимчивости песчаников региона. Практическое постоянство этого параметра в области развития жирных—антрацитовых углей не позволяет использовать его для прогноза.

Крупные (десятки, сотни квадратных километров) аномалии силы тяжести в ряде случаев совпадают с зонами развития более высокометаморфизованных углей по сравнению с прилегающими площадями. Выделенный В. Г. Барковым гравитационный максимум на юго-западе Норильской мульды площадью несколько сот квадратных километров, который интерпретируется как древний промежуточный магматический очаг на глубинах

Таблица

Физические свойства песчаников северной части Тунгусского бассейна

Стадия углефикации	Плотность, г/см ³ мода	Общая пористость, % (среднее)	Магнитная восприимчивость $1 \cdot 10^6$ (мода)
Б	1,96	26	—
Д ^т	2,20—2,24*	14*	—
Г ^т	—	—	—
Ж ^т	2,56—2,60	3,3	5—10
К ^т	2,56—2,60	3,6	0—5
О ^т	2,56—2,60	4,6	5—10
Т ^т	2,66—2,70	2,8	5—10
А ^т	2,61—2,65	3,3	0—5

* По С. А. Топорцу.

не 7—11 км, в целом неплохо совпадает с областью развития здесь тощих и антрацитов углей. Более мелкие аномалии силы тяжести на востоке Норильской мульды приурочены к зонам жирных и коксовых углей. Современные геотермические, а также гравитационные аномалии на западном побережье о. Сахалин, месторождениях Центрального Казахстана [3], центральной части Верхнерейнского грабена [7], районах Брамше в ФРГ [5] и Нова-Руда в Нижнесилезском угольном бассейне [7] также отвечают зонам повышенной метаморфизации угольного вещества.

Это позволяет использовать подобные связи в качестве дополнительных, вспомогательных критериев прогнозной оценки качества (степени преобразования) углей.

Количественная оценка ресурсов углей, не подвергшихся контактовому метаморфизму вблизи интрузий. В рассматриваемой геологической ситуации после прогноза общей зональности метаморфизма необходимо оценить, какая часть углей сохранила «фоновый» состав и свойства (фоновую стадию углефикации), а какая подверглась контактовому воздействию интрузии. Предлагаются два способа подобной оценки. Первый из них заключается в определении в каждом полном разрезе формации размеров всех контактовых ореолов интрузивных тел (рис. 1) и подсчете суммарного контактового ореола в процентах от мощности угленосных отложений.

Затем рассчитываются средние и по возможности модальные значения

суммарного контактового ореола ($\Sigma_{ко}$, %) для зоны метаморфизма, региона в целом и др. Количество углей подвергшихся «порче» интрузиями изверженных пород, в целом пропорционально относительным размерам суммарного контактового ореола. Остальная часть объема формации заключает неизменные, фоновые угли, ресурсы которых могут оцениваться в процентах от общего количества, как $100 - \Sigma_{ко}$. При достаточном количестве предшествующих наблюдений усредненные значения устойчивости качества углей следует принять за вероятные для неизученных площадей являющихся объектом прогноза.

Наиболее трудоемкой операцией в данном способе является установление размеров контактовых ореолов, их внешних границ. В экзоконтактах интрузий по степени распознаваемости контактовых преобразований условно выделяются три части (зоны). Первая из них, вблизи контакта, легко устанавливается по интенсивному изменению внешнего облика углей и вмещающих пород [3]. Нередко она принимается за полную ширину ореола. Вторая по макроскопическим признакам приближается к неизменным углям и породам, но отличается от них по химико-петрографическим и оптическим параметрам угольного вещества, составу глинистых минералов и иных новообразований в цементе песчаников и др. Наконец, внешняя невидимая часть экзоконтакта характеризуется незначительным изменением большинства углехимических (кроме показателей спекаемости) и опти-

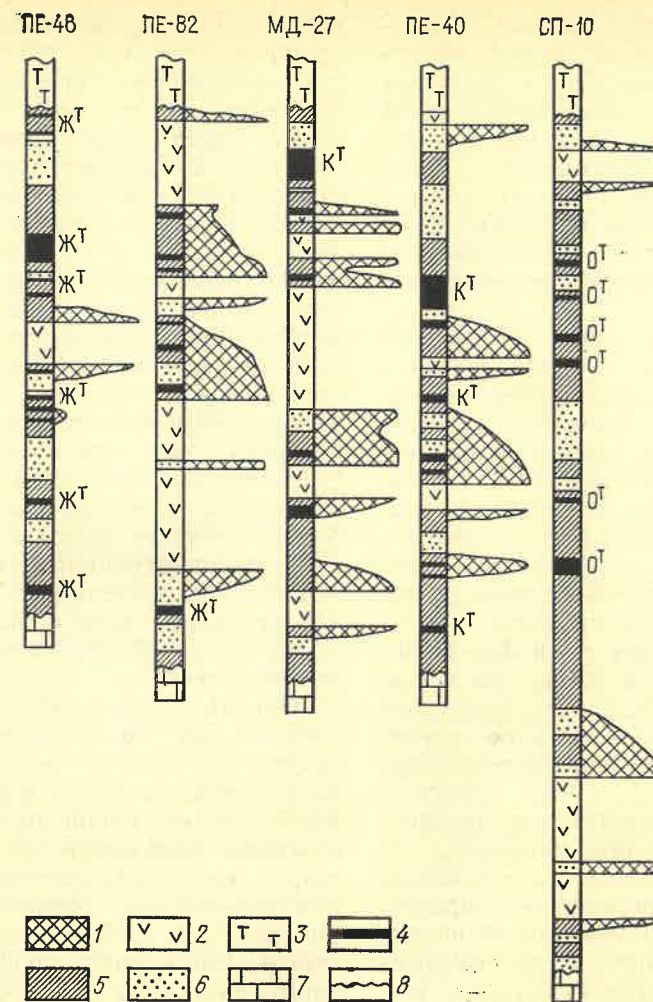


рис. 1. Распределение контактовых ореолов в продольных разрезах угленосной формации

1 — контактовые ореолы; 2 — интрузии долеритов; 3 — туфоловые образования перми и триаса; 4 — пласты углей; 5 — алевролиты, аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя; 8 — границы угленосной формации; Ж^т, К^т, О^т — стадии метаморфизма фоновых углей термального ряда

ческих параметров, что устанавливается только прослеживанием по серии проб вплоть до выхода на неизменные угли. Для коксующихся марок то наибольшая по размерам часть контактового ореола, характеризующаяся полной потерей или резким снижением спекающих свойств.

Таким образом, выявление истинных размеров экзоконтактов и последующий подсчет суммарного контактового ореола интрузий требуют изучения комплексом методов практически всех пластов и прослоев углей, развитых в разрезе угленосной толщи являющихся наиболее чуткими индикаторами контактового воздействия.

В каждом конкретном случае расстояние между интрузивным телом и пластом угля произвольно, поэтому для уточнения границ контактовых ореолов необходимо также прослеживать изменения вмещающих пород, их окраски, механической прочности, трещиноватости, структурно-минералогических превращений, плотности, пористости и др. Размеры ореола устанавливаются по наиболее чувствительному параметру, например по толщине пластического слоя у спекающихся углей.

Рассмотренный способ, являясь прямым и наиболее точным, требует значительного объема предшествующих

аналитических исследований и определений, существенных затрат времени и поэтому далеко не всегда может быть использован для оперативной прогнозной оценки новых малоизученных площадей. Несомненно, более просто, хотя и приближенно, можно оценивать количество ресурсов неизмененных углей с использованием упомянутого выше коэффициента интрузиенности k_n .

Оказалось, что при достаточно большой выборке средние значения коэффициента интрузиенности достаточно близки к значениям суммарного контактового ореола в процентах от мощности угленосной толщи. Так, по 122 полным разрезам формации (около 500 интрузий) средний k_n составляет 39 %, а суммарный контактовый ореол (по 30 полным разрезам около 120 экзоконтактов) — 36 %.

Для жирных углей k_n и $\Sigma_{ко}$ равны соответственно 45 и 40 %, для коксовых — 36 и 40 %, т. е. достаточно близки между собой. В этом случае $100 - k_n$ будет приближенно-количественной меркой (в %) ресурсов углей, сохранившихся от контактового преобразования вблизи интрузий.

Простота расчетов обеспечивает оперативность, а возможность привлечения к подсчетам материалов по любому полному разрезу, где имеются сведения о мощности угленосной толщи и тел изверженных пород, — надежность усредненных значений и соответственно удовлетворительную точность прогнозных оценок. Так, на одном из детально разведанных месторождений в Норильском районе около 60 % общих ресурсов жирных углей сохранили свои фоновые свойства, а около 40 % подверглись контактовому воздействию долеритов и потеряли способность к спеканию. При среднем коэффициенте интрузиенности для зоны жирных углей 45 % расчетная сохранность ресурсов составит 55 %, что достаточно близко к фактическим данным (60 %).

Оба способа дополняют друг друга. Для оперативной предварительной разбраковки площадей следует применять прогнозные оценки с использованием коэффициента интрузиенности, а по мере накопления результатов аналитических исследований — про-

гноз с учетом суммарного контактового ореола.

Рассмотренные способы наиболее применимы к жирным и коксовым углям, когда даже слабое влияние интрузии во внешней, невидимой части контактовых ореолов приводит к потере технологических свойств. Энергетические угли в экзоконтактах интрузивных тел, за исключением редких случаев преобразования в метаморфогенные графиты, не теряют способности гореть и обычно входят в общую добычу минерального топлива. Иногда возможно исключение из общи ресурсов узких зон вблизи непосредственного контакта с весьма высокой зольностью угольной массы, а также большей части углей в контактовых ореолах дифференцированных интрузий. Суммарные потери в этом случае по экспертной оценке, не превышают 5—10 % от общего количества топливных ресурсов.

Нередко возникает необходимость оперативной количественной оценки масштабов «порчи» углей отдельными интрузивом, например в разрезе скважины, стенке горной выработки, естественном обнажении непосредственно при полевых наблюдениях, до получения результатов точных измерений анализов и т. д. С этой целью предлагается использовать графики, построенные раздельно для даек (рис. 2, а) и силлов (рис. 2, б), а оценку производить по максимальным для данной зоны метаморфизма размерам ореолов, установленным по результатам предшествующих комплексных аналитических исследований. Как показывает опыт, такой способ сводит к минимуму риск и более надежен, чем распространенная в литературе оценка по мощности интрузий. В зависимости от состава магмы, исходной степени постдиagenетических превращений углей вмещающих пород, взаимного положения изверженных пород и угольных пластов, а также используемых показателей и других трудно учитываемых факторов соотношение размеров (мощности) интрузий и вызванных ими ореолов изменяется весьма существенно. Так, в коксовых углях ширина ореола достигает 12—15-кратной мощности дайки долеритов и только 5 % от мощности силла титан-авгитового

долерита (в нижнем контакте) в пределах одного месторождения.

Особо следует остановиться на относительно редких, преимущественно крупных дифференцированных интрузиях неправильной формы (хонолитах) габбро-долеритов, которые, как известно, вызывают глубокую переработку боковых пород [3]. Их контактовый ореол нередко превышает по размерам мощность угленосной толщи. На флангах влияние дифференцированных интрузий прослеживается на расстоянии до 500 м, а по некоторым, по-видимому, явно завышенным данным, — до 1,5 км. Характерны интенсивная альбитизация, орговикование, скарнирование пород экзоконтакта, развитие в них трещиноватости, пльчатости, будинажа, в ряде случаев здесь образуются месторождения графита и вкрапленных сульфидных руд. Происходит, таким образом, по В. Ф. Твердохлебову [4], разрушение угольного месторождения. Поэтому площади установленного и предполагаемого развития дифференцированных интрузий следует исключать из подсчета при прогнозировании ресурсов, в особенности коксующихся углей.

Все полученные в настоящей работе результаты основаны на материале одного региона. Вместе с тем предложенные способы с учетом конкретных условий, по-видимому, применимы к любым бассейнам, где имеется достоверная количественная характеристика интрузиенности угленосных толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 21—37.
2. Гуревич А. Б., Гаврилова О. И., Волкова Г. М. Метаморфизм углей северной части Тунгусского бассейна. — Сов. геология, 1985, № 12, с. 23—32.

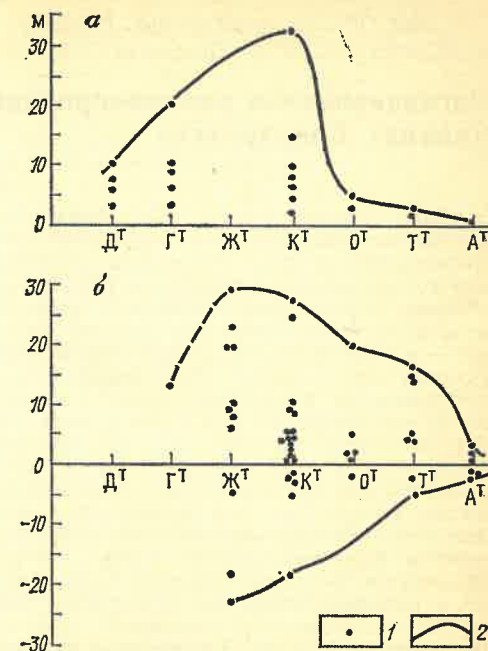


Рис. 2. Максимальные размеры контактовых ореолов в углях разных стадий метаморфизма вблизи даек (а) и силлов (б) долеритов
1 — точки, характеризующие размеры ореолов в отдельных пунктах наблюдений; 2 — кривая максимальных размеров контактовых ореолов

3. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород/Под ред. Г. А. Иванова. М.: Недра, 1975.
4. Твердохлебов В. Ф. О роли траппового магматизма в формировании структур каменноугольных месторождений в Норильском районе. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1969, № 4, с. 101—109.
5. Buntebarth G., Teichmüller R. Zur Ermittlung der Paläotemperaturen in Dufur des Brunscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten. — Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1979, t. 27, s. 171—182.
6. Kulakowski T. Wpływ warunków geologicznych na stopień metamorfozy węgla warstw zaliczających w Dolnośląskim Zagłębiu węglowym. — Geol. Sudet. PAN, 1979, 14, N 2, s. 103—139.
7. Teichmüller M. Die Diagenese der kohliyen Substanzen in den Gesteinen des Tertiärs und Mesozoikums des mittleren Oberrhein-Grabens. — Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1979, t. 27, s. 19—49.

С. С. КОРИНЬ, Я. М. СЕМЧУК,
Т. М. МОСОРА (Калушский фил. ВНИИГ),
Ю. М. ЖЕКЕМБАЕВ (Львовская ГРЭ)

Прогнозирование рассолопроявлений в калийных рудниках Прикарпатья

Калийные месторождения Предкарпатского прогиба размещаются в его Внутренней зоне и приурочены к двум соленосным формациям — воротыщенской и тирасской [6]. Месторождения воротыщенской формации расположены в Бориславо-Покутском покрове, тирасской — в Самборском. Калийные породы разведанных месторождений обоих покровов имеют одинаковый минеральный состав, в то время как вмещающие их отложения значительно отличаются друг от друга. Над соленосными породами образуется гипсово-глинистая шляпа, состав которой зависит от состава материнских пород. Для этой шляпы, сформированной за счет воротыщенских отложений, характерны большая мощность пород (120 м), значительное количество тонкозернистых песков и обломков песчаника. С глубиной тектурные особенности и физические свойства пород меняются [4, 8]. Значительная их мощность свидетельствует о том, что в настоящее время идет интенсивный процесс разрушения соленосных и соляных отложений.

Породы шляпы над вмещающими отложениями и калийными пластами различаются между собой. Непосредственно над пластами залегает большое количество гипса (20—50 %), который с глубиной сменяется мирабилитом, глазеритом, шенитом и астраханитом. На контакте с неизмененным калийным пластом среди породообразующих минералов встречаются шенит и леонит, свидетельствующие о его разрушении. Зоны измененных пород служат резервуарами для накопления рассолов, которые при благоприятных условиях поступают в подземные горные выработки, что неоднократно наблюдалось в рудниках Стебникского месторождения.

Нами рассмотрен характер течей, вскрытых горными выработками на значительной глубине от подошвы гипсово-глинистой шляпы (штрек 43, рудник 1; камера 115, рудник 2 и др.). При проходке штока 43 (1960 г.) в его стенке появилось влажное пятно, а через три дня началось просачивание рассола с дебитом 0,8 л/сут. Штрек проходил на глубине 110 м от поверхности; мощность пород шляпы 60 м [2]. Течь возникла в кровле каинит-лангбейнитового пласта со значительным содержанием шенита. По данным бурения, на глубине 12 м ниже соляного зеркала также присутствует шенитизированная каинитовая порода. Через полтора месяца приток рассола резко увеличился (360 л/сут), его минерализация равнялась 398—406 г/л. Состав рассола сульфатно-хлоридный натриево-магниевый. Состав и минерализация свидетельствовали о том, что в штрек разгружаются рассолы из самой нижней части зоны соляного зеркала, контактирующей с коренными солями. Через три года дебит увеличился до 40 м³/сут, минерализация снизилась до 320 г/л. В составе рассола появились сульфаты натрия [2], указывающие на вовлечение в процесс дренирования рассолов

вторичных солей, содержащихся в шляпе. В дальнейшем толща гипсово-глинистой шляпы стала действовать как единая гидравлическая система, питавшаяся за счет инфильтрации атмосферных осадков. В 1971 г. течь была ликвидирована путем закачки через скважины тампонажного материала, а также сооружения 11 гидронизационных перемычек. В настоящее время наблюдается просачивание рассола.

Течь в камере 115 приурочена к участку выклинивания калийного пласта 10 (по-видимому, у зоны нарушения), выходящего под гипсово-глинистую шляпу. Пласт, имеющий значительную мощность, непосредственно в зоне нарушения отсутствует. На процессе развития течи в камере можно наглядно показать, как происходят ее зарождение и аварийный прорыв. В результате исследований, проведенных геологами МГУ в 1969—1970 гг., в районе пласта 10, вскрытого штреком 7, обнаружен увлажненный участок породы. В пробах солей, отобранных из этого участка, установлены гипс, глазерит и астраханит — минералы зоны гипергенеза [1]. Это указывало на наличие гидравлической связи между рассолопроявлением штока 7 и рассолами гипсово-глинистой шляпы. В 1978 г. в камере 115, расположенную возле опасной зоны, началось поступление рассола с дебитом 5—7 м³/сут. Прорыв рассола произошел из глинистого прослоя мощностью 2 м на контакте с калийным пластом. Через месяц дебит увеличился до 2000 м³/сут, при этом минерализация рассола снизилась от 400 до 150 г/л. Затем водоприток уменьшился до 400 м³/сут и в настоящее время достигает 230 м³/сут при минерализации 260 г/л. Состав рассолов хлоридный натриевый с повышенным содержанием сульфатов и магния.

Приток рассолов обусловил широкое развитие процессов выщелачивания соляных пород, что вызвало образование карста, который в 1984 г. охватил площадь около 50 000 м². По данным геологической службы Стебникского калийного завода, общий объем пустот составил 87,5 тыс. м³. Глубина размыта соленосных пород опустилась на 30 м ниже соляного зеркала. Приток пресных вод создает угрозу уничтожения рудника. В целях ликвидации течи через скважины в карстовые пустоты закачено 87,2 тыс. м³ тампонажного материала, но течь не прекратилась.

Течь в камере 126 также появилась в 1978 г. и имеет ту же природу, что и в камере 115. Она наблюдается в зоне разрывного нарушения в 280 м к юго-востоку от течи в камере 115. Существенного притока в выработку не происходит, поскольку рассол дренируется камерой 115.

Особое внимание следует уделять течам, которые приурочены к так называемым «обессоленным зонам», характеризующимся раздробленными глинами с многочисленными зеркала-

ми скольжений, обломками и глыбами песчаника. Эти породы как правило увлажнены, и рассолопроявления отмечаются лишь в виде капёжа с минерализацией 320—420 г/л. Капёж существует длительное время и редко прекращается самостоятельно. Нарастания дебитов не наблюдается; химический состав рассолов постоянный.

За время эксплуатации Стебникского месторождения зафиксировано 76 водо- и рассолопроявлений, из них 26 на руднике 2 и 50 — на руднике 1. Преобладание рассолопроявлений на руднике 1 объясняется более длительной его эксплуатацией. Большинство течей приурочены к контакту калийных пластов с вмещающими глинистыми породами или прослоями глин в пластах. Аналогичный вывод сделан В. И. Борисенковым [1], который проследил происхождение рассолов связывает с захороненными маточниками. Если объемы маточных рассолов значительные, то они должны наблюдаться не только на контактах с калийными пластами, но и на контактах пластов каменных солей с соленосной глиной. Однако, как показывает опыт эксплуатации месторождений, такие рассолопроявления во вмещающих породах на значительном расстоянии от пластов отсутствуют. В чем здесь причина? Наш взгляд, основная причина появления рассолов в пластах и на контактах связана не с их захоронением, а с общим процессом эволюции месторождения. В отличие от других пород, калийные наиболее подвержены вторичным изменениям, и над ними в гипсово-глинистой шляпе образуется максимальное количество рассолов [4]. На участках выхода вмещающих пород рассолы отсутствуют или залегают в небольших объемах. Именно скапливание рассолов в гипсово-глинистой шляпе над калийными пластами — основная причина их проникновения в глубину.

Согласно экспериментальным данным [9], с увеличением концентрации солей в рассоле проницаемость глин возрастает. Рассолы мигрируют по глинистым породам на контакте с калийными пластами и в прослоях их внутри пластов, вызывая вторичное минералообразование, выражающееся в появлении шенита, леонита, астраханита и глазерита. Чем больше во вмещающих отложениях содержится песчаного материала, тем интенсивнее будут просачиваться рассолы. Процесс разрушения месторождения происходит независимо от того, будем мы его отрабатывать или нет, горные же работы приводят к его активизации.

Иначе происходит проникновение рассолов во вмещающие соленосные брекчии, где калийные пласты отсутствуют. В местах выхода соленосных брекчий под гипсово-глинистую шляпу рассолы характеризуются хлоридно-натриевым составом и незначительными объемами, что вызывает медленное изменение пород, сцементированных галитом. В подземных горных выработках, пройденных во вмещающих породах, может наблюдаться капёж лишь в верхних горизонтах, и то с незначительным дебитом. На участках же вскрытия «обессоленных зон» капёж отмечается чаще, а его дебит выше, что объясняется более высокой проницаемостью слабозасоленных глин по сравнению с песчано-глинистыми соленосными брекчиями.

На основании полученных практических и теоретических результатов в развитии процесса прорыва рассолов в горные выработки можно выделить следующие стадии.

1. Стадия вторичного минералообразования с формированием на глубине под воздействием на каинит-лангбейнитовые породы капиллярных растворов шенита и леонита [5].

2. Стадия образования минералов зоны гипергенеза (мирабилит, астраханит, глазерит), а также увлажнения породы, вскрытой горной выработкой или скважиной. На этой стадии участок необходимо изолировать и оставить водоохранной целик. Отработку руды на участке производить при ликвидации рудника.

3. Стадия, характеризующаяся наличием вторичных минералов предыдущих стадий, а также капёжом рассолов сульфатно-хлоридного или хлоридно-сульфатного магниевонариевого состава с дебитом 1 л/сут. Появление таких рассолов свидетельствует об их движении из участков гипсово-глинистой шляпы над калийным пластом. Стадия аварийная и при проведении горных работ чревата увеличением дебита рассолов. Участок необходимо изолировать и оставить водоохранной целик.

4. Стадия, характеризующаяся прорывом рассолов, в составе которых преобладают сульфаты натрия. В этот период дренируются рассолы из шляпы вторичных солей. В дальнейшем состав рассолов может измениться на хлоридно-натриевый, что будет свидетельствовать о выщелачивании не только вторичных солей, но и вмещающих галитосодержащих пород. Вся толща гипсово-глинистой шляпы над калийными пластами и вмещающими породами действует как единая гидравлическая система. При этом формируется депрессионная воронка в пределах которой происходит восполнение дренирующихся рассолов за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Количество рассолов, попадающих в горные выработки, зависит от проницаемости пород гипсово-глинистой шляпы. Течи трудно изолировать, поэтому создается угроза затопления рудника.

В вопросе изучения проникновения вод и рассолов интерес представляют разрывные нарушения как ослабленные зоны. Как уже отмечалось, рассолы скапливаются на участках гипсово-глинистой шляпы, где выходят калийные пласты; в местах, где пласты отсутствуют, они не концентрируются. Поэтому когда разрывное нарушение пересекает пласт на глубине и под гипсово-глинистую шляпу выходит во вмещающих породах (рис. 1), то оно опасно с точки зрения проникновения вод в калийный рудник. Иначе происходят процессы в зоне разрывного нарушения, которое выходит под породы гипсово-глинистой шляпы непосредственно в калийном пласте. В этом случае нарушение пересекает область скопления рассолов, которые по ослабленной зоне нарушения проникают в пласт, вызывая преобразование пород. Как и при проникновении рассолов по контакту вмещающих пород с калийным пластом, поступление рассолов также происходит в четыре стадии, но значительно интенсивнее. Наглядным в этом отношении является геологическое строение пласта 10 Стебникского месторождения в районе течи из камеры 115. Разрывное нарушение делит пласт

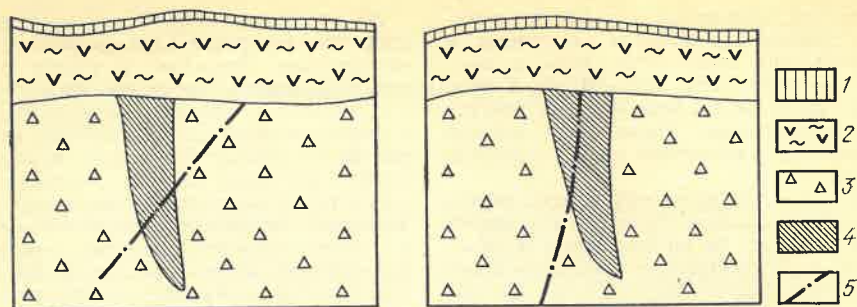


Рис. 1. Схематический геологический разрез соленосной толщи при различном положении зоны разлома

1—2 — четвертичные образования: 1 — суглинок и га-

на две части; в зоне разрыва пласт отсутствует в связи с выщелачиванием породы. Именно здесь и произошел прорыв рассола в рудник.

Опасным представляется разрывное нарушение в районе пласта 19 на руднике 1 Стебникского месторождения. Уже сейчас в ряде камер, отрабатывающих пласт, наблюдается капёж рассолов и встречаются вторичные минералы. По мнению авторов, течь в своем развитии находится на третьей стадии. Добычу в районе пласта необходимо проводить на стадии ликвидации рудника.

Совсем другой состав имеют породы гипсово-глинистой шляпы, сформированной за счет пород тирасской соленосной формации. Детально они изучены на примере Домбровского карьера Калуш-Голынского месторождения. Породы тирасской формации представлены глинистой и песчано-глинистой брекчией на галитовом цементе, причем глины преобладают над обломками песчаника. Во многих разрезах песчаник отсутствует. Такой состав пород и предопределил состав гипсово-глинистой шляпы, в которой песчаный материал практически отсутствует. При изучении физико-механических свойств пород шляпы [9] установлена ее водо- и рассолопроницаемость. Для нее характерно смешанное засоление, выражающееся в присутствии труднорастворимых и легкорастворимых солей — хлоридов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , сульфатов Na^+ и Mg^{2+} , а также гипса и ангидрита. Общая засоленность пород 0,5—15%. Экспериментально установлено, что проницаемость пород шляпы уменьшается с повышением концентрации рассолов [9].

Анализ минерального состава калийных пластов Калуш-Голынского месторождения показывает, что в них значительно меньше вторичных минералов, чем в породах Стебникского месторождения. Это говорит о том, что процесс разрушения месторождения проходит менее интенсивно. Подтверждением служит мощность пород гипсово-глинистой шляпы, которая равна 20 м. На рудниках совершенно отсутствуют течи, приуроченные к калийным пластам, хотя они эксплуатируются с начала столетия. Здесь наиболее опасны зоны разрывных нарушений, выполненные карналлитом, по которым наблюдается капёж рассолов хлоридно-сульфатного магниево-натриевого состава. Опасность повышается еще и в связи с

лечник, 2 — породы гипсово-глинистой шляпы; 3—4 — соленосная толща: 3 — брекчия соленосная, 4 — ланбейнит-каинитовый пласт; 5 — разрывное нарушение

современными движениями земной коры опростальных воронок. Поэтому на стадии прорыва рассолов, в результате секвестирования работ на участке Пийло, учитывающих именно зоны нарушений будут подтверждать опыт разработки Калушского участка, негаться подвижкам, что может активизировать необходимо предусмотреть развитие карста. Процесс карстообразования можно предупредить, ликвидировав пустоты, в которые разгружа-

ное нарушение является обстановка, сложилась бы рассолы. В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Интенсивность разрушения месторождения, поступления рассолов и вод в калийные рудники зависит от состава и физических свойств пород гипсово-глинистой шляпы. При преобладании песчаного материала интенсивность проникновения рассолов в соленосную толщу увеличивается.

2. Местами прорыва рассолов в подземные горные выработки являются зоны контакта калийных пластов с вмещающими породами и прослои глин в пластах. На первой стадии прорыва эти участки характеризуются образованием вторичных минералов.

3. Рассолы, поступающие в соленосную толщу и вызывающие вторичное минералообразование, залегают в гипсово-глинистой шляпе над калийными пластами. Проницаемость вмещающих песчано-глинистых пород зависит от их состава и концентрации.

4. Зона разрывного нарушения в калийном пласте под гипсово-глинистой шляпой опасна для прорыва вод в рудник. Разрывное нарушение, пересекающее пласт на глубине и выходящее под гипсово-глинистую шляпу во вмещающих песчано-глинистых породах опасности не представляет. Тектонический контакт терригенных отложений с соленосными при его выходе на поверхность опасен для прорыва вод.

5. Процесс прорыва разделяется на стадии, характеризующиеся вторичным минералообра-

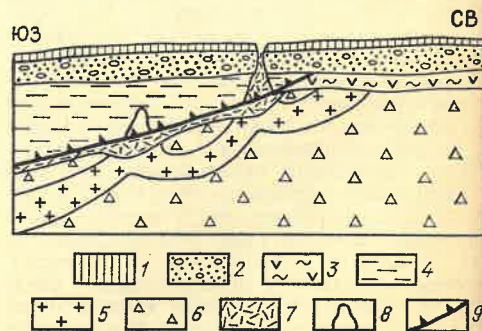


Рис. 2. Схематический геологический разрез через Северное каинитовое поле Калушского участка Калуш-Голынского месторождения

1—3 — четвертичные отложения: 1 — суглинок, 2 — галечник, 3 — породы гипсово-глинистой шляпы; 4 — отложения галичской серии; 5—6 — соленосная толща: 5 — каменная соль глинистая, 6 — брекчия соленосная; 7 — рыхлые отложения, заполнявшие карст; 8 — карстовые пустоты; 9 — поверхность покрова

венно формируются вертикальные провалы. Такой процесс наблюдается на Северном каинитовом поле. Непосредственно в районе провалов под землей выработки, которые бы их вызывали, отсутствуют.

На других полях Калушского участка над выработанным пространством происходит лишь оседание поверхности [7] без провалов. Здесь породы галичской серии полностью перекрывают терригенные отложения. Рассолы не образуются, а для пресных вод глины являются водоупором, поэтому опасности возникновения подземного карста не существует.

Аналогичные процессы будут наблюдаться и при отработке участка Пийло, где опасной является поверхность Бергоговского покрова [3], по которой проходит контакт между терригенными и соленосными породами. У фронтальной части покрова на завершающей стадии отработки также возможно образование опростальных воронок. Поэтому на стадии прорыва рассолов, в результате секвестирования работ на участке Пийло, учитывающих именно зоны нарушений будут подтверждать опыт разработки Калушского участка, негаться подвижкам, что может активизировать необходимо предусмотреть развитие карста. Процесс карстообразования можно предупредить, ликвидировав пустоты, в которые разгружа-

ное нарушение является обстановка, сложилась бы рассолы. В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Интенсивность разрушения месторождения, поступления рассолов и вод в калийные рудники зависит от состава и физических свойств пород гипсово-глинистой шляпы. При преобладании песчаного материала интенсивность проникновения рассолов в соленосную толщу увеличивается.

2. Местами прорыва рассолов в подземные горные выработки являются зоны контакта калийных пластов с вмещающими породами и прослои глин в пластах. На первой стадии прорыва эти участки характеризуются образованием вторичных минералов.

3. Рассолы, поступающие в соленосную толщу и вызывающие вторичное минералообразование, залегают в гипсово-глинистой шляпе над калийными пластами. Проницаемость вмещающих песчано-глинистых пород зависит от их состава и концентрации.

4. Зона разрывного нарушения в калийном пласте под гипсово-глинистой шляпой опасна для прорыва вод в рудник. Разрывное нарушение, пересекающее пласт на глубине и выходящее под гипсово-глинистую шляпу во вмещающих песчано-глинистых породах опасности не представляет. Тектонический контакт терригенных отложений с соленосными при его выходе на поверхность опасен для прорыва вод.

5. Процесс прорыва разделяется на стадии, характеризующиеся вторичным минералообра-

зованием и изменением химического состава рассолов.

Таким образом, уже на стадии геологоразведочных работ можно прогнозировать участки проникновения рассолов и вод в калийные рудники.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков В. И. Зоны вторичной минерализации на Стебникском калийном месторождении и возможность выделения среди них участков, опасных для рудника. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4, с. 115—124.
2. Гидрогеологические условия и карст в районе прорыва надсолевых вод в штрек 43/2/А. А. Варламов, С. С. Козлов, В. К. Липницкий А. Е. Ходьков. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971, с. 144—152.
3. Джиноридзе Н. М., Ходин А. М. Типы разрезов и зональность Калуш-Голынского калийного месторождения. — В кн.: Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л., 1974, с. 25—36.
4. Жексембаев Ю. М. Формирование лечебных сульфатсодержащих рассолов Предкарпатья. — В кн.: Эвапориты Украины. Киев, 1985, с. 151—165.
5. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972.
6. Коринь С. С., Садовый В. Ф., Мосора Т. М. Зависимость минерального состава калийных пород Предкарпатья от условий их залегания. — В кн.: Эвапориты Украины. Киев, 1985, с. 50—57.
7. Коринь С. С., Мосора Т. М. Охрана и рациональная разработка недр Прикарпатья. — В кн.: Охрана труда и природной среды при добыче и обогащении полезных ископаемых. Кохтла-Ярве, 1982, с. 86—88.
8. Липницкий В. К. Литологические особенности и солевой комплекс четвертичных отложений и пород гипсово-глинистой шляпы Стебникского месторождения калийных солей. — В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., 1971, с. 98—107.
9. Семчук Я. М. Исследование проницаемости глинистых грунтов для устройства экранов под солеотвалы и хвостохранилища на калийных производствах Предкарпатья. — В кн.: Калийная промышленность СССР и окружающая среда. Минск, 1983, с. 127—131.
10. Сомов В. И., Рахимова И. Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. Киев: Наук. думка, 1983.



УДК 553.973(571.51)

К. В. ГАВРИЛИН (ПГО «Красноярскгеология»)

Сапропелиты Канско-Ачинского бассейна

Канско-Ачинский бассейн известен как уникальный по ресурсам и горно-геологическим условиям бассейн бурых, типично гумусовых углей. Однако на первых этапах изучения в 30-е годы Чулымо-Енисейская часть бассейна привлекала внимание как возможный поставщик сапропелитовых и полусапропелитовых «перегонных» углей, т. е. сырья для получения искусственного жидкого топлива (ИЖТ). Поиски и разведка месторождений сапропелитов в бассейне продолжались в 1941—1945 гг., когда все другие геологоразведочные работы, за исключением имеющих оборонное значение, были прекращены или существенно свернуты. В те годы работы не увенчались заметным успехом, были остановлены, а позже в связи с бурным ростом нефтедобычи интерес к перегонным углям снизился и исследования в этой области прекратились.

В настоящее время использование канско-ачинских углей (КАУ) для получения жидкого топлива вновь ставится на повестку дня. Более того, КАУ наряду с газовыми кузнечными признаны лучшим сырьем, но перерабатываются они по совершенно иной, нежели в сороковые годы, технологии. Суть процесса заключается в термическом растворении угля в смеси с пастообразователем в присутствии катализатора. В качестве пастообразователя применяется сырая нефть или нефтепродукты. Степень превращения органической массы угля из разных месторождений бассейна 74—93 % при расходе водорода 1,9—2,9 % [3]. Испытания канско-ачинских сапропелитов в этом процессе не проводились, целенаправленный отбор проб сапропелитов также не осуществлялся. Прямое участие высокосольных сапропелитов в этом процессе вряд ли возможно, но выделенная из них смола теоретически может служить пастообразователем вместо нефти. В этом случае ИЖТ получают только из

сырья КАТЭКа. На целесообразность и эффективность подобного использования сибирских сапропелитов обращал внимание И. И. Молчанов на VII Всесоюзном угольном совещании в 1981 г.

После выполнения в двух последних десятилетиях значительных объемов разведочных и поисково-оценочных работ, существенно уточнивших представления о геологическом строении бассейна, угленосности и характере размещения угольных пластов [1], появилась возможность выявить стратиграфические и площадные закономерности распространения сапропелитов, оценить их прогнозные ресурсы и перспективы практического использования.

Изучением сапропелевых углей Канско-Ачинского бассейна в 30-е годы занимались Ф. Л. Бочковский, И. П. Дорофеев, Л. Н. Жуков, И. Н. Звонарев, И. И. Молчанов, Ф. Ф. Оттен, П. Е. Чернявский и другие. Все работы этого периода были сосредоточены на ограниченных участках Боровского, Соболевского, Балахтинского, Иршинского месторождений (рис. 1). В последующие годы при площадных поисковых и разведочных работах на бурые угли сапропелевые разности не подвергались специальному исследованию, как правило, не выделялись при бурении, и о наличии их можно судить лишь по результатам химических анализов интервальных проб угля.

В зависимости от соотношения сапропелевого и гумусового материалов сапропелевые и полусапропелевые угли всех уровней юрского угленакпления разделяются на сапропелиты, глинистые и песчанистые полусапропелиты и сапропелито-гумиты. Реже всего встречаются чистые сапропелиты (преимущественно в виде тонких слоев в полусапропелитах или гумусовых углях). Они обладают темно-бурой окраской, матовым блеском, в

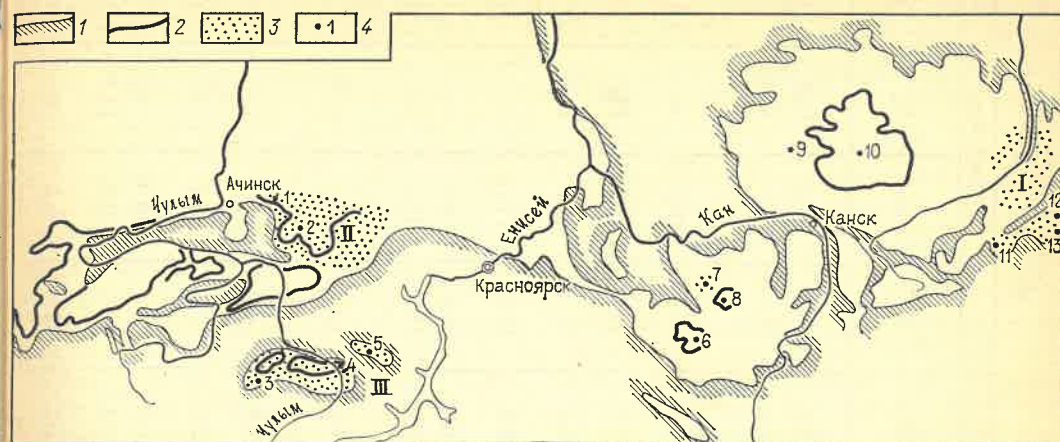


Рис. 1. Распространение сапропелевых углей

1 — отложения, подстилающие юрскую угленосную толщу; 2 — выходы мощных угольных пластов; 3 — районы распространения сапропелевых углей; 4 — Пойменная площадь, II — Улуйско-Кемчугский район, III — Балахтинский район; 4 — месторождения и

проявления бурых углей и сапропелитов: 1 — Боровское, 2 — Соболевское, 3 — Тукайское, 4 — Большесырское, 5 — Пашенское, 6 — Переясловское, 7 — Иршинское, 8 — Бородинское, 9 — Александровское, 10 — Абанское, 11 — Урало-Ключевское, 12 — Колбысовское, 13 — Еловское

свежем состоянии имеют однородную текстуру, на ощупь жирные, легко режутся ножом. При выветривании разделяются на тонкие плоские неупругие пластинки, загорающиеся от пламени спички и горящие коротким коптящим пламенем с запахом жженой резины. В шлифе сапропелиты состоят из янтарно-желтой, с серым оттенком коллоидальной основной массы, образованной скоплением мельчайших, сильно остудившихся обломков микроскопических водорослей. В основной массе содержится небольшое количество неравномерно рассеянных мелких комочков красновато-коричневого гумусового вещества, оболочек микроспор, обрывков кутикул, водорослей и иногда значительное количество минеральных зерен.

Чаще встречаются песчанистые и глинистые разности полусапропелитов, представленные плотной, массивной породой буровато-серого цвета. При раскалывании распадаются на куски плитчатой формы с неровным, слегка раковистым поперечным изломом. Структура однородная, зернистая или штриховатая, обусловленная линзовидными включениями гумусового вещества. На плоскостях наслоения заметны минеральные зерна диаметром до 0,1—0,2 мм, мелкие чешуйки слюды и обломки фюзена. При выветривании куски растрескиваются,

иногда распадаются. В пламени спички тонкие пластинки полусапропелитов раскаляются докрасна с выделением характерного запаха, но не горят.

В шлифе можно различить пятна желтой с серым оттенком сапропелитовой массы, окруженной гумусовым веществом, в ограниченном количестве встречаются водоросли типа *Pila* и единичные колонияльные водоросли. Все вещество угля густо и равномерно пропитано обломками бесцветных минеральных зерен. Значительная часть минеральных примесей представлена тонкодисперсной глиной, не удаляемой при обогащении.

По химическому составу полусапропелитовые разности отличаются от гумусовых (таблица) более высокой зольностью (на 5—20 %), повышенным (на 5—25 %) выходом летучих и, что очень ценно, более высоким содержанием водорода. Выход смолы при полукоксовании повышается от 5 % в гумусовых углях до 10—30 % в полусапропелитах и сапропелитах.

В распределении слоев сапропелитов в разрезе и по латерали угленосной формации проявляются определенные закономерности, существенно отличающиеся от таковых гумусовых углей. Так, гумусовые угли сосредоточены в трех максимумах угленакпления, четко прослеживающихся во всех

Район, площадь	Месторожде- ние, пласт, скважина	Геоло- гический воз- раст	Вид сырья	Мощ- ность про- бы, м	Технический анализ			Элементный анализ, %			Полукоксование			
					A ^d , %	V ^{daf} , %	Q ^{daf} _s , кДж/кг	C ^{daf} ₀	H ^{daf} ₀	S ^d _t	Смола, %	Вода, %	Полукокс, %	Газ+погег- ри, %
Пойменная То же "	Уральский	J ₁	Уголь	6,0	16,6	47	29 100	73,6	5,4	0,6	6,2	15,2	66,3	12,3
	Ключевское		Сапропелит	0,6	32,4	56,2	30 350	—	—	0,8	34,2	6,0	49,0	—
	Колбысов- ское		"	0,3	29,0	67,8	34 750			1,2	29,3	—	32,1	
Абанский	Алексан- дровское	J ₂	"		22,0	70,0		70,7	8,2	3,0	28,4	15,3	43,5	12,8
Рыбинский	Иршинское, Новый		Полусапро- пелит	0,2	41,3	58,0		75,5	7,3	0,9	14,8	14,6	61,9	8,7
Улуйско- Кемчугский То же	Козульская, Мощный		Уголь	12,8	10,7	49,1	27 000	69,3	4,9	0,3	4,5	18,0	60,9	
	То же		Полусапро- пелит	0,8	17,3	65,1	31 850	73,4	7,0	0,8	22,6	11,7	51	14,7
"	"	J ₂	То же	1,5	18,7	61,5	30 550	71,8	6,3	0,3	18,6	12,0	55,9	13,5
Балахтин- ский	с. Балахта, пласт III, штольня 2	J ₁	"	1,5	26,8	50,7		63,8	6,6	0,6	12,3	19,4	55,4	12,9
"	Балахтин- ская мულ- да, скв. 43		"		18,4	53,6		74,2	6,3	0,3	10,6	15,5	67,0	6,9
"	Большесыр- ское	J ₂	Уголь	25,0	6,0	46,0	29 600	74,1	5,3	0,2	5,0	—	—	—
"	Пашенское, скв. 46	J ₁	Полусапро- пелит	1,5	32,1	54,9	28 700	70,5	6,5	0,3	8,5	12,7	70,6	8,2
"	То же		Уголь	0,7	9,6	44,9	28 000	71,3	5,2	0,2	4,6	18,0	66,7	10,7
"	Пашенское, шурф		Полосчатый уголь	4,3	8,0—8,7	54,4—56,6	30 200	73,7	5,6	0,5	10,4	21,2	51,9	16,5
"	То же		Сапропелит	?	10,4—10,6	74—79	36 900	77,1	9,1	0,3	44,1	8,3	35,2	12,4

районах. Суммарная мощность пластов нижнего (переезловского) максимума 3—12 м, среднего (камалинского) 7—20 м, верхнего (бородинского) 26—70 м. Концентрация слоев сапропелитов в указанных максимумах подчиняется обратной закономерности. Наибольшее абсолютное и относительное их количество сосредоточено в нижнем горизонте угленакпления раннеюрского возраста. Приуроченные к этому горизонту слои сапропелитов были впервые обнаружены в конце 20-х годов в восточной части Канского округа (Пойменная площадь), и именно эти находки дали толчок дальнейшему изучению переезловских углей, продолжавшемуся до 1944 г. В отложениях верхней половины переезловской свиты распространен пласт угля, часто сложного строения, общей мощностью 3,5—12 м, отдельные пачки которого изредка представлены полусапропелитами и очень редко — сапропелитами. На Урало-Ключевском (Крутоголовском) и Колбысовском месторождениях сапропелитовые угли залегают в виде быстро выклинивающихся линз, максимальная мощность которых не превышает 0,3—0,6 м, а относительное содержание в пласте не более 6—8 %. Большая часть известных разрезов пласта в пределах Пойменной площади, в том числе и по скважинам 60-х годов, сапропелитов не содержит. Среднее содержание сапропелитов в гумусовом угле не превышает 1—2 %. Соответственно прогнозные ресурсы сапропелитов района могут составить 50—100 млн. т (в числе ресурсов угля, пригодных для открытых работ). Качество сапропелитов Пойменной площади по единичным анализам высокое.

В составе этого пласта на восточной окраине бассейна более широко распространены смешанные гумусово-сапропелевые разности угля. Так, на Колбысовском месторождении суммарная мощность прослоев полусапропелита достигает 2,5 м, или 36 % мощности пласта. На Еловском проявлении пласт Уральский общей мощностью 11,5 м содержит 4,3 м полусапропелитов (35 %). Столько же полусапропелитов присутствует в разрезе пласта на Крутоголовском место-

рождении. Зольность их высокая, выход смолы не превышает 10 %. Ресурсы полусапропелитов Пойменной площади можно считать весьма значительными. Однако материалы общих поисков начала 60-х годов, когда нижнеюрские отложения были вскрыты 18 скважинами, существенно изменили эту оценку. Количество гумусово-сапропелевых разностей угля, судя по анализам керна, составило всего 5 % общей массы угля пласта. Соответственно прогнозные ресурсы полусапропелитов Пойменной площади можно оценить лишь в 358 млн. т. Из них в зоне пластов, пригодной для открытой отработки, содержится 250 млн. т. Прослои и линзы таких углей рассредоточены на большой площади. Вероятность концентрации их в количествах, достаточных для селективной промышленной отработки, крайне низка.

На остальной территории восточной половины Канско-Ачинского бассейна нижнеюрские отложения содержат тонкие пласты и пропластки угля, не пригодные к открытой отработке. Качество угля изучено слабо, сведений о наличии сапропелитов нет.

Пласты последующих максимумов угленакпления (камалинская, бородинская свиты) в восточной половине бассейна сложены почти исключительно гумусовым углем. На крупном Абанском месторождении прослой полусапропелитов отмечены единичными скважинами в пласте Нижнем, причем содержание их едва достигает 2—4 % массы гумусового угля. С пластом Нижним связано известное в 30-е годы Александровское проявление сапропелита, расположенное в пределах Абанского района. Здесь, в нижней части пласта гумусового угля мощностью около 4 м был обнаружен прослой высококачественного сапропелита.

В Рыбинском районе крупное Бородинское и Переезловское месторождения содержат лишь гумусовые угли. Расположенное поблизости небольшое Иршинское месторождение в 30—40-е годы изучалось как возможный поставщик перегонных сапропелевых углей. Последние содержатся в двух пластах гумусового угля — Сажистом (Бородинском) и Новом. В пласте

Новом средней мощностью в 2,5 м прослой полусапропелитов мощностью по 1—1,5 м были установлены в 25 % скважин и составляют 14 % общей массы угля пласта. В более мощном (8,3 м) пласте Сажистом сапропелиты встречаются в виде одной или двух пачек, но имеют меньшее площадное распространение, чем в Новом. Содержание полусапропелитов в пласте 5,1 %. Ориентировочно ресурсы таких углей оцениваются в 1,6 млн. т в пласте Сажистом и 1,0 млн. т в Новом. К открытой отработке пригоден лишь пласт Сажистый, запасы которого составляют 31 млн. т.

В западной половине бассейна сапропелитовые разности углей распространены в двух районах — Улуйско-Кемчугском и Балахтинском. В первом районе полусапропелиты длительное время изучались на ограниченной площади Соболевского месторождения, где они были зафиксированы в восьми из 17 вскрытых пластов. Нижний, селекский, горизонт (макаровская свита) на месторождении содержит до семи пластов угля, из которых в двух (Нечаянном и Горючем) отмечалось присутствие сапропелевых углей. Суммарная мощность их пачек составила 11 % вскрытой мощности угольных пластов. Качество полусапропелитов этого горизонта не изучалось, запасы не подсчитывались.

В вышележащем соболевском горизонте (алтатская свита) наличие прослоев сапропелита было установлено в шести из 10 встреченных пластов. Мощности пачек варьировали в широких пределах, но значительны они лишь в двух пластах — Мощном и Спутнике (по современной синонимике). В пласте Мощном суммарная мощность полусапропелитовых пачек составила в среднем 1,58 м или 21 % средней мощности пласта (7,5 м); в тонком (2,0 м) пласте Спутник мощность этих пачек по единичным подсечениям достигала 1,6 м. Третий из промысленных пластов — Геркулес — прослоев сапропелита не содержит.

По данным И. Н. Звонарева и И. П. Максимова [2], качество исследованных проб полусапропелита пласта Мощного существенно колебалось, но выход смол был не ниже 16 % при

среднем значении 22,2 % (по данным 35 анализов в %):

W ^a	4—22
A ^d	8—44
V ^{daf}	30—76
Смола	16—33
Вода	9—22
Полукокс	42—64
Газ + потери	2—15

Выделенная смола имеет объемный вес 0,9 г/см³, характеризуется высоким выходом легких масел, низким содержанием кислот, при разгонке бензиновая фракция (86—195 °С) составила 20 %, керосиновая (195—295 °С) 25 %, тяжелые масла 23 %. Подсчитанные Л. Н. Жуковым запасы полусапропелитов пласта Мощного составили 158 млн. т, или 6,2 % определенных и общих ресурсов пласта (2551 млн. т).

В ходе последующих геологоразведочных работ на Боровско-Соболевском месторождении (1962—1964 гг.) и в пределах всего Улуйско-Кемчугского района (1978—1981 гг.) было подтверждено распространение полусапропелитов в пластах макаровской свиты и в пластах Мощном и Спутнике алтатской свиты. По данным исследований 1962—1964 гг., полусапропелиты содержатся в 19 % скважин, вскрывших пласт Мощный, и в 15 % скважин пласта Спутник; средняя мощность прослоев в первом пласте 1,4 м, во втором 0,9 м. Запасы сапропелитов пласта Мощного 67,5 млн. т (3,4 % общих запасов), пласта Спутник 14,3 млн. т (2,5 %).

По результатам анализов угольных проб нами оценено распространение полусапропелитов на территории около 1 тыс. км², охватывающей и ранее изученные площади. Общие запасы полусапропелитов, заключенные в пластах Мощном и Спутнике и на участке их слияния, составили 470 млн. т, или 4,8 % всех запасов углей района, пригодных для открытых работ. Чистых малозольных сапропелитов в указанных пластах не обнаружено. Свойства полусапропелитов в пределах всего района меняются мало и аналогичны соболевским разнородностям (см. табл. 1).

Более высокие концентрации полусапропелитов в районе наблюдаются в нижележащих невыдержанных пла-

стах макаровской свиты. Изученность этого интервала разреза низкая, число скважин, вскрывших угольные пласты, невелико, но во многих пласто-пересечениях отмечается присутствие прослоев полусапропелитов. Среднее содержание полусапропелитов в углях этого горизонта составляет, по результатам разбраковки проб, 19,3 %. Кондиционные (в пластах >2 м) ресурсы углей макаровской свиты по последним оценкам составили в районе 4005 млн. т. На долю полусапропелитов соответственно приходится 770 млн. т. Однако по мощности и глубине залегания (коэффициент вскрыши >10) пласты макаровской свиты к открытой отработке непригодны.

Таким образом, общие ресурсы полусапропелитов в Улуйско-Кемчугском районе составляют более 1,5 млрд. т, из которых открытым способом может быть извлечено не более 0,5 млрд. т. Сложность и изменчивость морфологии залежей сырья, трудности их селективной отработки определяют слабые перспективы их целенаправленного использования.

В Балахтинском районе юрские угленосные отложения выполняют две разобщенные мульды: Балахтинскую площадью 900 км² и Пашенскую размером 100 км². Мощность юрских осадков здесь резко увеличена (до 1 км), в разрезе также выделяются три максимума угленакопления, один из которых приурочен к середине макаровской свиты, а два других — к верхним интервалам последующих свит. Для района характерно широкое распространение в макаровской (балахтинской) свите сапропелевых разностей углей (И. Н. Звонарев, И. И. Молчанов).

Детально изучен и опробован еще в 30-е годы лишь один разрез свиты мощностью 140 м, вскрытый на восточном замыкании мульды, в обнажении правого берега р. Чулым у северной окраины с. Балахта. Суммарная мощность пяти выделенных пластов угля и полусапропелита 15,2 м, мощность пластов II, III и IV, приуроченных к средней части свиты, 8 м. Лучшим качеством характеризуется нижняя пачка III пласта мощностью 1,5 м. Выход смолы из этой пачки, опробо-

ванной В. А. Хахловым в разведочной штольне, составил 12,3 %. В смоле содержится 12,2 % бензиновых фракций, 32,1 % керосиновых, 10,5 % соляровых, 20,7 % парафина.

Второе углепроявление раннеюрского возраста, известное в Балахтинской мульде (у дер. Тукай), представлено пластом полусапропелита мощностью 1,8 м. При поисково-оценочных работах на уголь, проводившихся в Балахтинской мульде в 1960—1963 гг., в отложениях макаровской свиты было зафиксировано до 18 пластов и пропластков гумусового угля суммарной мощностью до 14 м. Наибольшее количество пластов отмечается в западной части мульды, в восточном направлении некоторые пласты замещаются углистым аргиллитом, а возможно, полусапропелитом. Из большого числа пластопересечений проанализировано всего 19 интервальных проб угля. Все пробы имеют сравнительно невысокую (8—25 % зольность) и отличаются повышенным, не соответствующим стадии диагенеза и правилу Хильта, выходом летучих (49—53 %). Повышенное содержание водорода (5,7—6,6 %) и несвойственный гумусовым углям выход смолы при полукоксовании (6,4—10,6 %) также свидетельствуют о присутствии в углях свиты сапропелевого материала.

Геологические ресурсы бурых углей Балахтинской мульды ориентировочно определены И. Н. Звонаревым в 4,7 млрд. т, ресурсы полусапропелитов, приуроченные в основном к отложениям макаровской свиты, — в 2 млрд. т. По материалам поисково-оценочных работ 1963 г., ресурсы гумусовых и сапропелитовых углей свиты оценены нами в 3,3 млрд. т. Ресурсы полусапропелитов отдельно не учитывались, но судя по степени «зараженности» разреза свиты углистыми аргиллитами, значительная часть которых, вероятно, представлена полусапропелитами, цифры И. Н. Звонарева достаточно реальны. Мощности угольных пластов макаровской свиты невысоки, и перспективы выявления значительных запасов раннеюрских углей и полусапропелитов, пригодных для открытых работ в Балахтинской мульде, практически отсутствуют. Мощные пласты вышележащих свит (Верхне-

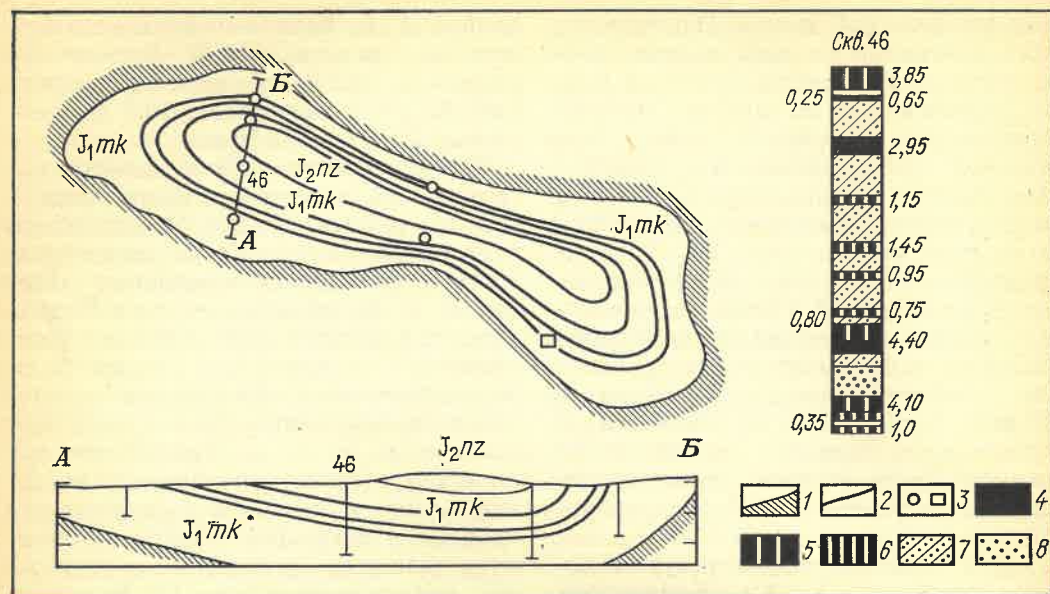


Рис. 2. Схема Пашенского месторождения и разрез по скв. 46
1 — отложения, подстилающие юрскую угленосную толщу; 2 — выходы мощных угольных пластов; 3 —

разведочные скважины (а) и шурф (б); 4 — гумусовый уголь; 5 — сапропелито-гумит; 6 — уголь неопробованный; 7 — алевролит; 8 — песчаник; цифры на колонке — мощность пластов, м

сырский и Нижнесырский) в Балахтинской мульде сложены почти исключительно гумусовым углем.

Наибольшее развитие раннеюрское угленакопление получило в Пашенской мульде, где в отложениях макаровской свиты зафиксировано до 15 пластов угля общей мощностью 21 м (рис. 2). Несколько угольных пластов сливаются и образуют три сложных пласта мощностью по 4—6,5 м, которые на южном пологом крыле мульды могут служить объектами открытой отработки. Каждый из пластов состоит из 2—3 пачек, разделенных породными прослоями до 1 м. Суммарная мощность наиболее угленасыщенного интервала 60 м, коэффициент его общей угленосности около 30 %. На месторождении этот интервал разреза вскрыт тремя скважинами. Из 31 пластопересечения опробовано 16, в том числе 11 пересечений наиболее мощных пластов. По 15 пробам двух скважин выполнен неполный технический анализ (W^a , A^d , V^{daf}), по шести пробам третьей скважины — элементный. Разбраковка результатов анализов позволила разделить пробы на две группы. Девять проб представлены среднезольным (A^d — 13,4 %) углем с нормальным выходом летучих

(47,2 %). Вторая группа (12 проб) представлена высокзольным (28,7 %) гумусо-сапропелевым углем со средним выходом летучих 50,1 %. Несколько отличаются элементный состав и результаты полукоксования (см. табл. 1). Под микроскопом существенных различий в составе органической массы угля не обнаружено. У обоих типов углей она представлена семителлинитом с незначительной примесью липоидных компонентов, в том числе линз резинита. Включения семифюзинита единичны или отсутствуют.

Распространение типов угля неравномерное. По результатам анализов керна мощных пластов трех скважин, на долю гумусовых углей приходится 15,7 м, или 34,6 % общей мощности пластопересечений, на долю гумусо-сапропелевых 29,7 м, или 65,4 %. Столь широкое развитие сапропелито-гумитов не имеет аналогов в бассейне и не было ранее замечено.

Перспективы широкого распространения сапропелитов в Пашенской мульде подтверждаются и результатами опробования единственного известного выхода угля. В отвалах старательского шурфа на р. Пашенная И. Н. Звонаревым и Н. И. Молчановым

в 1936 г. был обнаружен бурый уголь двух разновидностей — слабополосчатый и плотный, однородный, напоминающий богхед. Под микроскопом однородный уголь представляет собой смешанное образование сапропелево-гумусового состава со светло-желтой основной массой в виде овальных пятен, промежутки между которыми заполнены гумусовым материалом. Результаты анализов (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что примесь сапропелевого материала присутствует и в полосчатом угле. Так, неоправданно высоки для гумусовых углей выход летучих, содержание водорода, выход смолы. Эти параметры позволяют сопоставлять полосчатый уголь с разновидностями, принимаемыми нами за сапропелито-гумиты. Не совпадает лишь зольность, уровень которой свойствен гумусовому углю мощных пластов. Обращают на себя внимание исключительно высокие содержание водорода (9,1 %) и выход смолы (44 %) в шурфах сапропелита. Попытка вскрыть эту сапропелевую пачку в 1936 г. не увенчалась успехом, так как шурф, пройдя около 4,3 м по полосчатому углю, был остановлен из-за значительного притока воды.

Имея данные лишь по одному шурфу, И. Н. Звонарев (1945 г.) оценил ресурсы углей Пашенской мульды в 600 млн. т. При пересчете в 1979 г. прогнозные ресурсы оценены нами по четкому выработкам в 334 млн. т, в том числе для открытых работ 212 млн. т. Две трети их, т. е. соответственно 200 и 140 млн. т, могут быть представлены сапропелито-гумитами. Это единственное в Канско-Ачинском бассейне месторождение сапропелитов, пригодное к отработке открытым способом. Ресурсы его оценены со значительным запасом прочности и, вероятно, могут быть увеличены в 1,5—2 раза.

Исследования пашенских углей как сырья для получения ИЖТ не проводились. Высокое содержание водорода указывает на то, что степень превращения органической массы угля и выход жидкой фракции здесь будут значительно выше, а расход водорода — ниже, чем у гумусовых углей.

Рассматривая целесообразность дальнейшего изучения Пашенского

месторождения и возможные направления использования угля, следует учитывать, что в 10 км западнее Пашенского расположено Большесырское (Балахтинское) месторождение бурых (марки БЗ) углей с утвержденными ГКЗ запасами 202 млн. т. Месторождение характеризуется исключительно благоприятными горногеологическими условиями (средний объемный коэффициент вскрыши 1 м³/т) и разрабатывается для местных нужд небольшим разрезом мощностью 200 тыс. т/год. Проведенные ИГИ исследования показали [1], что балахтинский уголь наряду с березовским и бородинским является наилучшим сырьем для получения ИЖТ по методу ИГИ. Месторождение расположено поблизости от реки, в освоенном районе с хорошими климатическими условиями, но его запасов (202 млн. т) недостаточно для организации крупномасштабного эффективного производства ИЖТ с переработкой в год 10—20 млн. т угля. Вовлечение в переработку сапропелевых углей Пашенского месторождения может улучшить технические и экономические показатели процесса и создать достаточную сырьевую базу (350—500 млн. т) для первых десятилетий работы. В дальнейшем в отработку могут быть вовлечены другие месторождения Балахтинской мульды, содержащие около 1 млрд. т прогнозных ресурсов угля, пригодных для открытых работ.

Поэтому сейчас, до принятия конкретных решений о размещении углеперерабатывающих предприятий в Канско-Ачинском бассейне, необходимо срочно выполнить поисковую оценку месторождений Балахтинского района, обратив особое внимание на Пашенскую мульду, исследовать качество пашенских сапропелитов и эффективность их переработки на ИЖТ. Должно быть проверено существование сохранившегося от размыва крупного контура (до 20 км²) мощного Верхнесырского пласта в северо-западной части Ровненско-Сырской синклинали, на большую вероятность которого автор указывал еще в 1964 и 1979 гг. К сожалению, до сих пор эта структура не проверена бурением.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Угленосная формация бассейна содержит почти исключительно гумусовые угли. Сапропелевые разности имеют ограниченное и неравномерное распространение. В вертикальном разрезе они приурочены преимущественно к нижнему, раннеюрскому максимуму угленакопления, формировавшемуся в условиях наиболее подвижного тектонического режима. В плане сапропелиты тяготеют к двум мезозойским структурам: Улуйско-Кемчугской (Соболевской) синклинали и Балахтинской межгорной впадине. Юрские осадки имеют здесь относительно высокую мощность и пониженную угленосность, что обусловлено менее стабильными условиями осадко- и угленакопления.

2. Залежи сапропелево-гумусовых углей, вероятно, имеют форму линз различных размеров и протяженности, чаще невысокой (до 1,5 м) мощности, «плавающих» в угле более мощных пластов. Реже встречаются тонкие пласты и пропластки, сложенные целиком сапропелевыми разностями. Плотность распределения как ранне-, так и среднеюрских гумусо-сапропелевых углей в указанных выше районах неодинакова. Так, в нижнеюрских отложениях восточной окраины бассейна ресурсы их не превысят 5 % общих ресурсов угля, в Улуйско-Кемчугском районе 19 %, в Балахтинском 30 %, в Пашенской мульде они достигают 65 %. В отложениях средней юры в заметных количествах сапропелиты встречаются лишь в Улуйско-Кемчугском районе, где их ресурсы ориентировочно составляют 4,8 % общих ресурсов угля.

3. В числе кондиционных ресурсов углей Канско-Ачинского бассейна, составляющих 484 млрд. т (1979 г.),

прогнозные ресурсы гумусо-сапропелевых углей ориентировочно оцениваются в 3,2 млрд. т (< 1%), в том числе в отложениях нижней юры 2,3 млрд. т, средней 0,9 млрд. т. По районам бассейна ресурсы полусапропелитов распределяются следующим образом: Пойменная площадь 0,3 млрд. т, Улуйско-Кемчугский 1,7 млрд. т, Балахтинский 1,2 млрд. т. В мощных пластах угля, пригодных для открытых работ, сосредоточено 860 млн. т полусапропелитов, в том числе: на Пойменной площади 250 млн. т, в Улуйско-Кемчугском районе 470 млн. т и на Пашенском месторождении 140 млн. т.

4. Реальные перспективы использования канско-ачинских сапропелитов в крупномасштабных процессах переработки на ИЖТ связаны с Пашенским месторождением сапропелитогумитов. Значительные прогнозные ресурсы сырья, возможность их открытой добычи и эффективной переработки отдельно и совместно с углями расположенного рядом Большесырского месторождения определяют целесообразность срочного выполнения поисковой оценки месторождения с детальной характеристикой свойств сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилин К. В., Жичко Л. А., Зубарева Р. А. Основные закономерности размещения угольных пластов в Канско-Ачинском бассейне. — Сов. геология, 1981, № 8, с. 3—12.
2. Звонарев И. Н., Курындин К. С., Максимов И. П. Перегонные угли Западной Сибири. Томск, 1945.
3. Сырьевая база производства синтетического жидкого топлива/Н. И. Артемова, В. Р. Голубева, Л. И. Касаточкина, Л. В. Шуляковская. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания-семинара молодых ученых и специалистов угольной промышленности. Красноярск, 1982, с. 17—19.

УДК 553.981.041 : 551.351.5/6 (470.13)

М. И. ОСТРОВСКИЙ, В. П. БОГДАНОВ (ВНИГНИ),
Н. И. НИКОНОВ (ПГО «Ухтанефтегазгеология»),
Б. П. БОГДАНОВ (ПГО «Печорагеофизика»)

Прогноз рифогенных зон газонакопления Косью-Роговской впадины

Внешняя прибортовая зона Косью-Роговской впадины Тимано-Печорской нефтегазонасыщенной провинции привлека-

ет внимание геологов как потенциально газонасыщенный район с ловушками рифогенного типа в ордовикских об-

разованиях. Кочмесская структура выявлена сейсморазведкой в 1958 г., подтверждена методом ОГТ в 1981 г. по отражающим горизонтам IV—V (силур—ордовик), III (кровля нижнего девона), II (подошва визейского яруса нижнего карбона), Ia (кровля карбонатных образований артинского яруса нижней перми) Iu (уфимский ярус верхней перми). Залежь газа в ордовикских отложениях установлена Кочмесской скв. 3, в которой после вскрытия сульфатно-галогенной толщи с глубины 5629 м получен фонтан газа дебитом около 1 млн. м³/сут. Скважина фонтанировала несколько суток, а затем ее ствол, видимо, был закупорен потоком соли. Предполагалось, что высота залежи около 450 м, а перспективная площадь 160 км². Однако последующее бурение скв. 5 и 6 в присводовой части складки северо-восточнее скв. 3 (забои 6262 и 6276 м) дало отрицательные результаты.

В стратиграфически неполном разрезе сравнительно хорошо изученных ордовикских отложений соседней Хорейверской впадины снизу вверх выделяются: терригенно-карбонатная толща среднего ордовика, известняково-доломитовая, сульфатно-доломитовая и терригенно-сульфатная толщи верхнего ордовика. С последней сопоставляется вскрытая на Кочмесской площади так называемая соленосная толща, сложенная сульфатно-галогенно-доломитовыми породами.

Скв. 5 вскрыла соленосную толщу на глубине 5363 м, т. е. гипсометрически ниже скв. 3 на 42 м. Однако даже после вскрытия 899-м толщи ангидрито-галито-доломитовых пород она не вышла из этих отложений. По материалам ГИС, в пределах всей почти 900-м толщи выделено три прослоя пород, характеризующихся пористостью 3—8,5 % и мощностью 1,6, 2,6 и 2,8 м. Выделенные коллекторы характеризуются как водонасыщенные. Таким образом, перспективные на газ объекты по данным ГИС не выделены. Не установлены они и по данным экспресс-геохимических исследований. В связи с техническими причинами опробование соленосной толщи в скважине не производилось.

Скв. 6 вскрыла соленосную толщу на глубине 5500 м, что на 138 м гипсометрически ниже скв. 3. Судя по описанию керна (интервалы 6121,3—6124,1 и 6184—6185,6 м) и промыслово-геофизическим исследованиям, она вышла из толщи на глубине 6154 м, пройдя по ней 654 м. Из четырех опробованных объектов два оказались «сухими». Из двух других переливом через НКТ получены притоки сильно минерализованной пластовой воды плотностью более 1,2 г/см³ со слабым газонасыщением дебитом (0,5—0,8 м³/сут). Приведенные данные могут свидетельствовать о приуроченности выявленной скв. 3 газовой залежи к ограниченному карбонатному коллектору типа рифовой постройки.

На рифогенную природу ордовикских образований указывают структурные и палеотектонические реконструкции, выполненные во ВНИГНИ (М. И. Островский и др., 1984 г.). Возможность наличия рифов в отложениях верхнего ордовика Кочмесской площади отмечена в работе, выполненной в ПГО «Печорагеофизика» (Б. П. Богданов и др., 1985 г.).

Предположение о присутствии рифовой постройки подтверждается визуальным сейсмостратиграфическим анализом временных разрезов, проведенным совместно с Институтом физики Земли. В силурийско-ордовикской части разреза прослеживаются два динамически выраженных субпараллельных отражения: верхнее (IV—V) и нижнее (V₁, рис. 1). Ниже, особенно на субширотных профилях, севернее профиля 8111-05 наблюдается отражение V₂. Оно отличается резким несогласием по отношению к вышележащим горизонтам. На большинстве сейсмических профилей Кочмесской площади наблюдается подошвенное прилегание горизонта V₂ к горизонту V₁, что указывает на выклинивание к западу толщи между ними. По результатам сейсмокаротажа Кочмесской скв. 6 отражающий горизонт IV—V приурочен к кровле сульфатно-галогенных отложений, а отражающий горизонт V₁ отождествляется с подошвой этих образований. Выклинивающаяся толща пород отличается от вышележащих резким снижением пластовых скоростей (от 6600 до

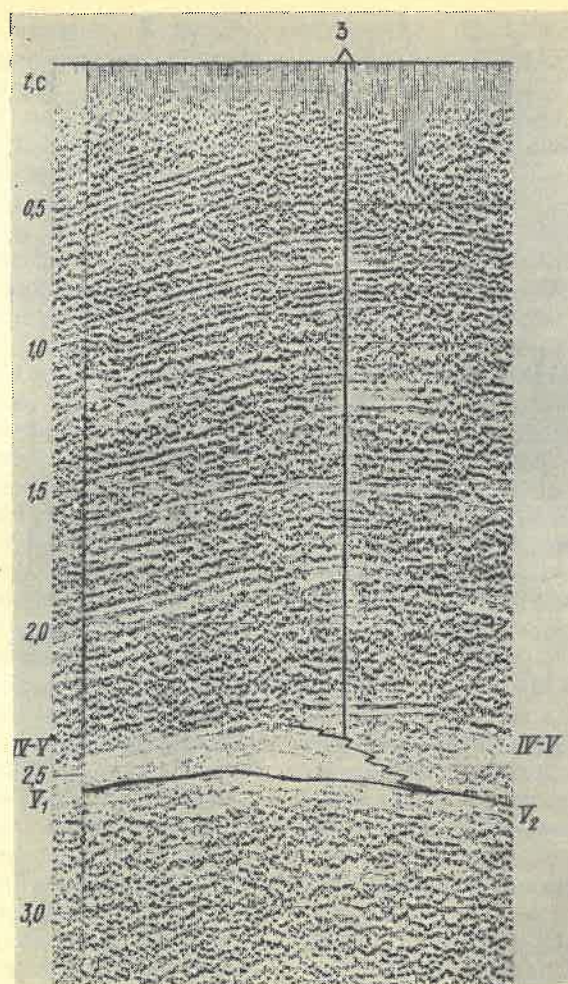


Рис. 1. Временной разрез

5980 м/с), что подтверждается сменой литологического состава.

В западной части сейсмического клина на профилях 8111-05, 8111-13, 8111-14, 8111-20 можно выделить аномальную сейсмическую запись, по ряду признаков отвечающую рифам в разрезе (отсутствие протяженных отражений, структура облекания по вышележащим горизонтам, ухудшение прослеживаемости непосредственно облекающего риф горизонта V_1). Подтверждением возможного присутствия сложных фациальных переходов между скв. 3 и 5 могут быть прослои темно-серых, почти черных доломитов, черных аргиллитов в соленосной толще, вскрытых скв. 5 на глубинах 6009—6108 м. Их можно отождествлять с депрессионными аналогами рифогенных образований.

Юго-западное ограничение Кочмесской аномалии из-за неоднозначности материалов оконтуривается условно. Ориентировочные размеры аномалии 24×9 км. Предполагаемая рифовая ловушка располагается на юго-западной переклинали Кочмесской структуры, к западу от скв. 3 (рис. 2).

Резкое несогласие структурных планов Кочмесского поднятия по надвиговым и подсолевым отложениям, включая горизонты IV—V и выше, видимо, связано с надвигом, возникшим в результате уральских напряжений, в результате которых часть осадочного чехла оказалась сдвинута по пластичной соленосной толще. Подтверждением могут служить брекчированность в керне соленосной тол-

щи и слоистость с углами падения до 15° . Тектоническое нарушение указанного типа четко фиксируется по отражающему горизонту V_2 профиля 8111-09.

Сеймостратиграфический анализ с привлечением данных бурения глубоких скважин по территории Косью-Роговской впадины позволяет отметить палеогеографические особенности раннепалеозойского этапа. Область соленакпления занимала наиболее погруженную часть позднеордовикского бассейна, ограниченного на востоке Темвинским барьерным рифом. На западном Мелководном шельфе формировались рифогенные прерывистые и линейно-прерывистые постройки. Зона развития соленосных образований здесь контролируется западной границей прослеживаемости отражающего горизонта V_2 , вытянутой вдоль западного борта Косью-Роговской впадины в районе Кочмесса на расстояние около 80 км.

Результаты проведенных исследований следует считать предварительными. Это первый опыт сеймостратиграфического анализа ордовикских образований, материала пока недостаточно. Тем не менее есть основание считать весь западный борт Косью-Роговской впадины зоной рифообразования, перспективной на газ. Принципиальное научное и практическое значение исследования малоизученного перспективного комплекса с воз-

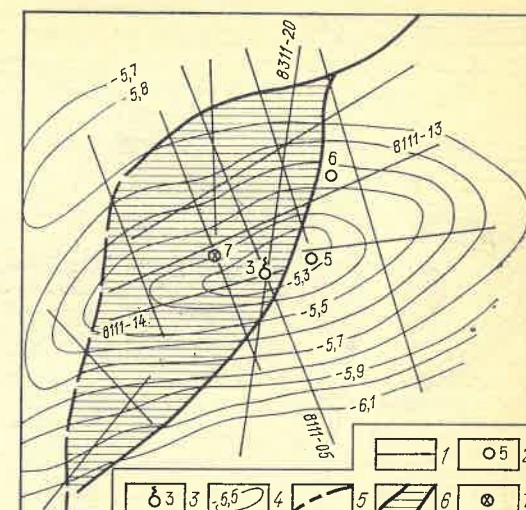


Рис. 2. Схема размещения структурно-рифовой ловушки на Кочмесской площади

1 — сейморазведочные профили МОГТ; 2 — скважины; 3 — скважины, давшие газ; 4 — изогипсы отражающего горизонта IV—V, км; 5 — западная граница прослеживания отражающего горизонта V_2 ; 6 — структурно-рифовая ловушка; 7 — рекомендуемая поисковая скважина

можно газонасыщенными ловушками позволяет рекомендовать:

детализацию МОГТ по профилям, секущим предполагаемую рифогенную зону;

переработку имеющихся материалов МОГТ с учетом предполагаемой концепции рифового генезиса подсолевых ордовикских отложений;

бурение поисковой скв. 7 глубиной 6500 м на рифовом массиве, к западу от скв. 3.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 552.57 : 553.41

А. Н. ЕРМОЛАЕВ (ИМГРЭ), В. П. ПЕРЕЛЫГИН,
Г. Я. СТАРОДУБ, С. Г. СТЕЦЕНКО (Объединенный ин-т ядерных исследований, г. Дубна)

Перераспределение свинца при формировании стратиформных полиметаллических руд в карбонатных толщах

Вопросы генезиса стратиформных полиметаллических руд в карбонатных толщах не имеют однозначной трактовки. Так, согласно С. В. Григорянцу и Е. М. Янишевскому (1968 г.), руды

отлагались при фильтрации через такие толщи гидротермальных растворов. По изотопным данным Ф. И. Жукова и Д. А. Лесного [3] свинец подобных месторождений мобилизован

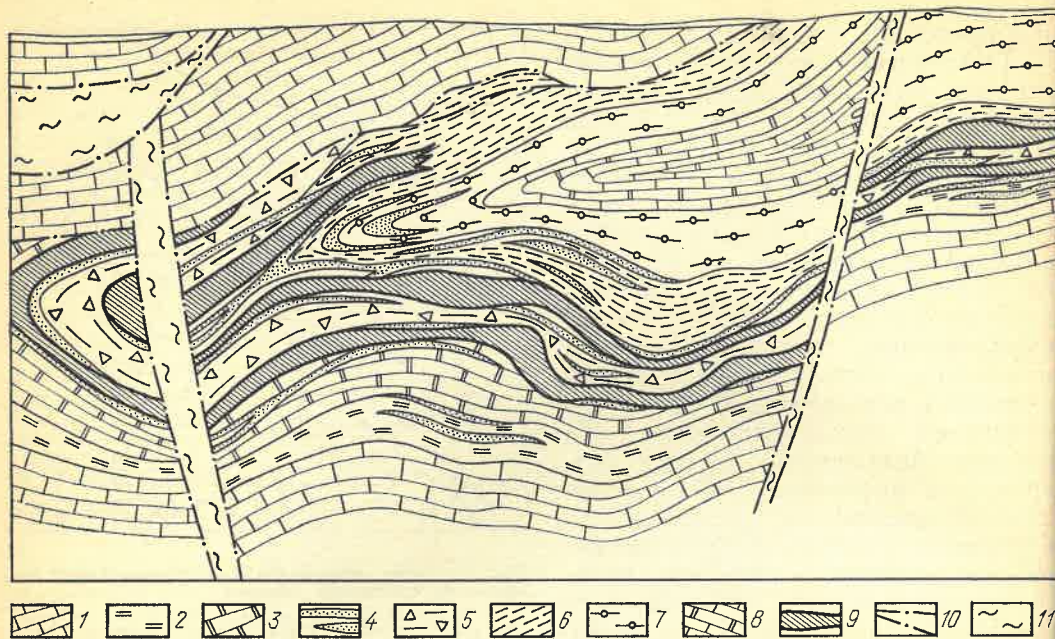


Рис. 1. Геологический разрез через центральную часть стратиформного полиметаллического месторождения (по В. В. Овчинникову, В. Н. Хижняку)

1 — тонкослоистые известняки нижнего фамена; 2 — породы среднего фамена; 3 — чередование средне- и грубослоистых глинисто-кремнисто-доломитовых ритмов; 4 — массивные грубослоистые доломиты и известняки; 5 — тонко- и микрослоистые глинисто-

кремнисто-доломитовые породы; 6 — доломитовые кремнисто-доломитовые седиментные брекчии; 7 — грубослоистые глинисто-кремнисто-доломитовые ритмы; 8 — кремнистые органогенно-обломочные доломиты; 9 — слоистые известняки, реже доломиты верхнего фамена; 10 — рудные тела; 11 — разломы, надвиги; 12 — брекчированный и глинистый материал тектонических зон

растворами из окружающих пород. По данным М. М. Константинова (1963 г.), свинец рассматриваемых толщ является изначально осадочным. Нами предпринята попытка подойти к вопросам формирования стратиформных полиметаллических руд путем анализа локальных концентраций свинца в породах и рудах, что позволило выяснить динамику перераспределения металла и рассмотреть некоторые аспекты процесса рудообразования.

В качестве объекта исследования выбрано месторождение миргалимсайского типа, отличающееся слабой преобразованностью пород и руд, что позволило при интерпретации результатов анализа практически исключить влияние метаморфизма. Температура рудного минералообразования на объектах такого типа, по данным Ю. С. Парикова [5], не превышала 80°C , что характеризует относительно близкие к поверхности термодинамические обстановки земной коры.

Исследуемое оруденение располагается в среднем интервале карбонатной

толщи фамена и приурочено к кремнисто-углеродисто-доломитовой формации. Рудовмещающая пачка при мощности в десятки метров (до 120 м) имеет протяженность в несколько километров. Отложения фамена подстилается красноцветной терригенной толщей среднего-верхнего девона, а перекрываются известняками, доломитами и мергелями нижнего карбона.

Оруденение развито в лежащем крыше и замковой части асимметричной брахисинклинали, осложненной крутопадающими разломами (рис. 1). Доломитовая толща отличается повышенными концентрациями свинца (до десятых долей процента), а также несколько меньшими, согласными с главными рудными телами линзовидных тел. Рудная минерализация по морфологии выделений свинца в доломитах — гнездообразная, а по составу — свинцово-цинковая и существенно цинковая: с глубиной уменьшается количество свинца в рудах, но увеличивается содержание цинка. Рудовмещающая пачка сложена темно-серыми и черными массивными и слоистыми доломитами, в средней части разреза переслаиваемыми с фтанитами. На отдельных участках встречаются седиментные карбонатные брекчии. Все известные рудные тела приурочены к слою кремнистых доломитов (содержание кремнезема до 44%). Раздувы рудных пластов соответствуют участкам увеличения мощности всей рудовмещающей пачки.

Главными рудными минералами на месторождении являются (в последовательности снижения их количественной роли) сфалерит, пирит, галенит. Реже встречаются блеклые руды, арсенопирит, халькопирит, бурнонит, буланжерит. Сульфиды образуют пылевидную вкрапленность в породе, равномерную в массивных кремнистых доломитах и полосчатую в слоистых, где от слоя к слою содержание сульфидов меняется от единичных зерен до 30% и больше. В рудах присутствуют примесное серебро, кадмий, сурьма, кобальт.

Из нерудных минералов широко распространены доломит, кальцит, кварц; реже отмечаются серицит, эпидот, хлорит. В рудах и вмещающих породах постоянно содержится графитизированное углеродистое вещество, нередко замещаемое сульфидами. По данным Э. И. Кутырева [4], в рудной массе находится до 0,62% высокоуглеродистого вещества, в том числе до 0,074% битумов. По В. А. Алексеенко [1], содержание углерода в рудах может возрастать до 1,37%.

Основные минеральные формы нахождения свинца в рудах — галенит, сульфидоантимониды и, в меньшей степени, карбонаты свинца (церуссит и др.). По данным [1], вмещающая месторождения доломитовая толща отличается повышенными концентрациями свинца (до десятых долей процента), а также несколько меньшими, согласными с главными рудными телами линзовидных тел. Рудная минерализация по морфологии выделений свинца в доломитах — гнездообразная, а по составу — свинцово-цинковая и существенно цинковая: с глубиной уменьшается количество свинца в рудах, но увеличивается содержание цинка. Рудовмещающая пачка сложена темно-серыми и черными массивными и слоистыми доломитами, в средней части разреза переслаиваемыми с фтанитами. На отдельных участках встречаются седиментные карбонатные брекчии. Все известные рудные тела приурочены к слою кремнистых доломитов (содержание кремнезема до 44%). Раздувы рудных пластов соответствуют участкам увеличения мощности всей рудовмещающей пачки.

Неравномерность распределения свинца в породах и рудах и нахождение рядом с концентраторами этого элемента также и низкосвинцовистых пиритов, доломита и других породообразующих минералов (по данным лазерного анализа содержания этого элемента в рудах колеблются от точки к точке от сотых долей до целых процентов) определили необходимость применения высокочувствительного метода локального анализа свинца в шлифе без разрушения последнего.

Метод исследования. Существующие методы анализа свинца в точке не обладают ни высокой чувствительностью, ни необходимой локальностью. Так, широко применяемые зондовые методы, основанные на возбуждении атомов свинца первичным (электронным) пучком (анализаторы типа «Камека»), при пространственном разрешении около 10–20 мкм имеют чувствительность $10^{-3}\%$ на легкой матрице (на карбонатах, кварце) и лишь $10^{-2}\%$ на сульфидных. С другой стороны, методы, основанные на возбуждении свинца вторичным (рентгеновским) пучком, при чувствительности $(3-5) \cdot 10^{-4}\%$ имеют плохое пространственное разрешение — многие миллиметры (приборы типа РФА или «Тефа»).

Первый опыт локального анализа свинца радиографическим путем был предпринят Г. Н. Флёровым и И. Г. Берзиной [7]. Бомбардировка свинецсодержащих мишеней (шлифов) ускоренными на циклотроне ионами ^{12}C , выполняемая по их методике, приводит к возникновению радиоактивных изотопов ^{216}Ra , ^{214}Ra , ^{210}Rn . Испускаемые этими нуклидами α -частицы фиксируются на нитрате целлюлозы. Разрешающая способность метода составляет 10–20 мкм. Однако чувствительность оказалась не лучше $10^{-3}\%$. Это определило целесообразность развития метода с целью локального определения наряду с рудными концентрациями также и фоновых, что необходимо для изучения динамики перераспределения свинца в околорудном пространстве. Задача решена путем бомбардировки шлифов ускоренными ионами ^{18}O с регистрацией осколков вынужденного деления ядер свинца [6]. При облучении протекают реакции типа $^{207}_{82}\text{Pb} (^{16}_8\text{O}, xn) ^{223-x}_{90}\text{Th}$ с образованием ос-

колков вынужденного деления ядер свинца [6]. При облучении протекают реакции типа $^{207}_{82}\text{Pb} (^{16}_8\text{O}, xn) ^{223-x}_{90}\text{Th}$ с образованием ос-

колков деления от Cd до Mo и Tc. С другой стороны, в цепочках α -распада изотопов тория образуются такие нуклиды, как ^{212}Rn с периодом полураспада 25 мин, ^{205}Po с периодом полураспада 1,8 ч и др., что позволяет эффективно применять α -радиографию.

Предварительные химический и нейтронно-активационный анализы отобранных образцов показали, что содержания в них элементов, близких по массе или более тяжелых, чем свинец, не превышают 10^{-4} — 10^{-5} % (уран, торий, ртуть, висмут) или значительно ниже указанного уровня (золото, палладий). Таким образом, осколки деления этих сопутствующих элементов при принятом режиме облучения не могут исказить картину распределения свинца.

Осколки индуцированного деления свинца регистрировались на диэлектрическом слюдяном (мусковитовом) детекторе; α -частицы, как и в экспериментах Г. Н. Флерова и И. Г. Берзиной, на нитрате целлюлозы. С каждого препарата получались по две радиографии, основанные на разных ядерных реакциях. В качестве ускорителя ионов использовался изохронный циклотрон У-200 с высоким уровнем магнитного поля, что позволяло ускорять ионы с энергией до 10 МэВ на нуклон. К рабочей поверхности аншлифа, ориентированной навстречу пучку ускоренных ионов, прижимался детектор — пластинка мусковита толщиной 15—20 мкм. Такой препарат крепился на теплоотводящем вращающемся металлическом диске. После облучения диск с препаратами демонтировался, мусковитовый детектор снимался для дальнейшей обработки, а активированный шлиф накладывался на нитрат целлюлозы с выполнением α -радиографической экспозиции.

Облучение препаратов проводилось в двух режимах: 1) узким (3 мм) выведенным пучком ионов с интегральным потоком 10^{15} частиц/см² и 2) широким (30 мм) пучком с интегральным потоком до 10^{14} частиц/см² поверхности мишени. Первый режим обеспечивал повышенную чувствительность анализа на узкой полосе аншлифа, второй — равномерный захват большой поверхности препарата, но при пониженной чувствительности.

Травление (проявление латентного рисунка треков на детекторах) мусковитовых пластин осуществлялось после предварительного отжига в муфельной печи, в 40 %-ной плавиковой кислоте. Травление нитрата целлюлозы производилось 40 %-ным раствором NaOH. Температурные и временные режимы обработки детекторов приведены в [6].

Сравнение минераграфического снимка и радиографии, полученных на основе разных физических принципов (рис. 2, 3, 4), показывает, что картина распределения свинца по α -трекам отличается более широкими контурами, чем площади распространения свинцовых концентраций, фиксируемые по осколкам деления. Это объясняется различным пробегом частиц в материале горной породы и детектора. Та же энергия α -частиц обеспечивает длинный пробег от 20 до 50 мкм. Максимальный пробег осколков деления горной породы и мусковита 12—15 мкм (средний пробег 5—7 мкм). Таким образом, разрешающая способность осколкового метода лучше таковой α -радиографического и в общем случае хуже 10 мкм. В то же время треки α -частиц на толстом (1 мм) нитрате целлюлозы могут быть более глубокими, что дает возможность получить по α -радиографии четкую картину для демонстрационных целей.

Сравнение результатов подсчета треков на одну и ту же площадь позволяет видеть, что плотность осколков на один и тот же объект аншлифа в 7,5—10 раз выше, чем плотность α -частиц. Однако на самом деле эта разница еще более значима, так как α -частицы и треки пускаются значительно большим объемом вещества препарата, чем осколки индуцированного деления. Чувствительность осколкового метода, таким образом, более чем в 10 раз выше α -радиографического, т. е. составляет $1 \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-5}$ % свинца.

Перераспределение свинца при формировании руд. Пробы для детального исследования радиографическим методом отбирались как из рудных горизонтов, так и из вмещающих пород. После тщательного микроскопического и химического изучения из наиболее характерных по ассоциациям минералов проб были приготовлены шлифованные пластины, подвер-

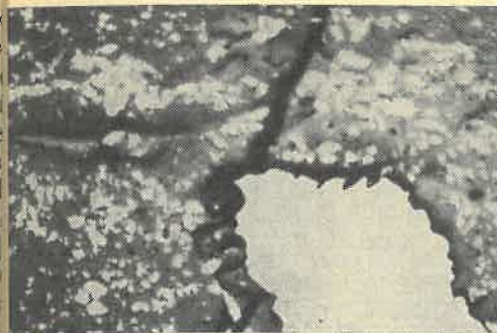


Рис. 2. Монокристалл галенита (белое) в кремнистом доломите (серое), несущем дисперсную вкрапленность сульфидов железа, цинка и свинца. Чёрное — микротрещинка. Аншлиф. Фотография в отраженном свете. Ув. 220

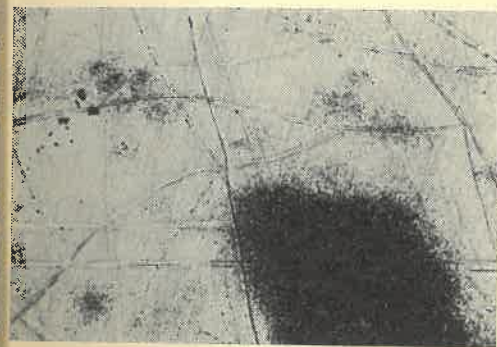


Рис. 3. Треки осколков деления свинца на мусковитовом детекторе. Облучение потоком 10^{14} частиц/см². Фотография в проходящем свете

нутые затем бомбардировке тяжелыми ионами.

Исследование распределения свинца в доломитах за пределами рудных тел показало, что в этих породах имеют место как рассеянные фоновые концентрации, фиксируемые разобшенными треками α -частиц (среднее содержание свинца $5,6 \cdot 10^{-3}$ %), так и локальные концентрации по 0,2 %, наблюдаемые в дисперсном пирите, и до 80—85 % приуроченные к редким микроскопических размеров зернам галенита. При этом радиографии показывают, что как фоновые микроконцентрации, так и повышенные локальные концентрации свинца приурочены в основном к межзерновым швам или периферической зоне карбонатных зерен породы.

Появление трещиноватости в кремнисто-углеродисто-доломитовой породе определяет начало перегруппировки рудной примеси. Возникают микропрожилки карбонатов, перетолженного

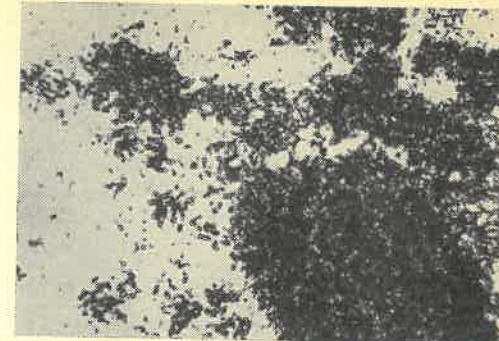


Рис. 4. Треки α -частиц на нитрате целлюлозы. Облучение потоком 10^{15} частиц/см². Фотография в проходящем свете

органического вещества с пиритом, кварца с ранними сульфидами и сульфосолями свинца, сурьмы, меди, железа. Около таких прожилков концентрации свинца в породе возрастает до $4,8 \cdot 10^{-2}$ %, а в самих ранних сульфидах содержится до $9,5 \cdot 10^{-3}$ % свинца в примесной форме в пирите и до 40—42 % в качестве основного компонента в бурноните. В прожилковой ассоциации, содержащей наряду с сульфидами и карбонатами высокоуглеродистое вещество, концентрации свинца изменяются от 0,20 до 0,85 %. В тех случаях, когда такие выделения чередуются с ритмическими агрегатами пиритов, содержание свинца в них повышается и достигает 1,5—1,7 %.

Следующим этапом перераспределения свинца, по нашим наблюдениям, является возникновение сульфидной полосчатости, развивающейся параллельно структурно ослабленным зонам (см. рис. 2, верхняя часть фотографии). В таких зонах циркуляция растворов обеспечивала интенсивную перегруппировку металлов с формированием ритмично-полосчатого колчеданного агрегата, сложенного дисперсными пиритом, сфалеритом, галенитом и в меньшей степени другими сульфидами и сульфосолями. Радиографическое исследование «ритмитов» свидетельствует о крайней неравномерности распределения свинца в контурах сульфидных полос, в которых даже в соседствующих счетных ячейках (единичных площадях поверхности детектора — квадратах размером $17,5 \times 17,5$ мкм, в границах которых ведется подсчет треков индуцированного деления) концентра-

ции свинца изменяются от 0,19, до 1,57 %. Возникновение сульфидной полосчатости характеризует этап формирования ранней генерации промышленных полиметаллических руд.

При последующей перегруппировке свинца на фоне его дисперсных минералов начинается рост относительно крупных монокристаллов галенита, характерных для наиболее богатых руд (см. рис. 2). Это высший уровень молекулярной организации свинцовых концентраций. Рост таких крупных рудных зерен происходил в тектонически ослабленных участках (вертикальная микротрещина на рис. 2). Радиогрaфии позволяют видеть, что фронт кристаллизации галенита представлен 100—150-микронной по мощности зоной повышенных домоллекулярных (еще не образовавших минеральных форм) концентраций свинца, поступление которых из вмещающей карбонатной породы обеспечивает рост сульфидного макровыделения.

В зонах повышенных концентраций рудной примеси по фронту кристаллизации галенита могут возникать также дисперсные выделения сульфида свинца, впоследствии срастающиеся с главным зерном. При этом принципиально важным является то, что такие дисперсные галениты формировались путем консолидирования (группировки) примеси свинца в локальном объеме породы. Подсчет треков индуцированного деления свинца показывает, что имеет место нарастание концентраций этого металла в примесной форме от $3 \cdot 10^{-2}$ до 1,0—3,5 % и только после этого на фоне образовавшегося 1 %-ного концентрационного уровня начинается рост собственно свинцового минерала.

Обсуждение результатов. Близкие значения показателя $\delta^{34}\text{S}$ для различных морфологических групп сульфидов из руд, а также для вмещающих пород — свидетельство единого источника серы для всех рассматриваемых образований [4]. Интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидно-полиметаллических рудах месторождения (+9,0÷+18,4 ‰) укладывается в пределы изменений этого изотопного показателя для сульфатов девона [2]. Следовательно, девонские толщи могут рассматриваться как вероятный источник серы изучаемых руд.

С большой вероятностью это сульфид морских вод, сохранившийся в поровом пространстве, эвапоритовые сульфатно-осадочного комплекса как таковой, наконец, сингенетичные сульфиды осадочных пород.

Вариации изотопного состава углерода в породах и рудах месторождения укладываются в 7 ‰. При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ для вмещающих пород составляют (+2,0÷+1,5) ‰, а для руд (−1,0÷−5,0) ‰ [3]. Вскрытая Ф. Жуковым и Д. А. Лесным тенденция обогащения руд изотопно легким углеродом соответствует особенностям фракционирования стабильных изотопов углерода при перераспределении вещества осадочных толщ, что установлено ранее М. Шидловски для региона Южной Африки [8]: изотоп легкий углерод накапливается в перотложенных битумоидах, тогда как связывается в жильных карбонатах. Таким образом, литературные данные по изотопам серы и углерода свидетельствуют об унаследованности макрокомпонентов пород и руд, что позволяет предполагать также и унаследованность галенитами руд свинцовой примеси вмещающих толщ.

Поскольку известняки и доломиты легко замещаются кремнеземом и сульфидами, приуроченные к ним руды характеризуются интенсивным развитием метасоматических реакций. Именно метасоматический характер взаимодействий определяет широкий обмен вещества вмещающих пород в тектонически ослабленных зонах при участии поровых растворов. Очевидно, интенсивность таких реакций находится в прямой связи с масштабами нарушения пород.

Восстановительные режимы, определяемые присутствующим органическим веществом, а также повышенная изначальная сернистость (сульфатность) толщ обуславливают кристаллизацию и перекристаллизацию соединений свинца, главным образом, в форме сульфидов, ассоциирующих с карбонатами: $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{S} + 2\text{HCO}_3^-$

В ходе протекания такой и ей подобных реакций рассеянный в породе свинец связывается с сульфидной группой, а кальций и магний сульфатов — с карбонатным анионом. Реальные реакции связывания рассеянного свинца с восстановленным до сероводорода сульфатом подтверждается исследованиями Ю. С. Парилова [5], показавшего присутствие сероводорода в растворах, законсервированных в газожидких включениях сульфидов стратиформных месторождений рассматриваемого типа, в количествах 9—10 г на 1 кг содержащихся газов при трехкратном преобладании сульфатного аниона по отношению к сероводороду. При этом на основании радиогрaфического исследования можно говорить о нескольких уровнях нарастания концентраций рудного компонента: от рассеянной формы во вмещающей карбонатной толще к выделениям свинецсодержащего переотложенного органического вещества, ранним сульфидом и церусситу, далее к полосчатым агрегатам дисперсных сульфидов и, наконец, к макрозернам галенита.

Установленная картина становления руд усложняется при возникновении более поздних секущих прожилков кальцита и кварца с относительно крупными кристаллами галенита. Однако такие минералогические выделения являются следствием еще более глубокого перераспределения вещества в локальных зонах более позднего дробления пород. Эти прожилковые галенитсодержащие ассоциации не выходят за пределы главных рудных горизонтов месторождения.

Выводы. 1. Предложен метод локального анализа свинца в естественной ассоциации минералов в шлифе по осколкам индуцированного деления этого элемента с чувствительностью 10^{-4} — 10^{-5} %. В силу физической природы осколков деления метод дает информацию о распределении свинца в самом поверхностном слое аншлифа толщиной 5—7 мкм. Количественные результаты анализа, в отличие, например, от рентгено-флуоресцентного метода, не зависят от плотности объекта.

2. С помощью осколково-радиогрaфического метода установлен ступенчатый характер нарастания концентраций свинца при формировании пластовых полиметаллических руд с прохождением уровней: исходная вмещающая карбонатная порода ($5,6 \cdot 10^{-3}$ %) → микропрожилки битумов и карбонатов с ранними сульфидом и сульфосолями ($4,8 \cdot 10^{-2}$ — $8,5 \cdot 10^{-1}$ %) → сульфидные «ритмиты» (первые проценты) → монокристаллы галенита (десятки процентов).

3. Образование собственных минералов свинца происходит на фоне повышенных концентраций рудной примеси в породе, определяющих возникновение фронта кристаллизации. Группировка микроколичеств свинца, мобилизуемых во вмещающей породе и перераспределяющихся в локальные участки тектонически ослабленных зон, создает базу для роста макровыделений сульфидов свинца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. А. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов н/Д: Ростовский гос. ун-т, 1981.
2. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.
3. Жуков Ф. И., Лесной Д. А. Изотопы серы и углерода в стратиформных месторождениях складчатых областей. Киев: Наук. думка, 1982.
4. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984.
5. Парил Ю. С. Температуры, составы и свойства рудообразующих флюидов стратиформных месторождений свинца и цинка в Казахстане. — Геология руд. м-ний, 1978, № 5, с. 60—71.
6. Перельгин В. П., Стародуб Г. Я., Стеценко С. Г. Исследование распределения свинца в горных породах методом радиогрaфии по осколкам деления. — Атомная энергия, 1985, т. 59, с. 437—439.
7. Флёр Г. Н., Берзина И. Г. Радиогрaфия минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979.
8. Eichmann R., Schidrowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate in Precambrian sediments. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 585—595.

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, Л. С. СОНКИН (Мингео СССР), Е. С. ТУМАНОВА,
Н. С. ЧУПРИНА (ВНИИгеолнатур), А. Э. ЭНГЛУНД (Всесоюз. науч.-исслед.
ин-т фарфорово-фаянсовой пром-сти)

Сырьевая база фарфорово-фаянсовой промышленности

В современном промышленном производстве фарфора используются сырьевые массы, традиционно состоящие из трех главных компонентов — каолина, кварца, полевого шпата — с введением небольшого количества беложгущей глины, применяемой в качестве пластификатора. В рецепты керамических масс иногда включают ряд специфических компонентов (известняк, магнетит, окись цинка, тальк, сиенит), корректирующих температуру обжига, белизну, просвечиваемость и другие свойства фарфора.

Технология приготовления керамических масс и глазурей, формования, обжига изделий разрабатывается с учетом особенностей вещественного состава сырья. За рубежом, в частности Италии, ФРГ, керамические предприятия, как правило, базируются на местном сырье, нередко весьма своеобразном по составу и свойствам. В СССР преобладает централизованное снабжение предприятий обогащенным каолином, кварцевым песком, полевым шпатом и глиной, отвечающими требованиям государственных стандартов.

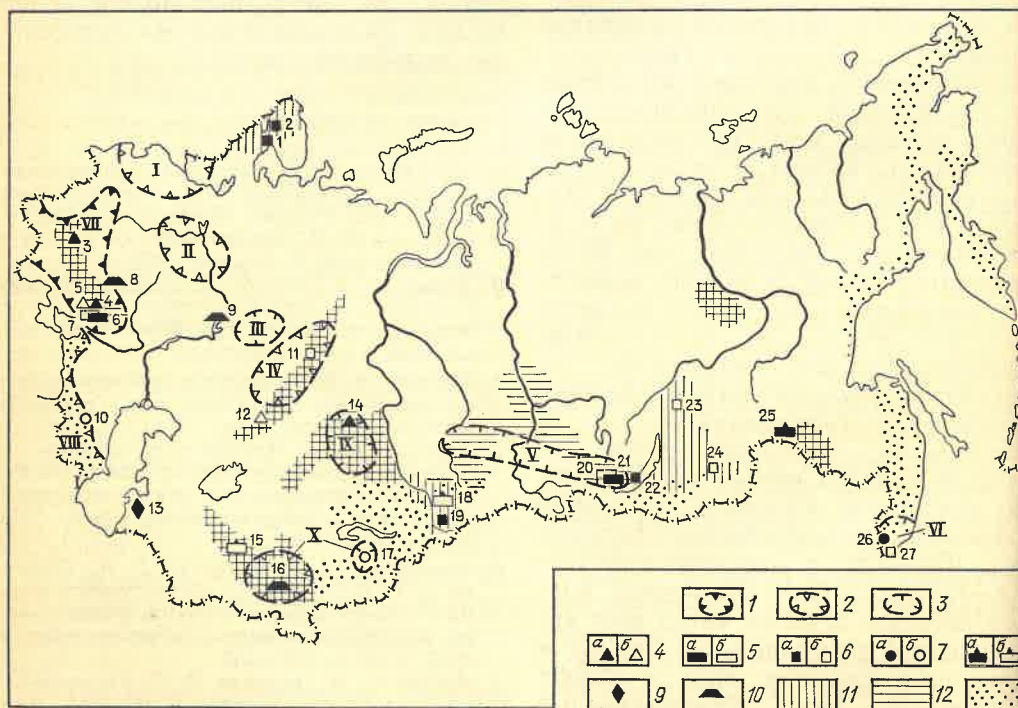


Схема размещения районов сосредоточения предприятий фарфорово-фаянсовой промышленности СССР и их обеспеченность местным сырьем

Районы с суммарным производством, млн. шт. изделий в год: 1 — свыше 200, 2 — от 50 до 200, 3 — менее 50; месторождения (*a* — разрабатываемые, *b* — неразрабатываемые): 4 — каолинов, 5 — бележущихся огнеупорных глин, 6 — полевшатового сырья, 7 — фарфорового камня, 8 — каолинсодержащих кварц-полевшатовых песков, 9 — бележущихся бентонитов, 10 — кварцевых песков; перспективные площади на: 11 — полевшатовое сырье, 12 — каолин, 13 — фарфоровый камень; районы СПФ: I — Северо-Западный (Ленинградская, Новгородская области, Рига), II — Центральный (Московская, Калининская области), III — Приуральский (Башкирия, Татария), IV — Уральский (Свердловская, Челябинская и Оренбургская области), V — Южно-Сибирский

(Прокопьевск, Красноярск, Хайтинский завод), VI — Приморский (Артемовск, Владивосток), VII — Юго-Западный (Украина, Белоруссия), VIII — Южно-Кавказское (Краснодар), IX — Северо-Казхастанское (Целиноград, Кокчетав), X — Среднеазиатский (Бекбастан, Таджикистан, Южный Казахстан); место рождения: 1 — Чупинское, 2 — Куру-Ваара, 3 — Дровское, 4 — Просяновское, 5 — Беляевское, 6 — Совьское, Новорайское, Веселовское, 7 — Октябрьское, 8 — Новоселовское, 9 — Ташлинское, 10 — Белогорское, 11 — Среднеуральское, 12 — Союзное (ведется), 13 — Огланливское, 14 — Алексеевское, 15 — Керменское, 16 — Курганчинское, 17 — Кулан-Бек, 18 — Караоткель (разводится), 19 — Белогорское, 20 — Катомское, 21 — Трошковское, 22 — Наркунтинское, 23 — Мамско-Чуйское, 24 — Забайкальское, 25 — Чалганское, 26 — Гусевское, 27 — Волнецкое

Таблица 1

Среднегодовое потребление керамического сырья по районам СПФ

Районы (число предприятий)	Каолин	Глина огнеупорная	Песок кварцевый	Полево- шпатовое сырье	Бентонит беложгу- щийся	Фарфо- ровый камень
Северо-Запад- ный (5)	<u>19,6 (19,6)</u> 1,6	<u>8,8 (8,8)</u> 1,2—5,8	<u>8,1 (8)</u> 1,3—1,5	<u>9 (1,2)</u> 1—5,9	<u>0,2 (0,2)</u> 5,1	—
Центральный (5)	<u>40,9 (40,9)</u> 1,3	<u>23,7 (20,4)</u> 0,8—4,8	<u>30 (28)</u> 0—0,8	<u>15 (15)</u> 1,5—4,9	<u>0,2 (0,2)</u> 4,5	—
Приуральский (3)	<u>13,5 (13,5)</u> 2	<u>5,1 (5,1)</u> 0,8—3,8	<u>2,9 (2,9)</u> 0,4	<u>13,2 (13,2)</u> 2,7—3,9	—	0,7 (0,7) 4,1
Уральский (3)	<u>13,8 (13,7)</u> 0,7—2,8	<u>5,6 (4,9)</u> 0,4—3,2	<u>3,8 (3,8)</u> 1,2—2,6	<u>16,4 (16,4)</u> 2,1—3,5	—	—
Южно-Сибир- ский (2)	<u>9,9 (9,9)</u> 2—5,7	<u>5,1 (1,8)</u> 0—4,4	<u>6,2 (6,2)</u> 4,4	<u>6,7 (2,6)</u> 0—5,4	—	—
Приморский (2)	<u>2,2 (2,2)</u> 9,9	<u>3 (3)</u> 4,2—10,2	—	<u>2,4 (2,4)</u> 4,1—6,6	—	5,5
Юго-Западный (20)	<u>84,2</u> 0—1,2	<u>40,6</u> 0—5,9	<u>26,9</u> 0—0,9	<u>18,6 (18,5)</u> 0—4,9	<u>3,7 (3,7)</u> 4,5	—
Южный (5)	<u>18,2 (18,2)</u> 0,6—1,9	<u>11,2 (11,2)</u> 0,6—2,5	<u>10,4 (10,4)</u> 1,8—2,1	<u>4,7 (4,7)</u> 3,1—4,8	<u>0,3 (0,3)</u> 0,1—4,6	—
Северо-Казак- станский (2)	<u>1,6 (1,6)</u> 3,3	<u>0,6 (0,6)</u> 3,2	<u>0,9 (0,9)</u> 1,9—3,3	<u>0,7 (0,6)</u> 1—4,4	—	—
Среднеазиатский (5)	<u>16,9 (16,9)</u> 3,6—4,6	<u>6,4 (6,4)</u> 3,6—4,5	<u>8,7</u> 0,2—0,9	<u>10,7 (10,7)</u> 1,3—6,5	<u>0,2</u> 2—2,8	—
СССР (52)	<u>220,8 (136,5)</u> 1,8	<u>110,1 (62,2)</u> 1,6	<u>97,9 (60,2)</u> 0,9	<u>97,4 (85,3)</u> 2,5	<u>4,6 (4,4)</u> 4,2	<u>6,2 (0,7)</u> 0—4,1

Примечание. В числителе — общий объем потребления сырья (в том числе привозного), тыс. т; в знаменателе — среднее расстояние транспортировки сырья, тыс. км.

Для производства фарфорово-фаянсовых изделий ежегодно требуется 320 тыс. т обогащенного каолина (в том числе 210 тыс. т марок КФ-1 и КФ-2), 180 тыс. т огнеупорной глины, 160 тыс. т полевошпатовых материалов, около 160 тыс. т кварцевого песка. В двенадцатой пятилетке потребность в сырье для тонкой керамики существенно возрастает. Наиболее важным показателем качества полезных ископаемых является низкое суммарное содержание элементов-хромофоров (Fe, Ti, Mn). Большое значение имеют также гомогенность и выдержанность минерального состава.

В СССР создана надежная сырьевая база, обеспечивающая сырьем все районы сосредоточения предприятий по производству фарфора и фаянса (рису-

нок, табл. 1). Однако удаленность большинства заводов от минеральных источников на 800—3000 км и более затрудняет их ритмичную работу, приводит к значительным затратам на транспортировку сырья, увеличивает напряженность грузоперевозок на железнодорожном транспорте, влияет на качество продукции. Потребность в каолине высоких сортов (марки КФ-1 и КФ-2) удовлетворяется лишь на 35 %, в веселовской (ВГО-1), часоварской (Ч-0 и Ч-1), новорайской (ДН-0, ДН-1) глине — соответственно на 28, 40 и 78 %, в полевошпатовых и кварц-полевошпатовых материалах — на 79 %.

В то же время многие районы сосредоточения производства фарфора и фаянса (СПФ) могут быть частично

или полностью обеспечены сырьем за счет местных источников. Поэтому особую актуальность приобретает вопрос о создании и совершенствовании в районах СПФ местных баз как традиционного, так и нетрадиционного керамического сырья. Перспективы обеспечения каждого из десяти выделенных районов местными ресурсами оцениваются исходя из результатов регионального минерагенического анализа, а более конкретно по итогам специализированных геологоразведочных работ. С учетом состояния и перспектив обеспеченности сырьем на месте районы СПФ подразделяются на три группы.

Первая группа представлена Юго-Западным районом, потребности которого в будущем могут быть полностью удовлетворены за счет местного сырья. Вторая группа включает районы, где предприятия используют лишь привозное сырье, хотя имеют возможности для полного самообеспечения за счет местных залежей. Это Уральский, Северо-Казахстанский, Южно-Сибирский и Среднеазиатский районы. К этой же группе отнесены также Южный и Приморский районы, поскольку здесь в перспективе возможно освоение месторождений новых, нетрадиционных видов сырья (фарфоровые камни, беложгущиеся бентониты и др.), находящиеся вблизи действующих предприятий. В третью группу входят Северо-Западный, Центральный и Приуральский районы, располагающие только ресурсами кварцевого песка. В будущем тонкокерамическое сырье будет поставляться сюда из других районов.

В пределах районов СПФ первой и второй групп вблизи поверхности распространены геологические формации, продуктивные в отношении тонкокерамического сырья. Анализ главнейших минерагенических факторов, контролирующих образование и распространение продуктивных геологических формаций, а также локализацию связанных с ними месторождений полезных ископаемых, позволяет сгруппировать районы СПФ по видам геологических обстановок, определяющих вероятность формирования месторождений (табл. 2) всех, в том числе нетрадиционных видов тонкокерамического сырья.

Нетрадиционные виды сырья условно подразделяются на новые, для которых уже имеется опыт промышленного применения (щелочной каолин, сырец, фарфоровые камни, беложгущиеся бентониты, экстралейкократовые магматические и метаморфические породы), и перспективные, возможное применение которых устанавливается лишь по лабораторным опытам и практическому использованию за рубежом (пиррофиллиты, серициты, волстониты, алюмосиликаты лития и др.). Возможность применения нетрадиционных видов сырья в производстве тонкой керамики можно оценивать стандартным лимитирующим показателем — содержанию окислов-хромов, щелочей, глинозема, степени близости, поведению при обжиге.

По происхождению традиционные и перспективные виды тонкокерамического сырья довольно разнообразны (табл. 3), что позволяет говорить об их генетической поливариантности. Например, месторождения керамических каолинов имеют элювиальный, осадочный, гидротермально-метасоматический и вулканогенно-осадочный генезис. Высококалийный полевошпат добывается преимущественно из пегматитов, однако может эффективно извлекаться из метасоматитов, щелочных каолинов, полевошпато-кварцевых песков. Кварцевое сырье может быть представлено песками, песчаниками или присутствовать в качестве ведущего компонента кор выветривания магматических и метаморфических пород в зонах катаклаза кварцитов. Пластичные беложгущиеся глины имеют как осадочный, так и осадочно-диагенетический генезис. Отечественный и зарубежный опыт свидетельствует о широких возможностях взаимозаменяемости разных видов тонкокерамического сырья.

Ниже рассматриваются важнейшие нетрадиционные виды тонкокерамического сырья, особенности формирования и локализации их месторождений. **Щелочной каолин** представляет собой элювиальные образования с повышенным содержанием реликтового калиевого полевого шпата. Применяется в природном виде как составная часть керамических масс, а также может служить исходным материалом для

Таблица 2

Перспективные геологические обстановки формирования и локализации месторождений тонкокерамического сырья в районах СПФ

Район	Геологическая обстановка формирования и локализации месторождений	Продуктивные геологические формации	Промышленно-генетические типы месторождений традиционных видов сырья	Генетические типы месторождений нетрадиционных видов сырья
Юго-Западный	Щиты, поднятия, микроконтиненты с относительно слабым проявлением тектоно-магматической активизации в мезозое и кайнозое. В пределах наиболее стабилизированных тектонических блоков сохраняются реликты мощной коры выветривания (MZ). Континентальные образования осадочного чехла (MZ—KZ): олигомиктовые (кварц-каолинитовые), реже мезомиктовые (полевошпато-кварц-каолинитовые). В цоколе широко распространены, а местами преобладают кислые магматические и ультраметаморфические породы	Коры выветривания (MZ—KZ)	Элювиальные каолины (Прояновское, УССР; Алексеевское, КазССР)	Элювиальные щелочные каолины (Екатериновское, УССР; Елтайское, КазССР)
Уральский, Северо-Казахстанский		Осадочные континентальные и морские песчаноглинистые и глинистые (PZ—KZ)	Вторичные каолины (Положское, УССР), беложгущиеся иллит-каолинитовые глины (Часовяское, УССР), кварцевые стекловатые пески (Новоселинское, УССР)	Каолинсодержащие кварцевые пески
		Гранитных пегматитов (PR—PZ)	Пегматиты (УССР)	Литийсодержащие минералы (пегматиты)
		Лейкократовых гранитов (PR—PZ)		Полевые шпаты лейкократовых гранитов
Южно-Сибирский, Приморский, Южный, Среднеазиатский	Складчатые области (включая Восточно-Карапачскую зону Юго-Западного района СПФ), в том числе испытавшие постконсолидационную активизацию, чем обусловлена плохая сохранность кор выветривания, преимущественно мезомиктовый и полимиктовый состав мезозойско-кайнозойских осадочных отложений. В сложении складчатого фундамента кислые магматические породы играют незначительную роль, ярко проявлен наземный кислый вулканизм.	Коры выветривания (MZ—KZ)	Элювиальные каолины (Ангренское, УзССР)	Элювиальные щелочные каолины (Карнабское, УзССР)
		Осадочные континентальные и морские песчаноглинистые (MZ—KZ)	Вторичные каолины (Ангренское, УзССР), кварцевые стекловатые пески (Курганчинское, ТаджССР; Тулунское, Иркутская область)	Каолинсодержащие полевошпато-кварцевые пески (Чалганское, Амурская область; Кампановское, Красноярский край)

Продолжение таб.

Таблица 3

Группа районов	Район	Геологическая обстановка формирования и локализации месторождений	Продуктивные геологические формации	Промышленно-генетические типы месторождений традиционных видов сырья	Генетические типы месторождений нетрадиционных видов сырья	Генетическая типизация сырья для производства тонкой керамики (учетом опыта промышленного применения)			
						Генетический тип	Применение		
							традиционное	новое	перспективное
II		Характерны формации аповулканических метасоматитов. Особенности геологического строения Южного и Приморского районов определяют их перспективность главным образом в отношении нетрадиционного сырья	Гранитных пегматитов (PR—MZ)	Полевые шпаты пегматитов (Восточная Сибирь, Дальний Восток)	Литийсодержащие минералы пегматитах	Осадочный	Каолин	Каолин щелочной	Слабовыветрелые обеленные гранитоиды, аркозы
			Лейкократовых гранитов, сиенитов, в том числе псевдолейцитовых (PZ—MZ)		Полевые шпаты лейкократовых гранитов (Кавказское, УзССР), полевые шпаты сиенитов (Сыктывкарское, Бурятская АССР)	Гидротермально-метасоматический	Песок кварцевый, глина беложгущаяся каолинит-гидрослюдистая	Бентонит беложгущийся, песок полевошпато-кварцевый каолинитсодержащий	Аркоз, глина беложгущаяся галлуазитовая
			Вулканогенно-осадочные (диагенез пепловых прослоев) (MZ—KZ)		Беложгущиеся бентониты (Огланлинск, ТССР, Кишиневское, УССР)	Метаморфический	Каолин	Фарфоровый камень (кварц-серицитовый, бентонит беложгущийся)	Фарфоровый камень (кварц-серицитовый, кварц-полевошпато-вый, пиррофиллитовый)
			Вторичных кварцитов и аргиллитов (PZ—KZ)		Гидротермально-метасоматический	Магматический	Кварц жильный, кварцит	Волластонит, диопсид и энстатит маложелезистые	Сланцы кварц-серицитовые лейкократовые
III	Северо-Западный, Центральный, Приуральский, Южно-Сибирский (частично)	Платформенные структуры (синеклизы, предгорные впадины, моноклиналы) с мощным чехлом фанерозойских осадочных отложений, залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием на складчатом фундаменте. Межформационные коры выветривания малоперспективны в отношении тонкокерамического сырья	Осадочные континентальные и морские песчано-глинистые и глинистые (PZ—KZ)	Кварцевые стекольные пески (Люберецкое, Московская область; Ташлинское, Ульяновская область). Беложгущиеся огнеупорные глины (Трошковское, Катомское, Иркутская область)	Каолинитсодержащие кварцевые пески (группа проявлений близ г. Калача, Воронежская область)	изменения полевошпатового или пегматитового концентрата. На Барановском фарфоровом заводе из шихты, включающей дубровский щелочной каолин (60—70%), обогащенный каолин (30—40%) и бентонит (3%), получен качественный бытовой фарфор [1]. Аналогичный опыт имеется в ЧССР, где в шихту входило 20—35% щелочного каолина ряда месторождений Восточной Чехии [6]. При подготовке щелочного каолина в качестве составного компонента особое внимание необходимо уделять процессам его измельчения и гомогенизации. Щелочные каолины приурочены к нижней части продуктивной толщи в профиле выветривания пород, содержащих калиевые полевые шпаты. Представлены они и самостоятельными залежами в случае размыва верхней (собственно каолиновой) зоны элювиальной продуктивной толщи (месторождения Екатериновское на Украине, Елтайское в Северном Казахстане). В ряде случаев по составу (присутствие не менее 20% белого полевого шпата) щелочным каолинам соответствуют каолинсодержащие пески. Локализация залежей щелочных каолинов контролируется наложением			
						полей развития каолинитовых кор выветривания мощностью 20 м и более на выходы лейкократовых полевошпатовых пород (граниты, мигматиты, гранулиты, аркозы и др.). Примером служит Вольнянский каолиноносный район, где месторождения Беляевское, Первозвановское и другие приурочены к участкам, характеризующимся повышенной мощностью коры выветривания лейкократовых гранитов днепровского и мокромосковского комплексов. Фарфоровые камни являются продуктами гидротермально-метасоматического изменения кислых, реже средних вулканических пород. Тонкозернистая структура, низкое содержание красящих окислов и благоприятный минеральный состав позволяют использовать их без предварительного обогащения в качестве компонентов керамических масс. Дозированное введение тонко размолотого фарфорового камня в состав керамических масс позволяет получать при обжиге изделия с плотным керамическим черепком высокой прозрачности и белизны. В СССР фарфоровые камни применяются в промышленности сравнительно недавно с открытием Гусевского (каолинитизированный дацитовый порфир), а затем Сергеевского (слабокао-			

линитизированный и обеленный риолит) месторождений на Дальнем Востоке. Месторождения фарфоровых камней выявлены и в других регионах: Кулан-Тюбе в Центральном Казахстане, Безенгийское на Северном Кавказе, Бектакари в Закавказье. Перспективы для поисков подобного сырья имеются в Закарпатье, Средней Азии, Забайкалье, на Алтае, Камчатке. Характерные формы залежей фарфорового камня — штоки и пластобразные тела ограниченных размеров с запасами, не превышающими 1—5 млн. т.

Среди фарфоровых камней преобладают кварцсодержащие, относительно редко встречаются более ценные бескварцевые разновидности. В зависимости от преобладающего, помимо кварца, минерального компонента выделяют четыре биминеральных типа (см. табл. 3). В качестве примесей (до 15 %) присутствуют диаспор, андалузит, алунит, зунит и др. По химическому составу фарфоровые камни подразделяются на щелочные ($R_2O > 3\%$), умеренной щелочности ($R_2O 0,6-3\%$) и бесщелочные ($R_2O < 0,6\%$). По значению калиевого модуля (K_2O/Na_2O) различают камни высококалиевые (>3), калиево-натриевые (1—3) и натриевые (<1).

Единых требований к качеству данного сырья пока не разработано, поэтому оценка их производится дифференцированно, с учетом особенностей минерального состава. Следует отметить, что обогащение способствует значительному улучшению качества фарфоровых камней. Каолины гидротермально-метасоматического происхождения можно рассматривать как слабо связанные или рыхлые разновидности фарфорового камня кварц-каолинитового состава.

Месторождения фарфоровых камней приурочены к складчатым сооружениям, краевым вулканическим поясам по периферии платформ и срединных массивов, зонам глубинных разломов. При этом наиболее благоприятным для формирования залежей является орогенный этап, характеризующийся интенсивным субаэральным вулканизмом преимущественно кислого состава и внедрением интрузий гранитоидов.

Наиболее крупные залежи фарфоровых камней образуются при длительном развитии процессов гидротермаль-

но-метасоматического изменения в вулканических породах в условиях малых глубин. Подобным режимом отличаются вулканические постройки и экструзии — вулканы центрального типа с кальдерами обрушения, которые характеризуются интенсивным длительным газоотделением, приводящим к метасоматическим преобразованиям вулканических и субвулканических пород как непосредственно в пределах вулканических построек (окожерловые фации метасоматитов), так и на некотором удалении от них — в областях разгрузки гидротерм в зонах глубинных разломов. Процессы гидротермального метасоматоза интенсивно протекают среди вулканических пород кислого, реже среднего состава — липаритов, дацитов, их туфов, прочих пирокластических разностей ингимбритов и др.

Отмечается приуроченность месторождений фарфоровых камней прежде всего к молодым (альпийским) складчатым сооружениям и в меньшей степени к более древним. Это объясняется не столько особенностями формирования, сколько степенью сохранности сторождений, поскольку последние являются приповерхностными образованиями (до 0,5—1 км) и лучше сохраняются от эрозии в областях молодого вулканизма.

Особого внимания заслуживают существенно пиррофиллитовые разновидности фарфоровых камней, сформировавшиеся при повышенных градиентах температуры и давления. Еще в 30-е годы по результатам применения пиррофиллитов Овручского и Чистогорова месторождений было сделано заключение о размещении

ключения о возможности использо-
ния этого вида сырья в производ-
фарфора, фаянса, электрофарфора. Из-
делия на основе керамических масс
пирофиллитом обладают более вы-
сокой механической прочностью, повы-
шенной термостойкостью, кислотоупор-
ностью. Введение пирофиллита в со-
став керамических масс уменьшает
усадку, сокращает время и снижает
температуру обжига, что повышает ка-
чество изделий. Применение пирофи-
ллита позволяет существенно снизить
долю кварца, в связи с чем повышается
белизна изделий [9]. Следует подчер-
кнуть, что при изготовлении фаянса

ра применяется лишь анхимономин-
ральный пиропиллитизит с низким
держанием кварца.

За рубежом (США, Япония, Австралия, Южная Корея и др.) пирофиллиты получили признание в качестве керамического сырья. Например, в Канаде (рудник Фокстрап) используются метасоматически измененные риолиты и их туфы, содержащие пирофиллит (25—80 %), кварц (15—55 %), серицит (5—35 %) и примесь каолинита [7]. Крупное месторождение близ Памбурга (Австралия) содержит значительное количество почти чистого пирофиллита, пригодного для получения тонкой керамики. Япония для производства огнеупоров и керамики ежегодно потребляет около 1,5 млн. т пирофиллита, причем общие его запасы оцениваются в 60 млн. т; около 150 тыс. т возмещается из Южной Кореи [5].

В нашей стране месторождения высококачественных анхимономинеральных и низкожелезистых пирофиллитов, подготовленные к освоению, пока отсутствуют. Лабораторными исследованиями установлено, что пирофиллиты никинского месторождения в Приморском крае могут служить сырьем для производства фарфора, однако это месторождение имеет весьма неудобное экономико-географическое положение. Для поисков месторождений пирофиллитов в составе формаций вторичных карбонатов палеозойского возраста имеются необходимые геологические предпосылки на территории Алтая, Казахстана и Средней Азии. Весьма вероятно выявление залежей, связанных с более молодым вулканизмом, на Кавказе и Дальнем Востоке.

Формирование фарфоровых камней петрически неотделимо от процессов образования околорудных метасоматитов, отвечающих тем или иным фациям образований вторичных кварцитов, аргиллизитов, фельдшпатолитов. Поэтому фарфоровые камни во многих случаях могут быть объектами попутной и сопровождающей добычи при разработке месторождений золота, серебра, олова, свинцово-цинковых и медных руд. *Воластонит (метасиликат кальция)* более 30 лет применяется за рубежом при изготовлении разнообразных керамических изделий, в том числе фарфора и фаянса. При введении его

в состав фарфоровых масс в количестве от 3 до 15 % повышается прочность черепка при обжиге, снижаются усадка и температура спекания. Применение волластонита снижает диэлектрические потери изделий из электро-технической керамики.

В СССР известны перспективные месторождения волластонита (Койташское, Босагинское, Слюдянское, Эмельджакское и др.), а также большое количество проявлений. В работе [2] отмечается, что керамическая промышленность страны могла бы освоить в течение нескольких лет до 100 тыс. т волластонитовых концентратов. Волластонитовые породы слагают крупные пластообразные тела, содержащие от 40 до 80 % волластонита. В качестве примесей присутствуют кальцит, а также везувиан, диопсид, гранат и тремолит. При обогащении волластонитовых пород получают концентраты, на 80 % (и более) состоящие из волластонита.

Формирование месторождений волластонита, приуроченных к складчатым областям каледонского и герцинского возраста (Восточно-Саянская, Байкальская, Енисейская, Алтае-Саянская, Тянь-Шаньская, Казахстанская, Уральская), связано с региональным метаморфизмом терригенно-карбонатных формаций и биметасоматозом в экзоконтактовых зонах лейкократовых и двуслюдяных гранитоидов, прерывающих толщи, насыщенные прослоями известково-терригенных пород. Локализация тел волластонитовых пород (кальцифиоров, скарноидов и скарнов) контролируется замковыми частями складок высокого порядка, удаленными от разломов глубинного заложения. Волластонитовые породы выделяются пониженной гамма-активностью. Телескопирование метасоматических процессов и связанное с ними интенсивное развитие амфибол-, везувиан- и эпидотсодержащих парагенезов ухудшает качество волластонитовых пород. В пределах перспективных экзоконтактовых зон волластонитовые залежи тяготеют к положительным морфоструктурам [4].

В ряде районов СССР, располагающих местными ресурсами волластонитовых пород (в первую очередь в Казахстане и Восточной Сибири), должны быть подготовлены к освоению про-

мышленные запасы волластонитовых руд, особенно там, где возможны их попутная добыча и обогащение.

Литиевые минералы (сподумен, петалит, литионит и др.) являются эффективными флюсовыми добавками в керамические массы: 11 % литионита заменяют 25 % полевого шпата [8].

В процессе отработки пегматитовых тел с литиевой специализацией можно получить концентрат литиевых минералов или полевошпатовый концентрат с их дозированной примесью. Пегматиты с относительно высокой концентрацией литиевых минералов встречаются в США, Канаде, Швеции, Намибии, Зимбабве и других странах. Из наиболее богатых следует отметить рудник Бикита (Зимбабве), где в пегматитах присутствуют шесть литиевых минералов — петалит, эвкрипит, бикитит, сподумен, литионит и амблигонит [10].

В качестве керамического сырья интерес представляют анхимономинеральные гидротермально измененные вулканические породы, сложенные литиевым тосудитом. Тосудит входит в группу смешаннослойных глинистых минералов, в структуре которых упорядоченно чередуются слои литиевого хлорита (куксита) и диоктаэдрического монтмориллонита. Тосудитовые породы отличаются достаточно высоким (около 3 %) содержанием щелочей (на долю окиси лития приходится около одной трети от их количества), практически отсутствием окиси натрия и весьма низким содержанием красящих окислов (не более 0,5 %). Литиевые тосудиты в мономинеральных скоплениях являются особой фацией метасоматитов в формациях вторичных кварцитов. В СССР подобные породы обнаружены В. И. Финько и другими [3] при рентгеноструктурном изучении гидротермально измененных пород золоторудного месторождения Дальнего Востока. Керамические испытания показали, что тосудитовые породы могут применяться при изготовлении фарфоровых изделий высшего качества. По-видимому, их можно рассматривать как новую разновидность щелочного фарфорового камня.

Большую группу перспективных видов сырья составляют некоторые лейкократовые кислые и щелочные магматические и метаморфические породы.

Постоянство химико-минерального состава, отсутствие минералов-красителей и относительно низкая температура плавления определяют возможность применения этих пород в качестве заменителей полевого шпата. Острый интерес в этом отношении представляют лейкократовые бескварцевые щелочные породы натриевой (нефелиновые сиениты, фонолиты) или калиевой (лейцит-псевдолейцитовые сиениты) специализации, в которых содержание валового железа в пересчете Fe_2O_3 не превышает 1 %. Породы с несколько более высоким содержанием железа могут применяться при изготовлении изделий, покрываемых белой глазурью (облицовочная плитка санитарно-технический фарфор и т.д.).

Приведенный материал позволяет сделать вывод об имеющихся потенциальных возможностях укрепления сырьевой базы фарфоро-фаянсовой промышленности СССР, в том числе за счет освоения местных ресурсов. В связи с этим необходимы детальное изучение закономерностей формирования и локализации месторождений видов сырья, пригодного для производства тонкой керамики; технологические исследования по его обогащению и разработке рецептуры керамических масс на основе местных, в числе нетрадиционных материалов.

В районах сосредоточения фарфоро-фаянсовых предприятий для оценки ресурсов традиционных и нетрадиционных видов керамического сырья целесообразно провести среднемасштабное геолого-промышленное картирование, наметить первоочередные направления поисковых и разведочных работ.

На современной стадии изучения сланцы, РОВ, шунгиты, графиты) можно рекомендовать проведение логоразведочных работ в ряде различных задач, касающихся ОВ осадочных, недостаточно обеспеченных месторождений фанерозоя и (разведка каолинов, включая шедекембрия (определение состава и условий образования, характера проявления процессов преобразования в зависимости от его природы, концентрации, степени диагенетической окисленности и др.).

В углеродсодержащих комплексах пород преимущественно развиты два генетических типа ОВ: гумусовое (ароматическое) с преобладанием конденсированных ароматических структур на-

фарфорового завода), в Восточной Сибири (поиски беложгущихся глин в зоне сочленения Енисейского горста с Енисейской и Канско-Тасеевской впадинами, поиски керамического волластонита в Слюдянской волластонитовой провинции), в Казахстане (доразведка олоузного месторождения каолинов и алтайского месторождения щелочных каолинов, поиски беложгущихся глин в северном и северо-восточном обрамлении Казахской складчатой страны, а перспективных площадях западной и восточной окраин Тургайской впадины, поиски и разведка керамических пегматитов в районе Белогорского ГОКа, оценка прогнозных ресурсов высококалийного полевого шпата в пегматитах Калбинского хребта, детальная разведка Караоткельского титан-полевошпатового месторождения), в Закавказье (поиски фарфорового камня и каолино-аргиллизит-каолинов вблизи действующих фарфоровых заводов), в Прибалтике (поиски беложгущихся бентонитов и гидротермально-метасоматических каолинов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванченко Г. А. Дубровское месторождение щелочных каолинов.— В кн.: Каолины.

УДК 553.9 : 552.5

Н. Б. СЕРОВА (Ин-т литосферы АН СССР)

Особенности преобразования органического вещества в осадочных породах

Изучение генетических типов органического вещества (ОВ) и многообразных форм его проявления (угли, горючие сланцы, РОВ, шунгиты, графиты) представляет интерес при решении различных задач, касающихся ОВ осадочных, недостаточно обеспеченных месторождений фанерозоя и (разведка каолинов, включая шедекембрия (определение состава и условий образования, характера проявления процессов преобразования в зависимости от его природы, концентрации, степени диагенетической окисленности и др.).

В углеродсодержащих комплексах пород преимущественно развиты два генетических типа ОВ: гумусовое (ароматическое) с преобладанием конденсированных ароматических структур на-

М., 1974, с. 79—83.

2. Козырев В. В. Сырьевая база волластонита и перспективы ее развития.— В кн.: Волластонит. М., 1982, с. 29—34.
3. Финько В. И., Власова Е. В. Аммонийсодержащий литиевый тосудит.— В кн.: Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве. Алма-Ата, 1985, с. 49—50.
4. Шенелев Ю. Ф., Зудина С. П. Волластонит как керамическое сырье.— В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., 1975, с. 39—45.
5. Cornish B. E. Australian pyrophyllite and its growing influence in world markets.— Proc. 4-th Ind. Miner. Int Congr., Atlanta, Ga, 1980. Worcester Park, 1981, p. 179—183.
6. Drahní S. Možnost využití netradičních surovin v keramickém průmyslu.— Netradiční nerudní suroviny (Sb. přednášek semináře 17. Fora pro nerudy), Praha, 1981, s. 42—49.
7. Papežík V. S., Kests H. F., Vahtra J. Geology of the Foxtrap pyrophyllite deposit, Avalon peninsula, Newfoundland.— C. I. M. Bull., 1978, 71, N 791, p. 152—160.
8. Roy S. B., Chokrevorty S. K. Lithium in ceramics — a review.— Freng. Indian Ceram. Soc., 1970, 29, N 5. p. 77—81.
9. Tauber E., Pepplinkhouse H. J., Cook D. N. Replacement of silica by pyrophyllite in vitreous China products.— Interceram, 1976, 25, N 3, p. 195—198.
10. Wegener J. E. Bikitit — processed petalite the new priority.— Ind. Miner. (Gr. Brit.), 1981, N 165, p. 51—53.

и термического разложения, что дает наиболее надежные данные о химико-структурных особенностях органического вещества.

Гумусовое ОВ углей, являясь продуктом разложения лигнино-целлюлозных компонентов высших растений, диагностируется под микроскопом как гелифицированные микрокомпоненты группы витринита и представлено как гуминовыми и фульвокислотами, так и их нерастворимой ангидридной и эфирной формой — гуминами. Сапропелевое ОВ — продукт разложения низших организмов — представлено в основном нерастворимой формой ОВ (керогена), диагностируемой при микроскопическом изучении как микрокомпоненты группы альгинита. Основной процесс фоссилизации низших организмов, как известно, протекает в условиях гнилостного брожения и в основном представляет собой превращение непредельных жирных кислот в геополимер-липоидины (нерастворимая часть керогена), что типично для сапропелей, сапропелитов, горючих сланцев, а также имеет место при формировании планктонного рассеянного органического вещества (РОВ) морского генезиса. Сапропелевое ОВ в гумолитах играет незначительную роль, но интересно в генетическом плане. Накапливаясь в торфяных болотах, оно отвечает субаквальным (аквагенным) фациям и связано с условиями топяных низинных болот или мочажинных участков верховых.

Гумитовые угли, в первую очередь их гелито-липоидолитовые разности, всегда содержат липоидные компоненты (группа лейптинита), т. е. вещества сапропелевые в химическом смысле, но представленные наиболее устойчивыми фрагментами высших растений (споры, пыльца, кутикула, смолы, воск) и также дающие соединения жирного ряда — битумоиды.

Растворимые компоненты ОВ осадочных пород. Гуминовые кислоты (ГК) являются одним из основных компонентов ОВ различных осадочных пород и современных осадков. Изучение их состава, свойств и структурных особенностей дает надежную информацию о природе и уровне преобразованности ОВ. ГК представляют собой сложный полимерный комплекс

окиссоединений с общими чертами строения и сходным химическим составом. Диагностическими признаками ГК являются растворимость в слабых водных растворах щелочей, коагуляция при добавлении минеральной кислоты, темный цвет и аморфность в осадке. Известно, что при тонких, детальных исследованиях химического состава и структурных особенностей ГК некоторые исследователи, например М. М. Кононова (1963 г.), Д. С. Орлов (1974 г.), более строго подходят к диагностике идентифицированных соединений в качестве гумусовых кислот (гуминовые и фульвокислоты). В частности, Д. С. Орлов [9] установил пять признаков, необходимых для достаточных для определения гумусовых кислот почв, однако при этом должны быть использованы стандартные препараты гумусовых кислот, т. е. вышеуказанные щелочно-растворимые и кислотоосаждаемые темноокрашенные органические компоненты почв.

Наиболее высокие содержания свободных ГК наблюдаются в землистых бурых углях (Б1) и торфах — соответственно 40—80 % и 5—50 % в расчете на сухой уголь [4]. По мере увеличения степени преобразованности ОВ выход свободных ГК в углях резко падает (Б2 5—20 %, Б3, Д 0—5 %, каменных углях отсутствуют). Вновь возрастает выход ГК лишь в окисленных разностях бурых и каменных углей (1—80 %). Однако если в окисленных бурых и слабометаморфизованных каменных углях (не выше Двичу, 1982 г.), или гумусовое ОВ планктонного генезиса. Из литературных источников [6, 8] известно, что хитинизированных форм синезеленых водорослей, грибов и т. д. по составу аналогична целлюлозе, а последняя обнаружена во многих видах бактерий. Лигниноподобный материал в виде следов содержится в проводящей ткани некоторых сосудистых низших растений (бентосные формы) и даже в синезеленых водорослях.

Известно, что образование ГК в субаквальных условиях может происходить за счет лигнино-целлюлозных компонентов хиноидного и фенольного характера, привнесенных со стоком протокатагенеза), их количество изменяется (по О. П. Четвериковой, Т. Ю. Бентосных форм, а также путем биохимического синтеза из продуктов распада углеводно-белкового комплекса (аминокислоты, углеводы) по реакции меланоидинообразования. В настоящее время многие исследователи [1, 2, 15] не только обосновывают и успешно доказывают экспериментально возможность образования ГК по типу меланоидинообразования, но и нередко иллюстрируют их идентичность по структурным характеристикам ГК лигнинного генезиса (присутствие ароматических конденсированных структур). На примере изучения ГК, извлеченных из ОВ донных осадков шельфовых и прибрежных областей Мирового океана, Н. А. Василевской [1] было установлено в отдельных случаях присутствие высокоароматизированных соединений нелигнинной природы — сложных поликарбоновых и оксиполикарбоновых кислот.

Принципиально новый подход к методике деструктивного окисления препаратов ГК, т. е. использование предварительного мягкого окисления CuO или метилирования с последующим более жестким KMnO_4 , позволил получить новые данные о строении ГК. Такая методика, включающая до окисления ГК и их кислотный гидролиз, по сравнению с ранее принятой Н. М. Караваевым (1961 г.) обеспечивает удаление неспецифических компонентов структуры макромолекулы ГК без разрыва кольца и позволяет охарактеризовать ее ядерную часть.

Однако сравнительный анализ полученных данных показал, что в подавляющем большинстве случаев в продуктах окисления ГК преобладали алифатические соединения — моно- и дикарбоновые жирные кислоты (70—90 %), и только в единичных образцах осадков зоны апвеллинга Перуанской впадины Тихого океана и участка Восточно-Китайского моря были обнаружены повышенные содержания бензол-поликарбоновых и оксиполикарбоновых ароматических кислот (44 и 47 %) заведомо нелигнинного характера*.

В составе таких кислот были идентифицированы соединения с 4—6 кар-

* Участие терригенного гумусового ОВ определяется количественно по наличию продуктов распада лигнино-фенольных и метоксибензойных соединений.

боксильными группами, являющимися продуктами распада конденсированных или многократно замещенных ароматических систем. Как упоминалось ранее, такие группы преобладают в метаморфизованных окисленных каменных углях (от Ж и выше). Таким образом, в структуру ГК планктонного генезиса, наряду с преобладающими алифатическими группами, входят и конденсированные или многократно замещенные ароматические ядра. Общее содержание карбоксильных групп низкое, что обуславливает и слабое проявление кислотных свойств. Это понятно, так как разложение жировых и протеиновых компонентов низших организмов при формировании сапропеля идет в основном в восстановительных условиях, в которых процессы образования ГК не могли получить широкого развития.

Суммарные аналитические данные и результаты структурно-физических исследований ГК различного генезиса, полученные многими исследователями, показали, что ГК сапропелей (меланоидиновый тип) менее обуглерожены, более обогащены водородом, азотом и имеют более высокие атомные отношения Н/С по сравнению с ГК лигнинного генезиса, сопоставимыми по преобразованности ОВ. Первые оптически менее плотные, имеют больший порог агрегации, в периферической части их макромолекулы значительно меньше кислородсодержащих функциональных групп COOH и OH . Дифрактометрический максимум наблюдается при $d_{002} = 0,4\text{--}0,5$ нм, для ГК гумусовой природы он равен $0,35\text{--}0,37$ нм. В последних значительно выше концентрация парамагнитных центров (ПМЦ), отражающих наличие сопряженных $\text{C}=\text{C}$ связей, и она закономерно возрастает со степенью преобразованности ОВ. Все это свидетельствует, безусловно, о большей ароматичности и конденсированности ГК лигнинного генезиса, в первую очередь углей, по сравнению с ГК сапропелей.

Известно, что на ранних этапах буроугольной стадии зарождаются конденсированные структуры ароматического углерода, и основная доля его сосредоточена в периферийной части — боковых радикалах, на каменно-

угольной стадии соотношение обратное. Эти выводы согласуются с экспериментальными данными Р. Ишиватари [15], свидетельствующими о том, что на одну молекулу ГК из изученных донных осадков семи озер Японии приходится три ароматических кольца до гидролиза и 12 после него, а доля ароматического углерода составляет в среднем 0,14. На молекулу ГК торфа приходится 61 кольцо. Для ГК болотных фаций (арконовое ОВ), как заключает Н. Б. Вассоевич (1982 г.), характерны ароматические структуры. Их конденсированность (степень уплотнения, упорядоченности, по Д. С. Орлову, 1985 г.) увеличивается с катагенезом. ГК сапропелевого ОВ (алиновое ОВ) свойственны гидроароматические структуры при господстве алифатических. Первые богаты полифенолами, содержащими свободные и метилированные фенольные гидроксильные группы, как выявлено методами ЯМР [14], наряду с жирными кислотами установлены сложные парафиневые структуры.

Таким образом, по современным представлениям, в образовании любого генезиса участвуют органические компоненты растительного, животного и бактериального происхождения (фенольные соединения, белки, углеводы, жиры, жирные кислоты, порфирины), претерпевая при этом сложные биогеохимические превращения в стадийном эволюционном развитии. Главное место в структуре ГК занимают ароматические кольца, генетически связанные с фенольными соединениями (лигнином). Первой же стадией, по мнению большинства исследователей, является образование меланоидинов.

В дальнейшем за счет ферментативного окисления ароматических соединений образуются хиноны, взаимодействующие с аминокислотами пептидов, аминокислот и меланоидинами, с образованием высокомолекулярных продуктов вторичного синтеза — гуминовых кислот. В процессе структурного преобразования макромолекул ГК, связанного с потерей кислородных групп, а следовательно, и гидролизующихся связей и функциональных кислородсодержащих групп, наблюдается относительное увеличение конденсирован-

сти ароматических структур. Завершающий этап структурного развития ГК знаменуется процессами полимеризации и поликонденсации, приводящими к потере их реакционности и переходу в нерастворимую форму — геополимеры.

Битумоиды. Сапропелевое ОВ характеризуется, как правило, незначительной растворимостью в органических растворителях, выход битумоида хлороформного (ХБ) обычно составляет от долей до первых процентов и лишь иногда достигает 10—20 % (по Т. Ф. Йену, 1980 г.).

Состав битумоидов горючих сланцев, РОВ, современных осадков представлен как относительно кислыми (смоли спирто-бензольные, бензольные, асфальтены), так и более нейтральными компонентами — масляной фракцией (масла или углеводороды и петролейно-эфирные смолы), соотношение которых изменяется в широких пределах в зависимости от их природы, степени преобразованности и диagenетической окисленности. Битумоиды бурых углей и торфов наряду со смолисто-асфальтовыми и масляными компонентами, которые условно относятся к смоляной части, содержат специфическую составляющую — воск, связанные с покрытосеменными высшими растениями.

Повышенные содержания битумоидов, в разной степени обогащенных восками, установлены в слабоуглефицированных бурых углях кайнозоя, главным образом в их гелито-липоидитовых разностях и сильно гелифицированных гелитовых — от 10—15 до 20—22 % (в расчете на сухой уголь, растворитель бензол). Выход битумоида контролируется содержанием микрокомпонентов группы лейптинита и степенью разложения исходного материала и достигает максимума в предельно остудневших образцах гелито-липоидитовых углей. Угли, более преобразованные (от Б 2 и выше, $R^0 \geq 0,3$ %), обычно характеризуются незначительным выходом битумоидов: 1—3 % [11]. Несмотря на повышенную устойчивость смол и восков растений к биохимическому разложению, процессы углефикации приводят, по-видимому, к существенному изменению их полезных свойств (плавкости, раство-

римости), что выражается в снижении выхода битумоида при экстракции. В этом интервале катагенеза (Б 2-Г), согласно экспериментальным данным Дж. Брукса и Дж. Смита [13], в процессе преобразования из восковых компонентов растений в углях образуются нефтеподобные продукты. Смоляные битумоиды наблюдаются в большем стратиграфическом диапазоне мезозоя — кайнозоя и установлены даже в каменных углях мела [11].

Известно, что битумоиды современных осадков обогащены смолами, асфальтовыми кислотами и асфальтенами, представляющими собой в структурном отношении гетеросоединения главным образом кислородного характера; углеводороды составляют незначительную часть (1,1—9,5 %) в расчете на бензольный битумоид (по Ю. И. Корчагиной, 1973 г.). Согласно аналитическим данным, характер распределения компонентов битумоидов свидетельствует о том, что процессы преобразования ОВ приводят к обогащению битумоидов остаточной, наиболее устойчивой к процессам преобразования масляной фракцией, достигающей максимума в ГФН, и к снижению смолисто-асфальтоновых веществ [8].

При этом, по данным Ю. И. Корчагиной, на этапах раннего протокатагенеза исчезают асфальтогеновые кислоты, в интервале от позднего протокатагенеза (БЗ) и до средних стадий мезокатагенеза (Ж) снижается содержание спирта (БЗ) и до средних стадий мезокатагенеза масляной фракцией неизбежно приводит к повышению содержания углерода и водорода и снижению количества гетероатомов (O, S, N), а следовательно, и гетеросоединений: эфиров, жирных кислот и др. Работами последних десятилетий, главным образом в области нефтяной геохимии (Н. Б. Вассоевич, С. Г. Неручев, В. А. Успенский, О. А. Радченко, К. Ф. Родионова, О. В. Барташевич, Ю. И. Корчагина, О. П. Четверикова и др.), накоплен обширный материал по детальному исследованию битумоидов различных углеводородсодержащих отложений, их природы, состава (особенно информативны углеводороды — биологические маркирующие соединения) и характера преобразования при катагенезе.

Нерастворимое ОВ (НОВ) осадочных отложений. Результаты исследований продуктов меланоидиновой реакции, полученные Т. В. Дроздовой [2] при моделировании процесса образования ГК, показали, что во всех опытах обнаружены полимеры типа фульвокислот и ГК. С потерей растворимости в процессе последующей полимеризации они образовывали продукты, идентифицируемые как кероген. Исследования полимеров с помощью ИК-спектроскопии показали большое структурное сходство их с ГК планктонного генезиса.

Хотя многие исследователи в настоящее время под керогеном понимают полимерные продукты (геополимеры) ОВ любого генезиса, а некоторые даже его остаточную, дебитуминированную часть, нам представляется более целесообразным на этапах раннего и отчасти среднего катагенеза (не выше $МК_2$ — $МК_3$) разграничивать понятия «гумины» и «кероген».

Гумины сложены гелифицированными микрокомпонентами группы витринита; кероген горючих сланцев, сапропелевого РОВ, а также водорослевые фрагменты в углях идентифицируют как микрокомпоненты группы альгинита. И те, и другие хорошо диагностируются при микроскопическом изучении. В указанном катагенетическом диапазоне они имеют четкие петрографические (морфоструктура, цвет, показатели преломления, отражательная способность и др.) и физико-химические различия.

Результаты моделирования процессов катагенетического преобразования керогена кукурсита (Прибалтика) показали, что если при нагревании кукурсита до 200—250 °С (не выше $ПК_3$ — $МК_1$) вещественный состав керогена менялся незначительно, то при воздействии температур 300 °С и более (от $МК_2$ — $МК_3$ и выше) водорослевая структура кукурсита становится менее отчетливой, и наряду с микрокомпонентами альгинита появляются витреноподобные обломки красновато-оранжевого цвета в проходящем свете, не люминесцирующие в ультрафиолетовом излучении. При $t \geq 350$ °С ($МК_4$ — $АК_2$) остаточное НОВ почти полностью состоит из них [7].

Химико-структурные различия гуминов и керогена достаточно четко прослеживаются при исследовании продуктов термодеструкции в процессах опытного термобарического ступенчатого преобразования ОВ различных типов (витринита — уголь Донбасса, стадия $МК_1$; альгинита — богхед Оленекского месторождения, $МК_1$; лейптинита — споровые угли Кизеловского бассейна, $МК_2$), но близкой степени преобразованности [10]. Проведенные исследования показали, что направленность процесса катагенетического преобразования ОВ различных типов идентична. Процесс идет скачкообразно, с характерными максимальными зонами, отвечающими определенным ступеням катагенеза, аналогичным природным главным фазам нефтегазообразования (ГФН и ГФГ). Однако положение этих максимумов, характеризующих продуктивность генерационных процессов, и характер проявления различны для каждого типа ОВ.

Для сапропелевого ОВ характерны: 1) на стадии $МК_1$ — $МК_2$ генерация значительных масс жидких продуктов битумоидного характера, в которых преобладали углеводороды, и в интервале $МК_1$ — $МК_2$ (и главным образом $МК_2$ — $МК_3$) генерация газообразных продуктов (выход ХБА 62 % и газообразных продуктов 8 % от исходной массы ОВ); 2) ярко выраженный скачкообразный характер этого процесса, почти полностью исчерпывающего нефтематеринский потенциал сланцев к стадии $МК_3$.

Гумусовое ОВ характеризуется незначительным масштабом генерации углеводородов, особенно жидких (ХБА 0,2 %, газообразных продуктов около 10 %, из них углеводородных газов 2,4 % от исходной массы ОВ). При этом гумусовое ОВ генерирует основную массу как жидких (стадия $МК_2$ — $МК_3$), так и газообразных (стадия $МК_3$ — $МК_4$) углеводородов метанового характера на этапах катагенеза более поздних, чем сапропелевое ОВ. Как указывалось различными исследователями, в частности С. Г. Неручевым, И. А. Зеличенко и другими (1976 г.), гумусовое ОВ в процессе катагенетического преобразования, очевидно, претерпевает несколько этапов

перестройки молекулярной структуры. На более ранних этапах катагенеза ($МК_1$ — $МК_2$) в жидких продуктах преобладают более кислый спиртобензольный битумоид и высокоциклические ароматические углеводороды, а в составе газов — CO_2 .

Лейптинит по своим генерационным возможностям (главным образом в отношении жидких углеводородов), а также качественно близок к альгиниту, по характеру газообразования (в первую очередь углеводородных газов) он тяготеет к гумусовому ОВ.

Таким образом, гумусовые угли в основном угли, обогащенные компонентами группы лейптинита, способны продуцировать жидкие углеводороды, хотя, как правило, в небольших количествах; обычно с ними связаны газовые месторождения. Промышленные месторождения нефти, генерированной гумусовым ОВ, встречаются редко (Жетыбай, Узень, Дунга). Часто, как известно, наблюдаются проявления или так называемые нефтяные оторочки газовых залежей.

Разложение полимерлипидных компонентов, сопровождающееся наиболее масштабно в сапропелевом ОВ генерацией мигрирующих углеводородов метанового характера, приводит к остаточному относительному накоплению гумоидных веществ и постепенно приближает его в структурном отношении к гумусовому ОВ. К концу той же стадии катагенеза ($АК_2$) сапропелевое ОВ достигает максимальной стабильности и слагается прочными ароматическими и гетероциклическими структурами, но при значительной вкрапленности гетероатомов (S, O, N) и меньшем содержании углерода и водорода по сравнению с гумусовым ОВ. Это предположение, высказанное С. Г. Неручевым в 1970 г., подтвердилось позднее многочисленными экспериментальными данными [8]. На этапах позднего катагенеза возрастает роль высокомолекулярных соединений с ионами рудных элементов — металлоносных керогенов.

Рассматривая поэтапное изменение различных типов ОВ как единый процесс естественной карбонизации до формирования совершенной структуры графита, можно заключить,

что для завершения химико-структурных преобразований сапропелевому ОВ требуются более жесткие термобарические условия и большие глубины погружения для сапропланктонитового РОВ осадочных пород, чем ОВ гумусовой природы. Эти выводы согласуются с данными, полученными ранее в работах В. А. Успенского [12], С. Г. Неручева с соавторами [8], хотя и не разделяются некоторыми исследователями. Выявленные С. Г. Неручевым (1970 г.) закономерности заставили отказаться от концепции «равный метаморфизм при равном уровне обуглеженности».

Роль диагенетического окисления в процессах преобразования ОВ. Экспериментальными исследованиями В. А. Успенского (1963, 1977 гг.), С. Г. Неручева и других (1969 г.) установлено, что во всех геохимических фациях на стадии диагенеза осадков происходит единый процесс биохимического окисления ОВ. При этом в восстановительных фациях окисляется не более 30—40 %, а в окислительных — до 80—90 % от первоначального количества ОВ. Известна также [12] меньшая устойчивость к окислению высокомолекулярных ароматических соединений по сравнению с твердыми парафиновыми углеводородами алифатического ряда, возможность перехода первых в смолы и асфальтены, а в дальнейшем в процессе полимеризации в нерастворимые формы ОВ. Поэтому в более окислительных геохимических фациях одноклеточных пород и при прочих равных условиях наблюдается относительное обогащение ОВ алифатическими структурами, а в более восстановительных — лучшая сохранность ароматических структур и их относительное накопление.

На примере изучения сапропланктонитового РОВ, как показали суммарные аналитические данные, с переходом от восстановительных геохимических фаций к более окислительным наблюдается относительное обогащение сингенетичным РОВ битумоидом: содержание ХБА возрастало от 2—3 до 10—12 %, а СББ — от 2—4 до 8—10 %. Среди высококонцентрированных разностей ОВ максимальные содержания битумоидов установлены в гелито-липоидолитовых углях (до 15—

22 %), сформированных также в наиболее окислительных фациях [11].

Наряду с ростом битуминозности наблюдаются изменения в составе битумоидов. С интенсивностью диагенетического окисления происходит очищение битумоидов (на 6—9 %) от менее устойчивых смолистых, и в первую очередь асфальтеновых (до 15 %) компонентов, частично переходящих в нерастворимые формы, и обогащение углеводородами (от 5—20 до 30—75 %) [8].

Интенсивное диагенетическое окисление приводит к заметному изменению в составе нерастворимой части РОВ и других углеродистых веществ: снижению содержания водорода, углерода, выхода летучих компонентов и возрастанию — гетероэлементов, главным образом кислорода и связанных с ними кислородсодержащих и гетероциклических соединений. Содержание азота претерпевает более сложные колебания, в целом оно зависит от природы исходного ОВ, и с усилением роли меланоидинов в ОВ возрастает доля азота и падает содержание водорода.

Для наиболее окисленных разностей нерастворимой части углеродистых веществ (окисапропланктонитов РОВ, фюзинитов углей и др.) характерны пониженная реакционность в процессах преобразования ОВ и более низкий генерационный потенциал, связанный с определенной потерей летучих компонентов, в первую очередь водорода. Особенно показателен в этом отношении фюзинит углей. Он как бы предварительно углефицирован и практически не реакционноспособен. При низких содержаниях Н и более высоком отношении О/С в нем отмечается относительно повышенное содержание С.

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что в целом для наиболее диагенетически окисленных разностей ОВ устанавливаются большие ступени катагенеза и метаморфизма, чем для их неокисленных аналогов.

Графитизация — заключительный этап преобразования ОВ. Преобразование исходных органических остатков как в водной среде, так и на суше подчинено общим термодинамическим законам и приводит к возникновению бо-

лее сложных, но химически устойчивых систем (поликонденсатов). Этот процесс с нарастанием метаморфизма сопровождается сглаживанием первичных четких различий в составе материнских веществ, составе и свойствах полимерных продуктов. Однако до полного обуглероживания после ГФН и ГФГ и формирования совершенно упорядоченной структуры графита в сапропелевом и гумусовом ОВ сохраняются различия, но другого уровня и порядка (степень ассоциированности или доля сопряженных С—С связей, отражающаяся на количестве ПМЦ, положение дифрактометрического максимума — рефлекс d_{002} ; атомные отношения Н/С; количество активных центров углеродистого вещества, отражающих энергию активации химических реакций E_0 и др.).

Графитизация — естественный заключительный этап метаморфического преобразования как гумусового, так и сапропелевого ОВ и завершается, как правило, на стадии скрытокристаллической формы графита. По мнению преобладающего большинства исследователей, явно кристаллические графиты — продукт воздействия вторичных факторов: пневматолита (разложение метана), контактового (магматогенного) метаморфизма, метасоматоза и др. Пути образования явно кристаллических графитов и в целом графитообразования широко освещены в литературе (В. П. Касаточкин, В. С. Веселовский, М. Н. Годлевский, М. Н. Нестеренко, Т. В. Маринина, Ю. Р. Мазор и др.). Некоторые вопросы, однако, дискуссионны. В частности, могут ли графитизироваться угли шунгиты до совершенно упорядоченной структуры и какой фактор при этом определяющий?

Как представлялось ранее, графиты, перекристаллизованные из ископаемых углей, сложены скрытокристаллическими разностями. Однако комплексные электронно-микроскопические и физико-химические исследования графитов из углей Тунгусского бассейна (от стадии Ж и выше), проведенные Ю. Р. Мазором и Н. В. Прониной [5], показали, что неоднородность графитов, сформированных в аномальных условиях магматогенного метаморфизма, является нередко следствием

ем сложного состава исходных углей. Образование чешуйчатых, явно кристаллических графитов происходило по гелифицированному угольному веществу (витриниту), в то время как скрытокристаллические структуры развивались по фюзенизированным микрокомпонентам, т. е. по первично интенсивно окисленным разностям ОВ.

По тем же причинам, по-видимому, шунгиты Карелии как наиболее окисленные разности сапропелитов, являющиеся уникальными образованиями, вряд ли могут обусловить совершенно упорядоченную структуру графитов.

В. С. Веселовский (1959 г.) относит шунгиты к максимально ассоциированным и максимально окисленным горючим ископаемым. Сказанное подтверждается многочисленными аналитическими данными, указывающими на наличие кислорода на поверхности шунгитового вещества и его высокую гидрофильность, а в составе битумоидов — на присутствие окиссоединений (эфиров, высокомолекулярных спиртов и др.).

Как показали результаты рентгеноструктурного анализа, структурные преобразования в миграционных и стратифицированных шунгитах при их термообработке (от 700 до 2800 °C) заканчиваются при достижении состояния скрытокристаллической структуры графита [3]. При этом термическая обработка шунгитов до 1400 °C не вызывала каких-либо изменений структуры вещества, а при температуре выше 1400 °C наблюдалось уменьшение значений рефлекса d_{002} до 0,34 нм, т. е. до стадии скрытокристаллического графита. Однако даже экстремальные условия термообработки (до 2800 °C) не привели к образованию явно кристаллического графита. Структурно-химические преобразования ОВ шунгитов можно представить (по В. И. Касаточкину, 1969 г.) как совокупность химических реакций дегидрирования, протекающих под влиянием кислорода и других окислителей в процессе длительной низкотемпературной карбонизации, в результате чего углеродистое вещество обогащается атомами углерода, связанными прочными С—С связями ($—C\equiv C—$, $=C=C=$), в которых активные центры блокированы. Это и обуславливает

неспособность шунгитов и фюзинитовых разностей углей к превращению в явно кристаллические графиты.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. Выявлена неодинаковая устойчивость генетических типов ОВ к процессам диагенетического окисления и последующего преобразования.

Для идентичного катагенетического и метаморфического преобразования сапропелевому ОВ по сравнению с гумусовым требуются более напряженные РТ-условия и соответственно большие глубины погружения; на ранних этапах (протокатагенез) это вызвано меньшей устойчивостью к процессам диагенетического окисления и несколько повышенной склонностью к полимеризации ароматических соединений по сравнению с более устойчивыми алифатическими (твердыми насыщенными углеводородами) при большей природной обуглероженности первых. На более поздних этапах, после ГФН и ГФГ вследствие деградации углеводородов и миграции их жидких и газообразных продуктов из вмещающей осадочной толщи наблюдается обогащение остаточного ОВ ароматическими структурами, характеризующимися пониженным содержанием углерода и большим участием гетерогрупп (О, S, N), что приводит к заметному отставанию в процессах карбонизации сапропелевого ОВ по сравнению с гумусовым. При идентичности направленности процесса преобразования сапропелевое ОВ реализует свой нефтематеринский потенциал более масштабно и несколько раньше по сравнению с гумусовым, практически исчерпывает свою исходную массу к стадии МК₃ и переходит в разряд углистых пород. Горючие сланцы стадии преобразования выше МК₃ не выявлены.

В последовательном катагенетическом ряду для первично окисленных разностей генетических типов ОВ устанавливается увеличение ступеней катагенеза (и метаморфизма) по сравнению с их неокисленными аналогами. Наиболее окисленные в катагенезе разности как гумитов (фюзиниты), так и сапропелитов (шунгиты) не могут образовывать даже при оптимальных

РТ-условиях совершенно упорядоченную структуру графитов.

2. Основные различия ГК разного генезиса заключены в степени ароматичности и конденсированности их структур. Последняя определяется не только исходным веществом и палеофациальными условиями среды накопления, но и спецификой условий последующего преобразования, отражающего этап и уровень их эволюционного развития.

3. В отличие от существующих представлений о преимущественно алифатической природе ОВ субаквальных осадков, сделан вывод о возможности формирования высокоароматических соединений гумоидного типа (арконовое ОВ) в докембрийском морском бассейне седиментации с развитием низших форм жизни.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василевская Н. А. Исследование строения гуминовых кислот морских осадков методом деструктивного окисления. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982.
2. Дроздова Т. В. Накопление и преобразование ОВ в осадках.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., 1982, с. 20—24.
3. Калинин Ю. К., Усенбаев К. У. Исследование шунгитового вещества методом дериватографии. Рентгеноструктурные исследования шунгитов.— В кн.: Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования.— Петрозаводск, 1975, с. 57—82.
4. Кухаренко Т. А. Окисленные в пластах бурые и каменные угли. М.: Недра, 1972.
5. Мазор Ю. Р., Пронина Н. В. Образование графитов в условиях магматогенного метаморфизма (на примере Тунгусского бассейна).— В кн.: Угольные бассейны и условия их формирования. Тезисы докладов VI Всесоюз. угольн. совещ., 1980 г. Ч. II. Львов, 1980, с. 45—47.

6. Манская С. М., Дроздова Т. В. Органическое вещество осадочных пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., 1971, с. 143—168.
7. Моделирование процессов катагенетического преобразования нерастворимой фракции сапропелевого ОВ/Л. И. Хотынцева, А. И. Богомолов, Г. М. Парпарова и др.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., 1974, с. 138—149.
8. О новой классификации, диагенетических и катагенетических преобразованиях планктоногенного (сапропелевого) рассеянного органического вещества/С. Г. Неручев, Г. М. Парпарова, Е. А. Рогозина и др.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., 1974, с. 81—106.
9. Орлов Д. С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1985.
10. Основные закономерности катагенетических преобразований ОВ пород (данные лабораторного моделирования)/Е. А. Глебовская, В. И. Резцов, Е. М. Куликова и др.— В кн.: Общие закономерности литогенетических преобразований ОВ. Л., 1981, с. 7—18.
11. Серова Н. Б. Особенности геологических условий формирования и методика оценки месторождений воскодержавных бурых углей. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1980, с. 1—21.
12. Успенский В. А. Опыт реконструкции элементарного состава органического вещества на разных этапах литогенеза.— В кн.: Материалы по геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск, 1970.
13. Brooks J., Smith J. The diagenesis of plant lipids during the formation of coal, petroleum and natural gas. I. Changes in the n-paraffin hydrocarbons.— Geochim. Acta, 1967, vol. 31, p. 2389—2397.
14. Hatcher Patrick G., Maciel Garry E., Dennis Larry W. Aliphatic structure of humic acids; a clue to their origin.— Org. Geochem., 1981, vol. 3, N 1—2, p. 43—48.
15. Ishiwatari R. An estimation of the aromaticity of a lake sediment humic acid by air oxidation and evaluation of it.— Soil Sci. Soc. Am., 1969, vol. 107, N 11.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.736

Г. В. КОТЛЯР (ВСЕГЕИ), Э. Я. ЛЕВЕН (МГРИ),
М. Ф. БОГОСЛОВСКАЯ, В. Ю. ДМИТРИЕВ (ПИН АН СССР)

Ярусы пермских отложений Тетической области их глобальная корреляция

Острой проблемой стратиграфии пермской системы была и остается разработка ярусной и зональной шкалы. Это обусловлено особенностями пермских отложений стратотипической области, не позволяющими широко проследить многие ярусные, а тем более зональные подразделения уральской шкалы, которая поэтому не может служить хроностратиграфическим эталоном. Им фактически давно является шкала пермских отложений Тетиса, основанная в отличие от уральской на разрезах морских отложений, прекрасно охарактеризованных фауной. Наиболее разработанный и обоснованный вариант ее принят МСК в 1978 г. [3]. Шкала базируется главным образом на фузулинидах и хорошо «работает» в пределах Тетической области. Более широкая корреляция осуществляется по аммоноидеям и конодонтам. Однако имеется еще много трудностей, связанных с относительно редкой совместной встречаемостью их с фузулинидами, что отражается на точности сопоставления фузулинидовых, аммонитовых и конодонтовых зон.

Цель настоящей статьи — глобальное проследивание ярусных подразделений тетической шкалы. Основное внимание при этом уделяется аммоноидеям, значительная роль которых при широких корреляциях общепризнана. Необходимо отметить, что результаты, полученные по аммоноидеям, не всегда совпадают с данными по конодонтам и фузулинидам, поэтому не все сделанные выводы следует воспринимать как окончательные. Несомненно, они будут корректироваться по мере обнаружения новых совместных местонахождений названных групп организмов.

Нижняя граница пермской системы в первоначальном варианте тетиче-

ской шкалы, принятой МСК в 1978 г., связывалась с появлением видов-индексов нижней зоны ассельского яруса *Schwagerina vulgaris* — *Sch. fusiformis*, что по времени на Урале отвечает смене оренбургского комплекса аммоноидей (*Uddenites*, *Prouddenites*, *Shumardites*, *Vidrioceras* и др.) ассельским с первыми *Paragastrioceratidae* (*Svetlanoceras*), *Metalegoceratidae* (*Juresanites*), *Popanoceratidae* (*Protopopanoceras*), а также родами *Almites*, *Prostacheoceras*, *Tabantalites* [9, 10]. В 1984 г. решением МСК [8] в общую шкалу введена новая зона *Daixina bosbytauensis* — *D. robusta*, установленная между зонами *Daixina sokensis* и *Schwagerina vulgaris* — *Sch. fusiformis* сначала на Дарвазе, а затем в разрезах Южного Урала. Нижняя граница системы при этом была опущена до основания новой зоны и связана со сменой фузулинидовых комплексов. Вновь принятая граница оказалась внутри отложений, охарактеризованных оренбургским комплексом аммоноидей на Урале, и внутри глобальной каменноугольной генозоны *Shumardites* — *Vidrioceras*. По аммоноидеям этот новый уровень невозможно распознать и обосновать ни в стратотипической области, ни за ее пределами.

Верхняя граница системы в тетической шкале первоначально проводилась в кровле зоны *Paratirolites kittli*, которая считалась соответствующей основанию слоев с *Otoceras woodwardi*. По новым данным нижняя часть глин, перекрывающих слои с *P. kittli* в стратотипе дорашамского яруса, относимая одними исследователями к перми, другими — к триасу, содержит аммоноидеи рода *Pleuronodoceras* и позднемеловые конодонты. Эту часть глин следует относить к дорашамскому ярусу, учитывая что в разрезах между

слоями, коррелируемыми с зонами *Paratiorolites kittli* и *Otoceras woodwardi*, китайские палеонтологи выделяют три аммонитовые зоны, одну из которых характеризуют *Pieuronodoceras*. Верхняя часть глин по конодонтам сопоставляется с зоной *Otoceras woodwardi*. Таким образом, объем дорашамского яруса в его стратотипе должен быть увеличен сверху по крайней мере на одну зону, а граница пермской и триасовой систем должна быть повышена до ее кровли. Однако принятие окончательных решений по вопросам об объеме и о зональном делении верхнего яруса перми в Тетисе, а также о положении границы с триасом требует дополнительного изучения.

Пермская система в шкале Тетиса делится на два отдела, граница между которыми четко фиксируется в основании кубергандинского яруса по появлению среди аммоидей первых цератитов (*Paraceltites*), родов *Epi-glyphioceras*, *Stacheoceras*, *Altudoceras*, *Daubichites*, *Tongluceras* и массовому развитию высших фузулинид, среди которых встречаются *Armenina*, *Cancellina*, *Pseudodoliolina* и многоапертурные швагериниды рода *Eopol-ydiexodina*. Выделяются девять ярусов и 22 зоны. Ярусное деление основано прежде всего на этапности развития фузулинид, в меньшей степени другой фауны. Зональное деление проведено по фузулинидам. Зоны аммоидей выделены лишь в двух верхних ярусах.

Нижний отдел подразделяется на четыре яруса — ассельский, сакмарский, яхташский и болорский, которые с разной степенью уверенности можно сопоставить с ярусами общей шкалы и соответствующими стратиграфическими подразделениями Биармийской области и Северной Америки. Два нижних яруса (ассельский и сакмарский) являются едиными для Тетиса и стратотипической области, что обосновывается близостью характеризующих их ископаемых остатков, в особенности фузулинид. Значительное сходство таксономического состава последних в обоих регионах позволяет говорить о достаточно полном соответствии ассельского и сакмарского ярусов Тетиса и Урала. Богатые, хо-

рошо изученные ассельские и сакмарские аммоидеи Урала, дополненные памирскими позднеассельскими таксонами (особенно перринитидами) и сакмарскими с Дарваза, позволяют достаточно уверенно выделять эти ярусы повсюду, где развиты отложения, охарактеризованные данной группой организмов.

Если исходить из принятого в настоящее время расширенного объема ассельского яруса, то в шт. Техас (США) ему будут соответствовать не только низы серии Вольфкемп (формация Нил Ренч), но и, по-видимому, верхи вирджильского яруса — часть формации Гептенк, содержащая *Emilites*, *Uddenites*, *Shumardites*, *Vidrioceras*. Раннеассельский возраст (без зоны *Daixina bosbytaensis* — *D. robusta*) имеют формации Берсум с *Properrinites*, *Almites*, *Meskalites* в шт. Нью-Мексико и известняки Ред Игл (*Lower Council Grove Group*) с *Meskalites* в шт. Оклахома [12]. Ассельский ярус в Биармийской области по аммоидеям не может быть выделен. Отнесение к нему части туорасисской свиты на севере Верхоянья [1] представляется ошибочным. Установленные здесь *Juresanites maximovae* и *Menneroceras menneri* скорее всего относятся к роду *Eoasianites* и близки к его поздним формам.

Сакмарскому ярусу в шт. Техас соответствует формация Линокс Хиллс, включающая наряду с родами *Eoasianites* и *Boesites*, возникшими в карбоне, пермские *Metalegoceras*, *Proporoceras*, *Akmilleria*, *Svetlanoceras*, *Properrinites* [13]. Поскольку в формации найдены примитивные *Metalegoceras* и высокоорганизованные *Properrinites* (*P. denhami*), создается впечатление, что формация Линокс Хиллс отвечает всему сакмарскому ярусу, а не какой-то его половине. Раннесакмарский возраст, по-видимому, имеет формация Эдмайр (*Middle Wichita*), включающая *Akmilleria adkinsi*, *Properrinites boesei*, *Almites sellardsi*. В шт. Юкон к сакмарскому ярусу относится часть формации Джангл Крик, содержащая *Properrinites boesei*, *Almites furnishi*, *Prothallaceras bostocki*, *Tabantalites bifurcatus*, *Medlicottia* sp. и др. [15].

В Биармийской области к сакмарскому ярусу относятся туорасисская и хорокытская свиты Верхоянья, включающие остатки *Metapronorites*, *Eoasianites*, *Somoholites*, *Tabantalites*, *Preshumardites*, *Bulunites*, *Paragastrioceras* и *Uraloceras* [1].

Ассельскому и сакмарскому ярусам в пределах Таймыро-Колымской под-области Биармийской области может принадлежать и большая нижняя часть мунугуджакского горизонта, залегающего на отложениях пареньского горизонта, содержащего в верхней части *Eoshumardites* и *Prouddenites*. Находка в верхах мунугуджакского горизонта (в зоне *Yakutoproductus rugosus*) раннеартинского *Neoshumardites triceps* ограничивает его верхний возрастной предел серединой артинского яруса.

Идентификация яхташского региона яруса за пределами Тетиса по аммоидеям затруднена из-за недостаточной охарактеризованности его этой фауной. Последняя известна лишь в самых верхах региона яруса на Дарвазе, где, по данным Т. Б. Леоновой [4], присутствуют *Bamyaniceras simplex*, *Propinacoceras* ex gr. *ajense*, *Miklukhoceras* sp. nov., *Metaperrinites* sp. nov., *Perrimetanites* sp. nov. По заключению этого же исследователя, позднеяхташские аммоидеи имеют позднеартинский возраст, что позволяет с известной долей условности сопоставлять яхташский регионарус с артинским ярусом общей шкалы (без утверждения о полном соответствии их границ) и коррелировать с учетом уральской фауны.

В Северной Америке яхташскому регионарусу отвечают часть формации Скиннер Ренч, ее полные или частичные аналоги (формации Клайд, Хесс, Клир Форк, часть формации Джангл Крик), содержащие *Properrinites cumminsi*, *Perrinites sibcumminsi*, *Metalegoceras*, *Medlicottia*, простые *Neocrinites*. В Биармийской области яхташскому, как и артинскому ярусу общей шкалы соответствуют отложения с *Neoshumardites triceps*, разнообразными *Paragastrioceras*, *Uraloceras*, т. е. эчийская свита в Западном Верхоянье, верхняя часть мунугуджакской свиты (горизонта) и самые низы джигдалинской свиты на р. Омолон.

Болорский регионарус охарактеризован богатым бозтеринским комплексом аммоидей, хорошо представленным на Юго-Восточном Памире в отложениях кочусуйской свиты, а также комплексом из слоев Битауни на о. Тимор. Он, вероятно, соответствует кунгурскому ярусу в стратотипической местности [4]. Однако следует отметить, что такая корреляция по аммоидеям не может быть результатом непосредственного сравнения комплексов, поскольку последние представлены на Урале небольшим числом преимущественно эндемичных форм. Она скорее основана на стратиграфическом положении кунгурского яруса выше артинского (табл. 1).

Для корреляции болорского яруса большое значение имеют конодонты кочусуйской свиты Юго-Восточного Памира, обнаруженные совместно с бозтеринским комплексом аммоидей. Из основания свиты выделены *Gondolella bisselli* (переходная к *G. idahoensis*), *Neostreptognathodus pequopensis* (переходный к *N. leonovae*), *N. sulcoplicatus*, *Vjalovognathus shindyensis*, *Rabeignathus bucaramangus* и другие, отнесенные к комплексной зоне *Vjalovognathus shindyensis*, *Neostreptognathodus sulcoplicatus*, *Rabeignathus bucaramangus*. Несколько выше по разрезу установлены *Neostreptognathodus leonovae*, *N. prayi*, *N. sulcoplicatus*, *Sweetognathus adjunctus*, *Gondolella idahoensis* и др. (зона *N. leonovae*, *G. idahoensis*). Над слоями с конодонтами встречаются фузулиниды зоны *Misellina* (*Misellina*) *parvicostata* болорского яруса [3]. По мнению Е. В. Мовшовича [5], конодонты кочусуйской свиты моложе конодонтов из базальтовых слоев кошелевской свиты Приуралья. Следовательно, нижняя граница болорского яруса располагается выше артинских отложений Урала. Верхняя граница скорее всего близка к границе соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса. Основанием для этого служат указание на присутствие кунгурских аммоидей в аналогах соликамского горизонта на хр. Пай-Хой [5] и сопоставление кубергандинского яруса по этой же фауне с аналогами шешминского горизонта на островах Новая Земля.

Схема сопоставления нижнепермских отложений

Таблица 1

Тетическая область			Северная Америка		Биармийская область				Таймыро-Колымская подобласть		
Отдел	Регионарус	Зона	Сериа	Формация	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зона	Горизонт	Зона
Пермская	Болорский	Misellina parvicostata	Ленерд	Катедрал Маунтин	Пермская	Нижний	Кунгурский	Иренский	Acratia similaris	Джигдалинский	Anidanthus kolymaensis
		Misellina dyhrenfurthi		Paraparchites humerosus					Anidanthus aagardi		
	Яхташский	Chalaroschwagerina vulgaris	Артинский	Саранинский			Bairdia reussiana				
		Chalaroschwagerina solida		Саргинский			Parafusulina solidissima				
Пермская	Сакмарский	Robustoschwagerina Paraschwagerina	Вольфемп	Линокс Хиллс	Сакмарский	Тастубский	Иргинский	Parafusulina lutugini	Мунгуд-жакский	Yakutoproductus burgaliensis	
		Schwagerina sphaerica Pseudofusulina firma		Бурцевский			Pseudofusulina concavitas	Yakutoproductus rugosus			
	Асельский	Schwagerina moelleri Pseudofusulina fecunda	Асельский	Стерлитамакский			Pseudofusulina urdalenensis				
		Schwagerina vulgaris Schwagerina fusiformis		Псеудофузулина моеллиери			Pseudofusulina verneuili, Ps. uralica	Yakutoproductus terechevi			
		Daixina bosbytaensis D. robusta		Гептенк (верхняя часть)				Шиханский	Schwagerina sphaerica Pseudofusulina firma		Yakutoproductus choyanicus
								Холодно-ложский	Schwagerina moelleri Pseudofusulina fecunda		Yakutoproductus expositus
								Асельский	Schwagerina vulgaris Sch. fusiformis		Yakutoproductus mirandus
									Daixina bosbytaensis — D. robusta		

В Северной Америке болорскому региоярусу отвечают формация Катедрал Маунтин и ее признанные аналоги с высокоразвитыми *Perrinites* (*P. hilli*, *P. vidriensis*), *Bamyaniceras knighti*, *Waagenina rothi*, *Neocrinites newelli*, *Eumedlicottia whitneyi*. Последние три вида совместно с *Pseudovidrioceras* известны из самых верхов формации Скиннер Ренч [13], что позволяет сопоставить эту часть формации с рассматриваемым региоярусом. В Биармийской области аналогом болорского региояруса, вероятно, являются отложения с *Neouddenites*, *Tumarcoceras*, *Epijuresanites*, *Baraioceras*, т. е. тумаринская свита в Верхоянье и часть джигдалинской свиты на р. Омогон (верхние части джигдалинского и тумаринского горизонтов) [5].

Верхний отдел подразделяется на пять региоярусов — кубергандинский, мургабский, мидийский, джультинский и дорашамский. Их сопоставление с ярусами общей шкалы затруднено, поскольку последние в стратотипической местности представлены либо континентальными отложениями (уфимский и татарский ярусы), либо морскими, охарактеризованными существенно иными, чем в Тетисе, сообществами ископаемых (казанский ярус). В настоящее время нет уверенности, что граница отделов пермской системы в сравниваемых шкалах проводится на одном и том же уровне. Считается, что в тетической шкале граница (подошва кубергандинского региояруса) проходит выше, чем в восточноевропейской, примерно на уровне границы соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса.

При определении по аммоноидеям аналогов кубергандинского региояруса за пределами Тетиса за основу комплекса этого возраста взяты фауны из стратотипа региояруса по р. Куберганды на Памире и сравнительно близко расположенного к нему разреза из Центрального Афганистана, где они хорошо привязаны к фузулинидовым зонам. В нижней зоне региояруса (*Armenina*, *Misellina* (*Misellina*) *ovalis*) известно 15 видов, из которых определяющими являются *Paraceltites edelsteini*, *Bamyaniceras kubergandense*, *Epiglyphioceras* sp. nov., *Eothinites* sp. nov., *Stacheoceras*

discoidale. В верхней зоне (*Cancellina cutalensis*) в Центральном Афганистане [17] найдены близкие к кубергандинским видам представители родов *Paraceltites*, *Eothinites*, более высокоорганизованные *Stacheoceras*, но не достигшие уровня *S. mediterraneum*, первые сложные адрианитиды (*A. dri-anites elegans*), разнообразные *Propinacoceras*.

Из других районов развития кубергандинских аммоноидей в Тетисе следует отметить Южный Китай и о. Тимор, где они имеют несколько иной состав. Отличительной особенностью этой фауны является наличие в ней бореальных форм, весьма важных для корреляции. В Южном Китае наиболее разнообразный комплекс найден в провинциях Цзянси и Чжэцзян и описан Ц. Жао и Ж. Женом [19]. В провинции Чжэцзян в основании формации Динцзяшань в слоях Дунъули (*Dongwuli*) и Шимей (*Shimei*) присутствуют *Paraceltites elegans*, *Daubichites shouchangense*, *Altudoceras* sp., «*Paragastrioceras*» *dongwulien-se*, *Tongluceras tongluanense*. В провинции Цзянси этим слоям соответствуют низы формации Хутанг (*Hutang*) с *Mexioceras*, *Paratongluceras* [19]. Названные формации так же, как и слои Куфен с *Mexioceras*, *Chekiangoceras*, *Gondolella nankingensis* Ching, *G. serrata* Cl. et Eth., исследователями помещаются в основание яруса Маокоу и коррелируются с кубергандинским региоярусом (по мнению авторов статьи, с его верхней зоной). Наличие фауны аммоноидей, включающей древние *Paraceltites*, не противоречит такой корреляции. На о. Тимор, вероятнее всего, подобный возраст имеют аммоноидеи с холма Тае Вей, среди которых определяющими являются виды родов *Stacheoceras*, *Demarezites*, *Propinacoceras*, *Sicanites*, а также адрианитиды.

В Северной Америке кубергандинскому региоярусу соответствует роудский ярус, в понимании В. М. Ферниша, т. е. самые низы формации Ворд (1-й известняк Кинга) в шт. Техас, формация Фосфория (шт. Айдахо), известняки Сен Эндрис (шт. Нью-Мексико), Кейбеб (шт. Аризона), группа Пис Ривер (шт. Оклахома) и формация Ассистенс (Канада). Уста-

новленный здесь комплекс включает большое число таксонов, среди которых наиболее важными для корреляции являются виды родов *Paraceltites*, *Daubichites*, *Sverdrupites*, *Stacheoceras*, *Altudoceras*. Об одновозрастности кубергандинских аммоноидей Тетиса и роудских Северной Америки свидетельствуют *Paraceltites elegans*, *Daubichites*, *Stacheoceras* с относительно слабым расчленением лопастной линии, развитые в обоих регионах.

В Биармийской области рассматриваемому стратиграфическому интервалу отвечают низы деленжинской и ырцахской свит с *Sverdrupites harkeri*, *Daubichites* cf. *goochi*, *Anuites kosynskyi* в Верхоянье [1], верхи джигдалинской свиты с *S. harkeri* и низы омолоной свиты с *S. amundseni* на р. Омоло (две нижние зоны омолоного горизонта) [5]. На островах Новая Земля соответствующий возраст имеют отложения кочергинской и геркинской свит с *Sverdrupites harkeri*, *S. amundseni*, *Altudoceras boreale*, *Daubichites butacovensisi* [5], которые, по-видимому, моложе слоев с последними кунгурскими аммоноидеями. К таким слоям относятся табьюская свита Северо-Восточного Пай-Хоя (аналог соликамского горизонта) и верхние слои джигдалинского горизонта [5]. В связи с этим можно предположить, что появление *Daubichites*, *Sverdrupites* и других совпадает примерно с началом формирования шешминского горизонта уфимского яруса. Если развитие роудского комплекса, соответствующего комплексу с *Daubichites*, связывать с началом кубергандинского века, то следует признать, что граница отделов в Тетической и Биармийской областях проходит на разных уровнях. В первой из них она занимает более высокое положение. Если же *Daubichites* и *Sverdrupites* приурочены лишь к верхней зоне кубергандинского яруса, то, вероятно, уровни границы между отделами в указанных областях совпадают. Однако в Биармийской области она пройдет в отложениях с кунгурскими аммоноидеями на уровне, который не может быть отмечен изменениями ни в одной группе фауны.

Мургабский региоярус охарактеризован аммоноидеями в Крыму (р. Мар-

та), на о. Сицилия и в Южном Китае [11, 14, 19]. Крымский комплекс близок к сицилийскому, но несколько более древний. Такое заключение основано на сравнении уровней развития *Stacheoceras*, *Propinacoceras* и особенно адрианитид. Сицилийский комплекс Созио самый многотаксонный. Он наиболее полно представляет фауну аммоноидей мургабского возраста на западе Тетиса. В его состав входят богатые видами роды *Waagenoceras*, *Propinacoceras*, *Eumedlicottia*, *Stacheoceras*, *Epithalassoceras*, *Adrianites*, *Tauroceras*, *Paraceltites*. Аммоноидеи, а также известные из Сицилии конодонты *Gondolella siciliensis*, *Merrillina galeata*, *Stepanovites festivus*, характеризующие, по-видимому, среднюю зону мургабского яруса, позволяют сопоставить ее с вордским ярусом североамериканской шкалы.

На востоке Тетиса наиболее многочисленные аммоноидеи соответствующего возраста найдены в Южном Китае в провинции Чжэцзян в отложениях формации Динцзяшань, слоях Шименьтан, перекрывающих угленосную толщу Шимей с кубергандинским комплексом аммоноидей. Из этой формации определены *Cibolites*, *Altudoceras*, *Paratongluceras*, *Sangzhites*, *Pericycloceras*, *Shouchangoceras*. Близкая фауна отмечается в формации Хутан в провинции Цзянси. Возможно, мургабский возраст имеет формация Вэньбишань или ее часть в провинции Фуцзянь, включающая *Waagenoceras longuanense* — самый низкоорганизованный вид среди *Waagenoceras*.

В Северной Америке мургабскому региоярису соответствуют формация Ворд (без 1-го известняка Кинга) и ее аналоги в шт. Техас, а также формация Кейч Крик в Западной Канаде, слои Лас Маласкачас в шт. Нью-Мексико. Повсюду здесь присутствуют общие или близкие виды родов *Waagenoceras*, *Eumedlicottia*, *Stacheoceras*, *Altudoceras*, *Paraceltites*, *Propinacoceras*, *Epithalassoceras*.

В восточноевропейской шкале с мургабским региоярусом, вероятно, следует сопоставлять казанский ярус, поскольку, как уже отмечалось, шешминскому горизонту уфимского яруса соответствует кубергандинский региоярус или его часть. Некоторым под-

тверждением принятой корреляции является находка в основании казанского яруса севера Восточно-Европейской платформы гониатита, определенного А. М. Павловым как *Pseudogastrioceras* sp. [2]. По его мнению, эта форма близка к ранневордским видам, относимым в настоящее время к роду *Altudoceras*. В Биармийской области с мургабским ярусом и большей частью формации Ворд должны коррелироваться верхние четыре зоны омолоного горизонта (табл. 2), содержащие брахиопод рода *Terrakea*, тождественного североамериканскому роду *Grandaurispina*. В сравниваемых подразделениях встречены чрезвычайно близкие виды *T. belokhini* и *G. crassa*.

Наибольшую трудность представляет корреляция мидийского яруса. Вероятно, что он является аналогом кептенского яруса североамериканской шкалы или его верхней половины (формации Кептен, Черри Каньон, Хеглер Мембер, Бел Каньон, слои Ла Дифунта). Основанием для этого служат находки *Yabeina* в верхней части формации Кептен (Бел Каньон), что указывает на соответствие ее зоне *Yabeina globosa*. Исходя из соответствия этих ярусов, мидийский комплекс аммоноидей и его распространение в пределах Тетиса приобретают большую определенность. Прежде всего мидийский возраст имеют аммоноидеи из слоев Баслео на о. Тимор. Одновозрастность их и кептенских аммоноидей Северной Америки определяют роды *Timorites*, *Propinacoceras*, *Stacheoceras*, *Episageceras*, *Strigogoniatis*, представленные общими или близкими видами. Другой район развития мидийских аммоноидей, по-видимому, — Центральная Азия, где установлен своеобразный комплекс с *Cyclolobus* s. l., обнаруженный в формациях Чидру (Пакистан), Цеван (шт. Кашмир, Индия) и в местонахождении Чичун I (Гималаи). Сопоставление его с джувльфинским комплексом, вероятно, следует признать ошибочным.

В Биармийской области аналогами мидийского региояруса являются верхняя часть гижигинского горизонта и хивачский горизонт. О синхронности их формирования свидетельствуют совместные находки в Корякии *Cancri-*

nelloides obrutshevi — вида-индекса нижней зоны гижигинского горизонта и мидийского комплекса фузулинид, в том числе его зонального вида *Yabeina globosa*. Соответствие хивачского горизонта верхней половине мидийского яруса подтверждается наличием ряда общих видов мелких фораминифер и близких по уровню развития одиночных ругоз [5]. Для корреляции мидийских отложений могут быть использованы также конодонты [5]. Данные по этой группе фауны подтверждают корреляцию мидийского яруса и кептенских отложений. Из слоев с *Codonofusiella* (нижняя часть джувльфинского яруса) в Центральном Иране и Закавказье известен вид *Merrillina divergens*, филетически сменяющий кептенский вид *M. praedivergens*, что позволяет установить примерное соответствие верхних границ кептенских отложений и мидийского яруса.

Корреляция мидийского яруса с пермью восточноевропейской шкалы не может считаться твердо установленной. В результате сопоставления казанского яруса и мургабских отложений мидийский ярус помещен на уровень татарского (см. табл. 2). Однако в кептенских и казанских отложениях известны конодонты *Stepanovites meyeri*, что допускает соответствие нижней части мидийского яруса и верхней части казанского.

Если проводить верхнюю границу мидийского региояруса, отвечающую подошве джувльфинского, в основании зоны *Araxoceras latum*, нижняя часть которой не содержит аммоноидей, то отложения с *Eoaraxoceras ruzhencevi*, *Kingoceras kingi* и другими (слои Ла Колорадо в шт. Нью-Мексико) скорее всего будут соответствовать слоям с *Codonofusiella* — *Araxilevis* [7]. К такому заключению приводят данные развития семейства Агахосератидеи, согласно которым от исходного рода *Eoaraxoceras* произошел широко распространенный в джувльфинском ярусе род *Araxoceras*. Принятая корреляция подтверждается находками в слоях с *Araxoceras latum* в Иране *Kingoceras* sp., имеющего более высокий уровень развития, чем *K. kingi*, сопровождающий *Eoaraxoceras ruzhencevi* в шт. Нью-Мексико [16].

тенского яруса, что в общем подтверждает проведенное с помощью палеонтологических методов сопоставление мидийского региояруса с верхней половиной формации Кептен. Однако результаты палеомагнитной корреляции тетической шкалы с восточно-европейской существенно отличаются от данных, полученных традиционными методами (рисунок). Так, весь казанский и нижняя часть татарского яруса принадлежит к гиперзоне Киама и лишь верхняя половина татарского яруса отнесена к гиперзоне Иллаварра. Следовательно, уже мидийский региоярус не древнее верхнетатарского подъяруса общей шкалы.

Обращает на себя внимание разное количество магнитозон гиперзоны Иллаварра. В разрезах Закавказья их насчитывается восемь, Памира — семь, Восточной Европы и Северной Америки — по пяти. В результате можно сделать вывод, что в Закавказье разрез верхней перми более полный, чем восточноевропейский и североамериканский, и верхней части джульфинского яруса и дорашамскому на Восточно-Европейской платформе соответствует перерыв. Не исключено, что граница перми и триаса в этих регионах проводится на разных уровнях. Если палеомагнитные данные в дальнейшем подтвердятся, то возникнет необходимость пересмотра существующих представлений о некоторых позднепермских событиях в Биармийской области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В. Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985.
2. Куликов М. В., Павлов А. М., Ростовцев В. Н. О находке гониатитов в нижнеказанских отложениях северной части Русской платформы. Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1412—1414.
3. Левен Э. Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.

4. Леонова Т. Б. Раннепермские аммоноидеи Тетической области. — Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985.
5. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР/Под ред. Г. В. Котляра, Д. Л. Степанова. Л.: Недра, 1984.
6. Палеомагнитная характеристика верхнепермских отложений Закавказья/Г. В. Котляр, Р. А. Комиссарова, А. Н. Храмов, И. О. Чедия. — Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 3, с. 669—674.
7. Позднепермский этап эволюции органического мира/Г. В. Котляр, Ю. Д. Захаров, Б. В. Кочиркевич и др. Л.: Наука, 1983.
8. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 22. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
9. Руженцев В. Е. Типовой разрез и биостратиграфия сакмарского яруса. — Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 6, с. 1101—1104.
10. Руженцев В. Е. Ассельский ярус пермской системы. — Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 6, с. 1079—1082.
11. Туманская О. Г. Пермо-карбоновые отложения Крыма. М.: ГГРУ, 1931.
12. Furnish W. M., Glenister B. F. Permian Gonioloboceratidae (Ammonoidea). — Smiths Contrib. Paleobiol., 1971, N 3. p. 301—312.
13. Furnish W. M., Glenister B. F. Ammonites. — In: G. A. Cooper, R. E. Grant. Permian Brachiopods of West Texas. VI. — Smiths. Contrib. Paleobiol., 1977, N 32, p. 3304—3309.
14. Gemmellaro G. La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio (nella provincia di Palermo). — Giorn. sci. natur. ed econom. Palermo, 1887, vol. 19, p. 1—106.
15. Nassichuk W. W. Permian ammonoids and nautiloids, southeastern Eagle Plain, Yukon Territory. — Journ. Paleontol., 1971, vol. 45, p. 79—86.
16. Spinosa C., Furnish W. M., Glenister B. F. The Xenodiscidae Permian ceratitoid ammonoids. — Journ. Paleontol., 1975, vol. 42, N 2, p. 239—283.
17. Termier H., Termier G. Les Ammonoides du Permian (Kubergandinian) de Tesak (Afghanistan central). — Ann. Soc. Geol. Nord. 1972, vol. 42, p. 105—115.
18. Zhao Jin-ke, Liang Xiluo, Zheng Zhuoduan. Late Permian cephalopods of South China. — Paleontol. Sinica, 1978, vol. 154, N. S. B. N 12, p. 1—194.
19. Zhao Jin-ke, Zheng Zhuoguan. The Permian ammonoids from the Jiang and Jiangxi. — Acta paleontol. Sinica, 1977, vol. 16, N 2, p. 219—252.



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.578.2.061.3 : 556.332.56(26)

А. А. ГЕОДЕКЯН, А. ЗАБАНБАРК (Ин-т океанологии АН СССР),
А. И. КОНЮХОВ (МГУ)

Колебания уровня океана и процессы нефтегазоаккумуляции на окраинах материков

Окраины континентов принадлежат к тем немногим регионам на нашей планете, с которыми в настоящее время связаны перспективы открытия крупных скоплений углеводородов. Исследования последних лет свидетельствуют о том, что зоны перехода от континентов к океану, действительно, становятся крупными районами разведки и добычи нефти и газа. Так, уровень добычи нефти на континентальных окраинах уже приближается к 1/4 от общемирового. Суммарные извлекаемые запасы нефти составляют здесь половину мировых запасов нефти и до 2/3 мировых запасов газа [2].

Говоря о закономерностях пространственного распространения уже открытых скоплений нефти и газа, следует обратить внимание на важное обстоятельство: большая часть запасов нефти и газа сосредоточена на пассивных материковых окраинах. Основными районами нефтедобычи стали окраины Мексиканского залива, Северного моря, атлантические окраины Канады, Бразилии, Западной Африки (Гвинейский залив и шельф Анголы), западные окраины Индостана и Австралии в Индийском океане, а также древние (мезозойские) окраины Тетиса в Персидском заливе. В то же время на огромных по протяженности участках пассивных окраин, например на окраинах Северо-Западной Африки, Восточной Африки, Южной Австралии, Аргентины, Северной Бразилии и Суринама, Антарктиды, атлантической окраины США и др., до настоящего времени не открыто сколько-нибудь значительных нефтяных и газовых месторождений.

Распределение извлекаемых запасов нефти и газа в различных по возрасту комплексах отложений в отдельных регионах пассивных окраин

приведено в табл. 1, 2. Основные ресурсы жидких углеводородов сосредоточены в относительно узких стратиграфических интервалах. Особенно обращает на себя внимание концентрация запасов в верхнеюрских, преимущественно оксфорд-кимериджских и нижнемеловых апт-альбских отложениях. В первых заключено почти 20, во вторых — более 25 % всех нефтяных ресурсов, открытых в зонах перехода от континентов к океану с пассивным тектоническим режимом.

Ресурсы углеводородных газов распределены по-другому: почти половина запасов приурочена к пермским отложениям (14,4 млрд. м³) при значительных скоплениях в нижнеюрских (1,4 млрд. м³), апт-альбских (2,0 млрд. м³), олигоцен-нижнемиоценовых (2,6 млрд. м³) и миоценовых (3,6 млрд. м³) породах. Таким образом, максимумы по нефти и по газу совпадают только в отношении апт-альба и миоцена.

Иначе выглядит распределение запасов нефтяных и газовых углеводородов по литолого-стратиграфическим комплексам на активных окраинах материков (табл. 3): большая их часть связана здесь с молодыми, неоген-палеогеновыми отложениями, тогда как в мезозойских толщах открыто крайне мало месторождений. В сравнении с пассивными окраинами нижнемеловые породы содержат в активных переходных зонах ничтожные запасы УВ.

Таким образом, картина размещения углеводородных ресурсов в зонах перехода от континента к океану с пассивным и активным режимами различна. Отсюда следует, что к оценке перспектив нефтегазоносности пассивных и активных окраин необходимо подходить дифференцированно. При-

Таблица 1

Размещение извлекаемых запасов нефти (в числителе, млрд. т) и газа (в знаменателе, трлн. м³) в кайнозойских отложениях пассивных континентальных окраин

Шельф	Q ₁	N ₂	N ₁ ³	N ₁ ¹	N ₁ ¹ +P ₃	P ₃	P ₂	P ₁	P ₁ +K ₃	Запасы по региону
Восточно-Канадский	—	—	—	—	—	—	—	0,03 0,1	—	0,03 0,1
Мексиканского залива	0,3 1,2	0,05 0,3	0,5 0,4	0,2 0,2	—	—	0,3 0,2	1,3	—	2,65 2,3
Бразилии и Аргентины	—	—	—	0,1	—	0,04 0,02	—	—	—	0,14 0,02
Северного моря	—	—	—	—	—	—	—	0,6 0,3	—	0,6 0,3
Гвинейского залива	0,1 —	0,05 —	0,2 0,2	0,15 0,05	—	0,1 —	0,1 0,05	0,1 —	—	0,8 0,3
Юго-Западной Африки	—	—	—	—	—	—	0,1 0,05	—	—	0,1 0,05
Бенгальского залива	—	—	0,1 0,3	0,2 0,2	—	—	—	—	—	0,3 0,5
Аравийского моря	—	—	0,25 0,3	0,23 0,2	—	—	—	—	—	0,48 0,5
Персидского залива	—	—	—	—	10,4 2,1	—	—	—	—	10,4 2,1
Красного моря	—	—	0,5 0,3	0,2 0,1	—	—	0,04 —	—	—	0,74 0,4
Восточной Африки	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	0,15
Адриатического моря	—	0,04 0,3	—	0,05 0,15	—	—	—	—	—	0,09 0,45
Залива Габес	—	—	—	—	—	—	0,3 0,1	—	—	0,3 0,1
Моря Бофорта	—	—	—	—	0,1 0,2	0,4 0,6	0,3 0,5	—	—	0,8 1,3
Всего	0,4 1,2	0,14 0,6	1,55 1,5	1,13 0,9	10,5 2,3	0,54 0,62	1,14 1,05	1,43 0,1	0,6 0,3	17,43 8,57

уроченность скоплений нефти и газа в областях с активным тектоническим режимом к молодым, преимущественно кайнозойским образованиям объясняется, по-видимому, тем, что большая часть древних осадочно-породных комплексов в этих регионах дислоцирована и метаморфизирована, что связано с несколькими фазами орогенеза и магматизма, охватившими краевые части континентов в Тихом океане в позднем мезозое—раннем кайнозое

(именно здесь сосредоточена большая часть активных окраин).

Вопрос о причинах неравномерного распределения запасов углеводородов по литолого-стратиграфическим комплексам на пассивных материковых окраинах более сложен. Оно определяется соотношением коллекторов, флюидоупоров и нефтегазогенерирующих пород в составе осадочных формаций того или иного возраста. В формационном плане разрезы пассивных

Таблица 2

Извлекаемые запасы нефти (в числителе, млрд. т) и газа (в знаменателе, трлн. м³) в мезозойских отложениях пассивных окраин

Шельф	K ₃	K ₂ -al	K ₁	K ₁ -J	J ₃	J ₂	J ₁	T ₃	T ₂	T ₁	T ₁ -P ₂	P ₂	P ₁	C ₁	D ₁	D ₂	По региону
Восточно-Канадский	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,1 0,3	—	—	1,0 1,5
Мексиканского залива	0,5	0,2	0,3	0,2	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3
Бразилии и Аргентины	0,5	—	0,8	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Северного моря	0,8	—	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5
Гвинейского залива	0,2	—	0,2	—	0,4	—	—	0,6 0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2
Юго-Западной Африки	0,2	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7
Западной Австралии	0,1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,6
Персидского залива	0,4	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7
Красного моря	0,1	0,2	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6
Восточной Африки	—	—	0,2	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0
Валенсийского залива	—	—	0,2	0,01	—	—	0,06 0,2	—	—	0,04 0,3	0,05	—	—	—	—	—	0,3
Адриатического моря	0,1	—	3,2	1,1	—	—	0,05 0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05
Залива Габес	—	—	0,2	—	7,3 0,3	—	0,02 0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Моря Бофорта	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северный склон Аляски	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Всего	6,22 1,02	15,63 2,0	5,5 0,82	1,73 0,26	9,10 1,0	2,17 0,37	0,26 1,42	0,64 0,24	—	0,14 0,8	1,4 0,15	0,11 11,2	— 3,1	0,42 0,3	0,21 —	0,3 —	43,57 22,68

Таблица 3

Размещение извлекаемых запасов нефти (в числителе, млрд. т) и газа (в знаменателе, трлн. м³) в недрах активных континентальных окраин

Шельф	Q ₁	N ₂	N ₁ ³	N ₁ ²	N ₁ ¹	N ₁ ¹ +P ₃	P ₃	P ₂	P ₁
Залива Кука	—	— 0,08	0,01 0,08	— 0,03	—	0,3 0,01	—	—	—
Прибрежной части Калифорнии	—	0,3 0,09	—	0,8 —	0,2 0,3	—	0,02 0,01	0,05	—
Залива Гуаякиль	—	0,07 0,2	—	—	0,08 0,2	—	—	0,9	—
Японского моря	0,3 0,1	0,3 0,1	0,2 0,1	0,2 0,2	—	—	—	—	—
Заливы Бохайвань и Ляодунский	—	—	—	—	—	—	0,5 0,4	0,5 0,3	—
Южно-Китайского моря	—	0,6 0,3	0,5 0,5	—	0,1 0,1	0,2 0,6	—	—	0,1 0,1
Морей Яванского, Сулавеси и Макасарского пролива	—	0,1 0,07	0,05 0,2	0,05 0,1	0,2 0,1	0,3 0,1	0,3 0,3	—	—
Залива Папуа	—	—	0,01 0,15	—	—	—	—	—	—
Тасманова моря и Баскова пролива	—	—	—	—	—	—	—	0,5 0,3	0,1 0,2
Всего	0,3 0,1	1,37 0,84	0,77 1,03	1,05 0,33	0,58 0,7	0,8 0,71	0,82 0,44	1,75 0,6	0,2 0,3

окраин часто отличаются однотипностью. Так, триасовые образования на атлантических окраинах США и Северо-Западной Африки представлены терригенными, красноцветными формациями континентального генезиса, почти идентичными по набору пород. Верхнеюрские отложения на огромных пространствах в периферийных частях Атлантического океана сложены известняками: рифовыми, биоморфно-детритусовыми и оолитовыми, накапливавшимися в пределах так называемых карбонатных платформ — мелководных банок на древних шельфах, окружающих недавно раскрывшуюся неширокую Центральноатлантическую впадину. С раннемеловой эпохой на тех же окраинах было связано формирование коралловых рифов, лагунных отложений, а также мощных терригенных песчано-алевритоглинистых комплексов часто дель-

тового происхождения. Для позднего мела почти повсеместно (кроме атлантической окраины США и окраины Нигерии) было характерно накопление тонкозернистых мелоподобных известняков, прослоенных на отдельных участках фосфоритами, кремнистыми известняками и битуминозными глинами. Палеоген ознаменовался аккумуляцией по восточной периферии Атлантики, от Аквитании до Марокко и от Мавритании до Габона, палыгорскит-сепиолитовых, часто фосфоритовых глин с известняками [3]. С олигоценом и миоценом на большинстве окраин в Атлантическом океане связаны терригенные пески и глины аллювиально-дельтового и прибрежноморского генезиса, хотя во Флориде именно это время отмечено появлением упомянутых выше палыгорскит-сепиолитовых глин.

Несмотря на близкий характер

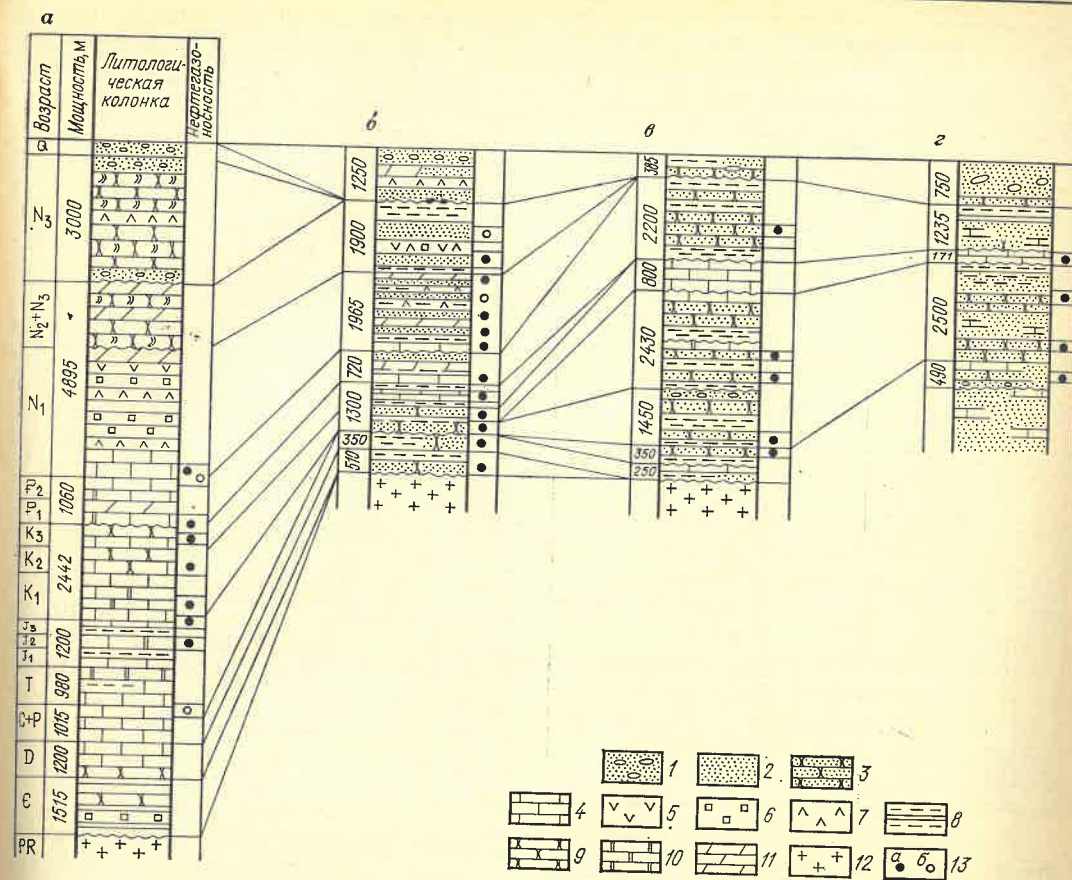


Рис. 1. Сводные литолого-стратиграфические разрезы осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин

а — Персидский залив; б — Красное море; в — побережье штатов Сержики-Алагоас, Бразилия; г — мо-

ре Лабрадор; 1 — гравелиты; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — гипсы; 6 — соль; 7 — ангидриты; 8 — глины и сланцы; 9 — мергели; 10 — алевриты; 11 — доломиты; 12 — кристаллические сланцы; 13 — залежи (а — нефти, б — газа)

строения осадочных разрезов на многих пассивных континентальных окраинах, было бы неправильным относить их к какому-либо одному типу, так как и климатическая зональность, и региональные тектонические события в различные эпохи влияли в большей или меньшей степени на состав формирующихся осадков. Так, в периферийных районах северной Атлантики, например на лабрадорской окраине Канады, располагавшейся на протяжении всего мезозоя и кайнозоя в приполярных либо умеренных широтах, осадочный чехол почти полностью сложен терригенными, песчано-алевритово-глинистыми отложениями [6]. Даже поздний мел — эпоха глобального карбонатаккумуляции — представлен здесь плотными алевритовыми

глинами, а тонкие пропластки известняков появляются лишь в эоценовой части разреза (рис. 1). В Северном бассейне, принадлежащем атлантической окраине Западной Европы, верхнемеловая и палеоценовые части разреза сложены преимущественно карбонатными породами, тогда как в составе юрских отложений преобладают глины, прослоенные горизонтами песчаников и известняков. Таким образом, при переходе от высоких широт к низким роль карбонатных пород в строении осадочного чехла пассивных окраин постепенно возрастает.

На окраинах, окружающих Тетис, к которым в мезозое принадлежал бассейн Персидского залива, преимущественная аридность климата предподре-

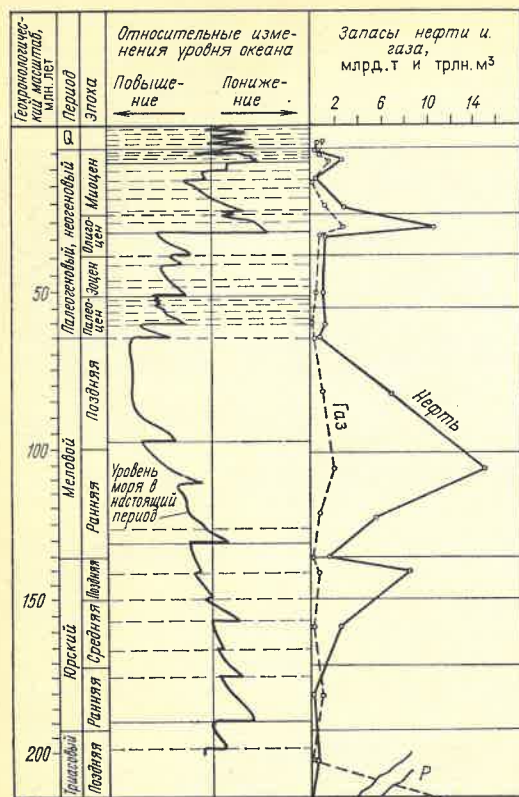


Рис. 2. Эвстатические колебания уровня океана и распределение запасов нефти и газа на пассивных континентальных окраинах

делила сульфатно-карбонатный состав огромного по мощности осадочного разреза, в котором от верхнего палеозоя вплоть до плиоцена преобладают известняки, мергели и доломиты с пачками и горизонтами каменной соли. Большая часть известняков имеет мелководное происхождение. Это рифовые, рудистовые и водорослевые осадки, сформировавшиеся на обширном шельфе, обрамлявшем в мезозое Аравийский выступ Гондваны с востока [5].

Огромное значение имели региональные тектонические процессы. Так, на окраинах Бразилии и Анголы нижний мел представлен континентальными, главным образом аллювиальными и озерными фациями (пески, известняки и битуминозные глины), которые перекрыты мощными соленосными толщами аптского возраста. Подобное строение разреза обусловлено раскрытием южной Атлантики на рубеже раннего и среднего мела и про-

никновением соленых морских вод в глубь рифтовых впадин, разделявших в неокоме расколовшиеся части Гондваны — Африку и Южную Америку. Аптская регрессия привела к изоляции прорвавшихся морских вод от океана, их испарению и формированию мощных соленосных толщ.

В настоящее время совершенно очевидна связь не только соленакопления, но и всего осадкообразовательного процесса на пассивных окраинах материков с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Эта связь проявлялась прежде всего в смещении максимума осадконакопления с шельфов в нижние части континентальных склонов и на подножие при крупных понижениях уровня океана. В периоды же высокого стояния океанских вод основная масса осадков накапливалась на расширявшихся шельфах и во внутренних районах континентов, куда проникало море. Зачастую менялся и состав осадков. Эпохи трансгрессий на большинстве пассивных окраин представлены карбонатными или сульфатно-карбонатными (лагунными) образованиями. С регрессивными эпохами чаще всего связаны терригенные кластические осадки и эвапориты. Примером трансгрессивной серии осадков может служить верхнемеловая толща известняков и мергелей, примером регрессивной последовательности — верхнемеловые комплексы песков и глин, накапливавшихся на многих шельфах, или турбидитные серии терригенных и карбонатно-кремнисто-терригенных отложений того же возраста, распространенных на континентальных склонах и подножиях. Анализ известной кривой колебаний уровня океана в мезозое и кайнозое, выведенной П. Вейлом, Р. Митчемом и С. Томпсоном [1], дает возможность лучше понять строение и генезис осадочных комплексов на окраинах материков с пассивным тектоническим режимом (рис. 2).

Раннемеловая эпоха ознаменовалась рядом крупных регрессий: одна из них произошла в берриасе, другая — в среднем и позднем апте. Влияние последней ощущалось и на протяжении первой половины альба. Значительные понижения уровня океана

были связаны также с ранне- и среднеюрской эпохами. Однако эти эпохи по существу остаются за рамками нашего анализа, так как в эти отрезки геологического времени существующие ныне материковые пассивные окраины находились еще в стадии образования, а древние окраины этого типа располагались по периферии Тетиса. К их рудиментам в настоящее время могут быть отнесены южные районы Персидского и северные районы Мексиканского заливов. Наконец, резко выраженными регрессиями были отмечены средний олигоцен и ранний миоцен. Из более поздних событий такого рода могут быть упомянуты мессинский (позднемиоценовый) и плейстоценовый минимумы.

Напротив, к эпохам высокого стояния уровня океана относятся, помимо позднемеловой, также палеогеновая и в менее выраженной форме позднеюрская эпоха и плиоцен. Причиной крупных трансгрессий, носивших глобальный характер, с позиций тектоники плит были процессы раскрытия крупных океанских впадин. Действительно, образование молодых и первоначально мелководных океанических водоемов должно было происходить главным образом за счет сокращения площади глубоководных котловин древних океанов (при условии постоянства объема и площади поверхности Земли). Вытесненная при этом вода поднимала общий уровень Мирового океана. Другой причиной, проявившейся в основном в кайнозое, могло быть исчезновение древних океанических водоемов, которые входили в состав Тетиса.

Причиной регрессий чаще всего были интенсивные тектонические процессы в краевых частях континентов, выражавшиеся в обрушении крупных блоков континентальной коры и общем углублении ложа океана. Важнейшее значение имели глобальное похолодание климата и связанное с ним образование ледовых шапок на полюсах, а впоследствии и материковые оледенения, когда значительные объемы воды консервировались в виде льда, что приводило к падению уровня океана.

Большой интерес представляет сопоставление кривой колебаний уровня

океана в мезозое и кайнозое с графиками распределения запасов нефти и газа в литолого-стратиграфических подразделениях, слагающих осадочный чехол в мелководных зонах континентальных окраин. Именно в этих районах сосредоточены в настоящее время разведка и добыча углеводородов. На рис. 2 можно видеть сложный характер соотношения максимумов и минимумов на указанных кривых. Первое, что обращает на себя внимание, это очевидное совпадение наиболее выраженных пиков концентраций нефтяных углеводородов с рядом минимумов на графике эвстатических колебаний уровня океана в мезозое и кайнозое. Речь идет главным образом о минимумах, которые приближаются или выходят за пределы разграничительной линии, отвечающей современному положению уровня океана. Иначе говоря, эти минимумы соответствуют крупным регрессиям большой амплитуды и продолжительности.

В то же время нельзя не отметить приуроченности других, менее выраженных максимумов на кривой распределения запасов нефти к тем литолого-стратиграфическим комплексам, которые формировались во время высокого стояния океана, т. е. отвечали трансгрессивным эпохам. Подобное сопоставление носит достаточно условный характер, так как максимумы на кривых распределения запасов нефти и газа по литолого-стратиграфическим комплексам относятся к целой геологической эпохе или интервалу длительностью два-три века, тогда как интервалы максимального развития трансгрессии и особенно регрессии отвечали значительно меньшим отрезкам геологического времени.

Очевидная связь между рядом крупных регрессий и трансгрессий, с одной стороны, и концентрированием углеводородов (прежде всего нефтяных) в отложениях, которые им соответствуют, с другой — требует объяснений. На рис. 1 приведены разрезы отложений, наиболее типичные для пассивных окраин континентов в северной и центральной частях Атлантического и Индийского океанов. Можно видеть, что в этих переходных зонах, формирование которых было связано с распадом сначала Пангеи в

конце триаса и начале юры, а затем и с распадом Гондваны в раннемеловое время, эпохи низкого стояния уровня океана представлены терригенными и соленосными образованиями, а эпохи трансгрессий — карбонатными отложениями.

Рассмотрим вначале отложения регрессивных эпох. На окраинах Анголы, Камеруна и Бразилии, заложение которых относится к раннему мелу, регрессии этого времени сопровождались накоплением континентальных красноцветных серий (берриас, частично неоком), а затем мощных соленосных толщ (средний апт). Регрессии же, прошедшие на рубеже палеогена и неогена, привели к формированию дельтовых и прибрежноморских терригенных комплексов. Таким образом, на разных стадиях эволюции пассивных окраин континентов крупным регрессиям отвечали различные по литологическому составу серии отложений. Действительно, в рифтовую стадию падение уровня океана вызывало повышение базиса эрозии и более интенсивное разрушение внутриконтинентальных орогенных поднятий. Следствием этого было накопление делювиально-пролювиальных, а позднее и аллювиальных образований в крупных депрессиях континентальных рифтов. Пик же регрессии на ранних стадиях развития пассивных окраин отвечали в поясах гумидного климата толщи песчаников и конгломератов с углями, а в аридных обстановках, которые господствовали в большинстве районов рифтогенеза, — соли.

После формирования собственно материковой окраины понижение уровня океана сопровождалось осушением большей части древнего шельфа и выдвижением береговой линии, а вместе с ней цепочки лагун и дельт ближе к континентальному склону. При этом в районах выхода к океану поперечных континентальных рифтов [4] на окраинах стали накапливаться дельтовые отложения в виде крупных линз терригенных осадков, так называемые клиноформы. Часть терригенного материала сгружалась на континентальный склон, у подножия которого появились глубоководные конусы выноса. Быстрое прогибание и возрастающая нагрузка дельтовых осадков спо-

собствовали обрушениям пород в пределах этого и соседних участков окраины. В итоге часть дельтовых и авандельтовых комплексов осадков ныне погружены на значительные глубины и разбурены в нижней части континентального склона и на его подножии. Мощность линз дельтовых и авандельтовых осадков, накопившихся в раннемеловую эпоху, достигает, по данным геофизики, 2—3 тыс. м (бассейны Тарфая-Аюн, Сенегальский и др.). Образованные пра-Миссисипи и пра-Нигер дельтовые и подводнодельтовые комплексы имеют поистине огромные размеры.

Чередование коллекторов (песков) и флюидоупоров (глин) наряду с обогащением последних органическим веществом — следствие повышенной биопродукции в зонах смешения пресных и морских вод, а также благоприятный структурный фон, связанный с оползанием и обрушением крупных осадочных блоков в зонах формирования мощных клиноформ. Все это предопределило высокую перспективность дельтовых и авандельтовых отложений, распространенных на континентальных окраинах в эпохи значительных понижений уровня океана. Крупные и мелкие дельтовые комплексы различного возраста нефтеносны на шельфах Гвинейского залива, в северных районах Мексиканского залива, Юго-Западной Африки, Западной Австралии, западных районах Индостанского полуострова, в дельтах Ганга, Брахмапутры, Нила и на других участках пассивных окраин.

Нельзя забывать и о том, что фациальный спектр шельфовых осадков даже в условиях регрессий далеко не исчерпывался дельтовыми и авандельтовыми образованиями, которые были развиты главным образом в районах выхода к океану континентальных рифтов (авлакогенов) либо находились на продолжении передовых прогибов, обрамлявших молодые горноскладчатые сооружения (в современную эпоху Предгималайский прогиб, к которому приурочены долина и дельта Ганга). Промежутки между указанными клиноформами заняты, как показало бурение в бассейнах Северо-Западной Африки (Дуккала и Эссауира), лагунами образованиями:

доломитами и известняками с прослоями сульфатов. Это типично регрессивные маломощные отложения, широко распространившиеся здесь в раннемеловую эпоху.

На окраинах в поясах с типично аридным климатом, куда с суши не поступал материал, выносимый реками, падения уровня океана, даже значительные, не приводили к замене накопивавшихся здесь карбонатных осадков терригенными. Наблюдалось лишь перемещение фаций по профилю через шельф и континентальный склон. Старые барьерные рифы и отложения мелководных банок, будучи частично осушенными, подвергались эрозии, а в сохранившихся частях рифовых и водорослевых построек вследствие выщелачивания развивались многочисленные пустоты. Новые же рифовые комплексы начинали формироваться у кромки шельфа либо на выступах коренных пород, осложнявших верхнюю часть склона.

Таким образом, регрессии не приводили на подобных окраинах к полному прекращению рифостроительства, а процессы выщелачивания и доломитизации ранее отложенных карбонатных комплексов часто способствовали возникновению в них высоких емкостных характеристик. Поэтому крупные и крупнейшие залежи нефти и газа, открытые в Персидском заливе и в некоторых других районах, приурочены как к позднеюрским, так и к раннемеловым карбонатным толщам, которые имели первоначально рифовую, лагунную или отмелевую (карбонатные банки) природу, подверглись в берриасе и апте — альбе глубокому выветриванию, что благоприятствовало становлению их как коллекторов. Наиболее ярким примером могут служить раннемеловые известняки формаций Шуйба, распространенные в восточной периферии Аравийского полуострова, которые под влиянием выщелачивания и развивавшейся впоследствии доломитизации и трещиноватости превратились в высокопористые коллекторы, вмещающие огромные залежи углеводородов [5].

Эпохи крупных трансгрессий на большинстве пассивных окраин ознаменовались в низких и средних широтах широким распространением кар-

бонатных отложений. Последнее было обусловлено резким сокращением площади суши и выноса на шельф и склон терригенного материала. Поэтому периоды высокого стояния уровня океана становились временем глобального карбонатонакопления. В карбонатных толщах на пассивных окраинах сосредоточена почти половина ныне открытых запасов нефтяных углеводородов. Значительная их часть приурочена к карбонатным комплексам нижнего мела (регрессивный комплекс), но огромное количество нефти открыто в карбонатных породах трансгрессивных комплексов: в позднеюрском — около 11 млрд. т, в позднемеловом 6,8 млрд. т. Во многих случаях это рифовые известняки либо биогермы водорослевого происхождения — природные коллекторы, которые способны вмещать крупные скопления нефти и газа.

Объяснить это можно тем, что постепенное повышение уровня океана благоприятствует росту рифов, развитие которых затруднено при отсутствии постоянного и быстрого прогибания морского дна. На участках пассивных окраин, где активное рифостроительство по тем или иным причинам не получило распространения, осадки, отложенные в эпохи повышения уровня океана, как правило, представлены тонкозернистыми разностями (глины, мелоподобные известняки, мергели, а в лагунах соли) и не способны вмещать скопления углеводородов. Они нередко играют роль флюидоупоров и нефтематеринских толщ.

Таким образом, на пассивных окраинах материков как понижения, так и повышения уровня океана приводили к появлению условий, необходимых для последующего формирования залежей нефти, причем крупные регрессии благоприятствовали накоплению главным образом терригенных нефте-вмещающих толщ, тогда как трансгрессии сопровождалась распространением карбонатных отложений, в том числе рифовых и других сооружений, которые впоследствии также стали играть роль крупных вмещающих залежей нефти и газа. Однако значение регрессий более велико, так как они не только способствовали аккумуляции будущих коллекторов и флюидо-

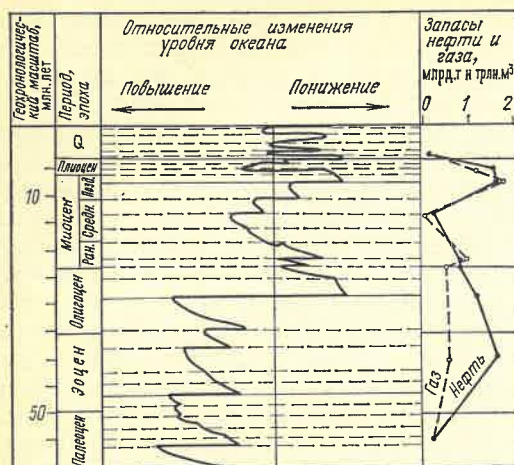


Рис. 3. Эвстатические колебания уровня океана и распределение запасов нефти и газа на активных континентальных окраинах

упоров, но и благоприятствовали развитию пустотных пространств в ранее образовавшихся осадочных комплексах. С отложениями, накопленными в периоды, которые не отмечены значительными изменениями уровня океана, например, палеоцен, эоцен, олигоцен и плиоцен, не связаны в настоящее время сколько-нибудь крупные скопления углеводородов.

На пассивных материковых окраинах запасы газа приурочены к отложениям преимущественно регрессивных эпох, прежде всего к тем, для которых было характерно региональное распространение соленосных или глинистых серий — будущих флюидоупоров. Основные запасы газа сконцентрированы в пермских, нижнеюрских, нижнемеловых и миоценовых отложениях.

В зонах перехода с активным тектоническим режимом, для которых типичны интенсивное горообразование, вулканизм, а также отсутствие широких шельфов (последние встречаются только в тыловых, приконтинентальных районах окраинных морей), понижения уровня океана не приводят к резким изменениям фациальных характеристик осадков, море не распространяется здесь во внутренние районы континентов (исключение представляют островодужные окраины) при трансгрессиях, так как со стороны суши окраина ограничена горными хребтами. Состав материала,

поступающего на шельф и подножие склона, определяется в этих условиях интенсивностью денудации горных хребтов (т. е. климатом) и вулканизмом. Регрессивные комплексы здесь, как и на пассивных окраинах, придвинуты к краю шельфа и представлены мелкими и крупными проградационными линзами дельтовых и прибрежно-морских отложений. Однако смена терригенных фаций карбонатными и наоборот здесь наблюдается крайне редко. Понижения уровня вод на активных окраинах отражаются в погружении терригенного материала и распространении песков и галечников вплоть до края шельфа. Напротив, при повышении уровня океана наблюдается утонение шельфовых осадков и резкое уменьшение скоростей их аккумуляции. В этой связи легко понять, почему основные запасы углеводородов, открываемые на активных окраинах, сконцентрированы в отложениях регрессивных эпох (рис. 3), с которыми связаны хорошие коллекторские горизонты. В то же время отложения эпох повышения уровня океанских вод представлены, как правило, более тонкозернистыми образованиями, способными играть роль флюидоупоров.

Таким образом, эвстатические колебания уровня океана, обычно сопровождаемые сменой фациальных типов отложений по профилю через все материковые окраины, как пассивные, так и активные, создают условия, необходимые для формирования нефтепроизводящих и нефтевещающих комплексов осадков. Отложения периодов, не ознаменовавшихся крупными регрессиями или трансгрессиями, не содержат значительных скоплений нефтяных и газовых углеводородов. Крупные регрессии, обычно сменявшиеся инвазиями моря, — это эпохи регионального формирования коллекторов и флюидоупоров (солей), с трансгрессиями же связано широкое распространение карбонатных и тонкозернистых терригенных отложений, играющих роль флюидоупоров и нефтематеринских отложений. На пассивных окраинах в моменты высокого стояния уровня океана активно росли рифы и развивались разнообразные биогермные постройки, поэтому и отложения этих

эпох могут вмещать значительные скопления углеводородов. На активных окраинах нефтеносны и газоносны в основном молодые, кайнозойские отложения, сформировавшиеся в эпохи низкого стояния уровня океанских вод. Более древние образования мало перспективны, так как в большинстве своем деформированы и метаморфизованы в процессе активного горообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейл П., Митчем Р., Томпсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря. — В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М., 1982, с. 160—183.
2. Геодекян А. А., Забанбарк А. Распределение запасов нефти и газа в фанерозое континентальных окраин. — Сов. геология, 1983, № 3, с. 15—19.
3. Конюхов А. И. Литология мезокайнозойских отложений на современных окраинах материков. — Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1977, № 3, с. 69—79.
4. Конюхов А. И. Обстановки накопления осадков и их отражение в геотектонике материковых окраин. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., 1980, с. 69—86.
5. Frost S., Bliefnich D., Harris P. Deposition and porosity evolution of Lower cretaceous rudist buildup, Shualba Formation of eastern Arabian Peninsula. — Carbonate buildups SEPM, Core Workshop N 4, Dallas. 16—17 Apr. 1983. (Tulsa Okla), 1983, p. 381—410.
6. Labrador Sea play rich in Source beds favorable for major oil and gas reserves. — Oilweek, 1976, vol. 27, N 14, p. 33—35.

УДК 551.351 : 550.834 (268.46)

А. В. АМАНТОВ (ВСЕГЕИ)

Методика исследований платформенного чехла Онежского залива

В современных морских исследованиях ведущую роль играют геофизические работы, в частности для решения задач картирования и изучения структур — непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП). Наибольшие трудности возникают при установлении природы регистрируемых отражающих поверхностей вследствие недостаточной глубинности донного опробования, проводимого до бурения на шельфе. В первую очередь это относится к изучению дочетвертичных образований. Статья посвящена методике сопоставления предварительно интерпретированных (на основании изменения характера записи и результатов пробоотбора) разрезов НСП с данными берегового бурения. В основу положены материалы комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в последние годы ВСЕГЕИ совместно с МГУ в Онежской губе Белого моря.

Под водами залива и практически повсеместно развитыми четвертичными осадками залегают отложения чехла гдовской и котлинской свит валдайской серии венда и ниже — кристаллический фундамент, сложенный породами беломорской серии архея.

При интерпретации разрезов НСП выделены три сеймостратиграфических комплекса: акустический фундамент, соответствующий беломорской серии, и комплексы, отвечающие верхнепротерозойским платформенным образованиям и четвертичным осадкам. Они, в свою очередь, разделены на ряд подкомплексов.

Соотносимый с акустическим фундаментом кристаллический цоколь отделен от чехла характерной отчетливой границей, установленной практически непрерывно. Фундамент прослежен до шхер в юго-западной части залива, где он выходит на дневную поверхность и сложен породами беломорской серии. Массовое развитие обломков последних на участках дна бассейна, где мощность осадочного покрова минимальна, а фундамент местами обнажен, косвенно свидетельствует о доминировании и в этом случае образований архея. При изучении рельефа акустического фундамента отмечено множество обычно малоамплитудных смещений отражающей границы, что соответствует тектоническим нарушениям. Разломы как правило имеют характерные признаки (амплитуда смещения, выраженность

в структуре чехла и рельефе дна и т. д.), которые позволяют идентифицировать их от профиля к профилю и картировать. Многие дизъюнктивы являются границами крупных, часто длительно существующих блоков фундамента, выделенных при детальном изучении рельефа кристаллического субстрата и строения платформенного чехла [1].

Структура сеймостратиграфического комплекса, соответствующего верхнепротерозойским платформенным отложениям, в пределах залива различна. Судя по профилям НСП северо-восточной ориентации, подходящим к Онежскому п-ову юго-восточнее устья р. Лямца, фундамент в 8—12 км от берега испытал интенсивное дробление и сброс по разлому северо-западного простирания (300—310°). Сбросовую ступень, ограниченную с северо-запада Лямецкой системой нарушений северо-восточной ориентировки, покрывает непосредственно дочетвертичная толща. На ее наличие указывает субгоризонтальная, местами слабоболнистая отражающая поверхность, принятая за границу раздела сеймостратиграфических подкомплексов. Мощность нижнего — лямецкого — ступенчато увеличивается в юго-восточном направлении. Пробоотбором его природа не выявлена. Возможно соответствие подкомплекса песчаникам гдовской и (или) верхамненокской свит. Верхний — баканский — установлен к северо-западу до профиля море — Онежский берег (мыс Чесменский). В пределах упомянутой сбросовой ступени он перекрывает лямецкий подкомплекс, а на остальной площади залегает непосредственно на фундаменте. Мощность баканского подкомплекса быстро нарастает в направлении Онежского п-ова. Породы его почти целиком слагают береговой уступ и обнажаются в юго-восточной части дна бассейна вблизи Онежского берега. Донный пробоотбор показал, что они представлены зеленовато-серыми аргиллитами, тождественными аргиллитам котлинской свиты валдайской серии венда. На профилях НСП фиксируются останцы образований предположительно того же возраста, уцелевшие от денудации. Характерным для вол-

новой картины описываемого подкомплекса является наличие по всему интервалу множества субгоризонтальных отражающих площадок, иногда сливающихся в более протяженные границы, что может соответствовать прослоям и линзам более грубозернистого материала.

К северо-западу от профиля море — Онежский берег (мыс Чесменский) характер разрезов НСП существенно меняется. Надежно прослежена выровненная протяженная граница раздела двух сред с различными типами волновой картины. Их образование было разделено во времени. Прямолинейная горизонтальная кровля нижнего комплекса свидетельствует о длительной нивелировке слагающих его пород размывом. В перекрывающем сейсмокомплексе выявлены невыдержанные по мощности слои, часто разделенные своеобразными «зубчатыми» границами, установленными с перерывами. Верхний комплекс отождествлен с четвертичными осадками, а резко отличный от него нижний — с дочетвертичными.

В нижнем сейсмокомплексе, коррелируемом с верхнепротерозойскими платформенными отложениями, прослежена протяженная ось синфазности. На одних профилях она выражена отчетливо, непрерывно, на других — фрагментарно. Указанная граница разделяет два подкомплекса — верхний и нижний пушлатинские. Последний залегает непосредственно на акустическом фундаменте. Мощность его постепенно слабо увеличивается в северо-восточном направлении, затем она почти не меняется. Сеймостратиграфические соотношения с выделенными ранее подразделениями не ясны. Подкомплекс практически повсеместно перекрывается верхним пушлатинским, за исключением локальных участков, где породы его полностью денудированы. Это, очевидно, связано с возрастанием трансгрессии по мере расширения бассейна седиментации. Для верхнего подкомплекса, развитого к северо-востоку от островов Большой и Малый Жужмуи (северо-восточнее Беломорска), характерна выдержанность по мощности, лишь при приближении к береговой линии она постепенно несколько увеличивается.

По мере выклинивания местами меняется характер записи, в широких пределах варьируют мощности образований, появляются непротяженные волнистые границы. Создается впечатление, что это участки интенсивного перемыва и переотложения дочетвертичных пород или влияния экзарации. Следует отметить обособленно развитый подкомплекс, названный кондостровским. Он залегает непосредственно на акустическом фундаменте в слабо выраженной депрессии северо-западной ориентировки, которая намечается вдоль внешней границы шхер от устьев рек Малошуйка и Нименьга до Кондострова, севернее которого она срезана северо-восточными разломами. На отдельных профилях зафиксирована субгоризонтальная слоистость. Весьма характерно ухудшение приема отраженных от фундамента волн, что выражено в резком ослаблении записи кровли последнего в местах развития пород, слагающих кондостровский подкомплекс. Это может свидетельствовать о существенном уплотнении отвечающих ему образований. Такой вывод подтверждает и уменьшение времени пробега отраженных от фундамента упругих колебаний при увеличении мощности подразделения, т. е. большие средние скорости распространения волн в данных отложениях по сравнению со скоростями в контактирующих осадочных породах. Перечисленные особенности дают основание предполагать дочетвертичный возраст отложений, связываемых с кондостровским сеймостратиграфическим подкомплексом. Такой вывод косвенно подтверждается результатами ковшевого опробования, так как на участке, где геофизические данные указывают на возможную обнаженность, в составе донного каменного материала присутствует 20 % красноцветных образований. Они отождествлены с малошуйской свитой песчаников и алевролитов позднепротерозойского возраста, которая вскрыта скважиной у станции Малошуйка на Поморском берегу Онежской губы. Дочетвертичные отложения практически повсеместно перекрыты четвертичными осадками различного генезиса. Не останавливаясь на их детальном расчленении, отметим лишь су-

щественное различие мощностей за счет влияния неотектонических блоковых движений, в значительной степени унаследовавших древний структурный план.

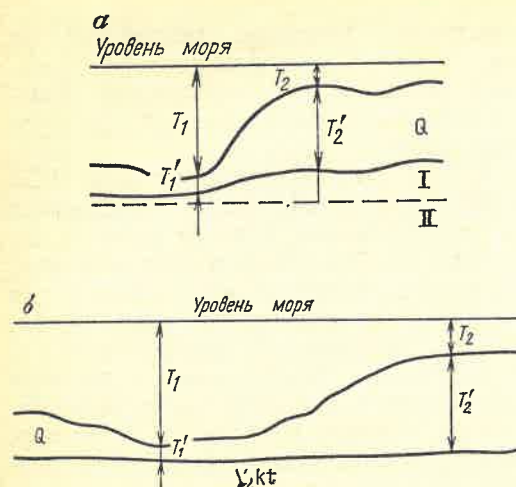
Природа выявленных методом НСП сеймостратиграфических комплексов и подкомплексов, одни из которых отвечают дочетвертичным образованиям, а другие четвертичным, очень редко может быть установлена при пробоотборе. Подтвердить правильность интерпретации комплексов и выявить соответствие большей части подкомплексов удалось лишь после сравнения сейсмогеологических профилей с разрезами скважин, пробуренных на побережье Онежского п-ова.

Для проведения корреляции следующим образом оценены средние скорости распространения упругих колебаний в породах, соотносимых с сеймостратиграфическими подразделениями.

На сейсмограммах фиксируется время T , за которое волны достигают поверхности сред с различной акустической жесткостью и, отражаясь, возвращаются. Поэтому расстояние до определенной границы раздела вычисляется по известной формуле

$$h = \bar{v} \frac{T}{2}.$$

T снимается непосредственно с ленты. Для определения мощностей выделенных сеймостратиграфических подразделений и сравнения сейсмических разрезов с данными бурения необходимо найти скорости распространения волн в различных средах. Они могут быть получены путем измерений на образцах, расчетом коэффициентов отражения, методом двухканального профилирования и т. п. [2]. В ходе работы средние скорости прохождения упругих колебаний найдены путем сопоставления их с известной скоростью пробега волн в толще воды (1,47 км/с) и сравнения расчетов со скоростями, полученными при исследовании образцов и сейсмокаротаже скважин на северо-востоке Восточно-Европейской платформы [3]. Были выделены участки профилей, где под действием экзогенных факторов изменяется мощность толщи, для которой производятся вычисления. В случае



когда мы уверены, что при увеличении мощности акустического комплекса или подкомплекса «скачок» подошвы связан не с блоковыми движениями, для расчета скорости по сопоставлению временных разрезов можно воспользоваться простой формулой

$$\bar{v}_1 T_1 + \bar{v}_2 T_1' = \bar{v}_1 T_2 + \bar{v}_2 T_2',$$

где $\bar{v}_1$, $\bar{v}_2$ — скорости волн в воде и в исследуемой толще, T_1 , T_1' , T_2 , T_2' — времена пробега волн через толщи воды и осадков в разрезах (рис. 1, а). Тогда

$$\bar{v}_2 = 1,47 (T_1 - T_2) / (T_2' - T_1').$$

если подошву толщи можно принять близкой к горизонтальной. Когда между сравниваемыми скоростными разрезами нижняя граница изучаемого комплекса постепенно поднимается или опускается, вводится поправка $\Delta T_1 \bar{v}_1$ и

$$\bar{v}_2 = \bar{v}_1 (T_1 - T_2 \pm \Delta T_1) / (T_2' - T_1').$$

Иначе говоря, оценка скоростных характеристик пород может быть проведена, если есть возможность для конкретного разреза определить истинную конфигурацию поверхностей раздела, искажения которых есть следствие изменения скоростей пробега упругих волн в отложениях различного генезиса и возраста. Метод может быть использован для участков акваторий с небольшим числом слабодислоцированных маломощных осадочных комплексов, каковым и является Онежский залив. Погрешности измерений увеличиваются вниз по раз-

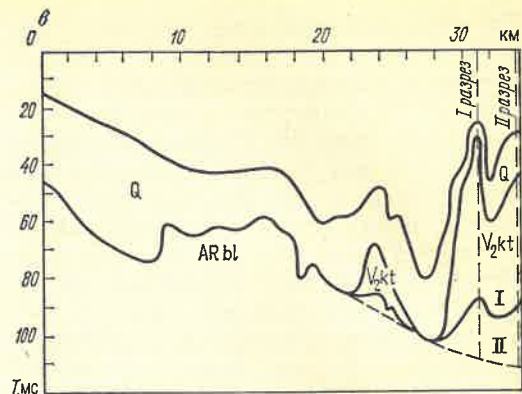


Рис. 1. Оценка средней скорости распространения упругих колебаний в сеймостратиграфическом комплексе методом сопоставления разрезов с резким изменением мощностей

а — для комплекса, соотносимого с четвертичными осадками; б — то же, конфигурация подошвы не искажена; в — для баканского подкомплекса, отвечающего вендским образованиям ($V_{\text{вкт}}$); 1 — предполагаемая реальная подошва комплекса, II — та же граница, искаженная вследствие увеличения скорости распространения упругих колебаний в соответствующих подразделах пород

резу. Для более точного определения скоростной характеристики каждого комплекса и подкомплекса необходимо проводить большее число замеров, что, однако, не всегда возможно.

В результате получены следующие результаты. Для северо-восточной части бассейна, где сеймостратиграфический комплекс, отвечающий четвертичным осадкам, имеет максимальные в пределах залива мощности, среднюю скорость волн можно принять равной скорости распространения упругих колебаний в воде (см. рис. 1, б). На это указывает сохранение субгоризонтальной конфигурации отражающей поверхности, которая является подошвой комплекса (см. рис. 1, б). Однако по латерали значения могут изменяться до 1,6 км/с. В целом для четвертичных осадков в пределах бассейна получены близкие к 1,5 км/с скорости, за исключением нескольких локальных участков, где они повышаются до 1,8 км/с.

Широко развитым в северо-западной части залива ледниковым отложением, характеризующимся хаотической или нерегулярной волновой картиной [2], присущ значительный разброс скоростей распространения упругих волн — от 1,6 до 2,1 км/с, по видимому, как по вертикали, так и по латерали. Об этом свидетельствуют постоянные резкие изменения вре-

мени прихода импульсов, отраженных от нижележащего акустического фундамента, которые создают «раздробленную» поверхность последнего.

Несколько более высокие скорости волн характерны для описанных ранее нижнего и верхнего пушлатинского подкомплексов. Большие средние значения (2—2,5 км/с) получены для отложений, соответствующих баканскому подкомплексу (см. рис. 1, в), что может быть связано с большей мощностью образований и меньшей обводненностью слоев вниз по разрезу. Для кондостровского подкомплекса, отождествляемого с песчаниками и алевролитами малосуйской свиты, получены значения 1,85—2,2 км/с. Сравнение результатов с измерениями скоростных параметров в образцах и сейсмокаротажом скважин осадочного чехла северо-восточной части плиты [3] дало вполне удовлетворительную сходимость.

Для венда также привлечены результаты исследований образцов из Белоруссии [3], так как здесь детально изучены физические свойства отложений гдовской и котлинской свит, сходных с развитыми на склоне Бал-

тийского щита не только литологическим составом, но и по плотности. Как упругие свойства осадочных пород, так и плотность зависят в основном от их пористости и литологического состава. В известной зависимости $v \approx 1,095 \sqrt{E/\sigma}$ модуль упругости E , как правило, увеличивается больше, чем плотность σ при уменьшении пористости. С увеличением плотности пород обычно возрастает и скорость распространения в них упругих волн. Небольшую скорость распространения упругих колебаний в образованиях венда в Онежском заливе можно объяснить тем, что древние породы, за все время геологической истории находившихся близ поверхности, не имеют повышенную плотность. В табл. 1, 2 представлены средние значения скоростей [3] по измерениям на образцах и данным сейсмокаротажа.

Расчет мощностей осадочных комплексов на основании полученных средних скоростей распространения волн позволил сопоставить предварительно интерпретированные разрезы с материалами бурения на побережье Онежского п-ова. Для этого сейсмогеологические профили дотраивались на

Свойства пород по измерениям в образцах

Таблица 1

Район	Порода	Число измерений	Скорость, км/с
Четвертичные отложения			
Юго-Западное Предтиманье	Глина	4	1,4
	Суглинок	5	1,4
	Супесь	67	1,4
Печорская впадина	Песчаник	4	1,8
	Глина	33	1,5
	Суглинок	32	1,4
Котлинская гряда	Супесь	22	1,7
	Песчаник	3	1,0
	Суглинок	33	1,4
	Супесь	7	1,4
Венд, валдайская серия			
Юго-Западное Предтиманье	Глина	18	1,8
	Песчаник	3	2,0
	Алевролит	8	2,6
Белоруссия	Песчаник (гдовская свита)	89	2,0
	Алевролит (котлинская свита)	27	1,8

Таблица 2

Свойства пород по данным сейсмокаротажа

Район	Порода, ее возраст	Мощность, м	Скорость, км/с
Сысольский свод	Глины песчаные с галькой и валунами, Q	16—150	1,17
Седухинское поднятие	Суглинки, глины, пески, Q	4—162	1,34
	Песчаники с прослоями глин, PR ₂ —Е	18	1,66
Средний Тиман	Суглинки, глины, Q	73	1,81
Печорская впадина	Песчаники, PR ₂	10	1,96
Печорская гряда	Суглинки, глины, Q	90	1,56
	Суглинки, пески, Q	38	1,70

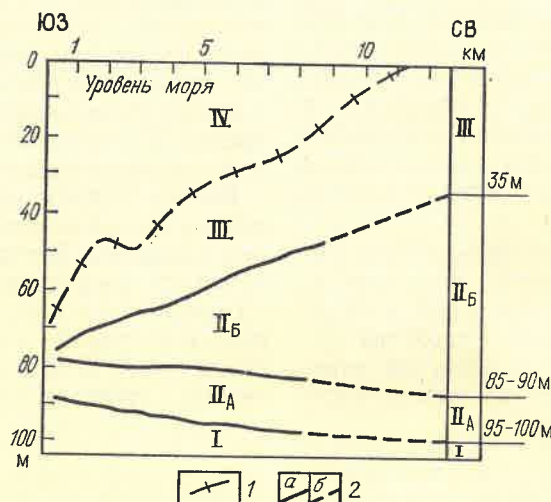


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез море — Онежский берег

1 — поверхность дна (упрощенно); 2 — границы раздела сред (а — установленные, б — возможные); I — акустический фундамент, II_A — нижний пушлатинский

сейсмостратиграфический подкомплекс. II_B — верхний пушлатинский подкомплекс, III — комплекс, соответствующий четвертичным осадкам, IV — водная среда

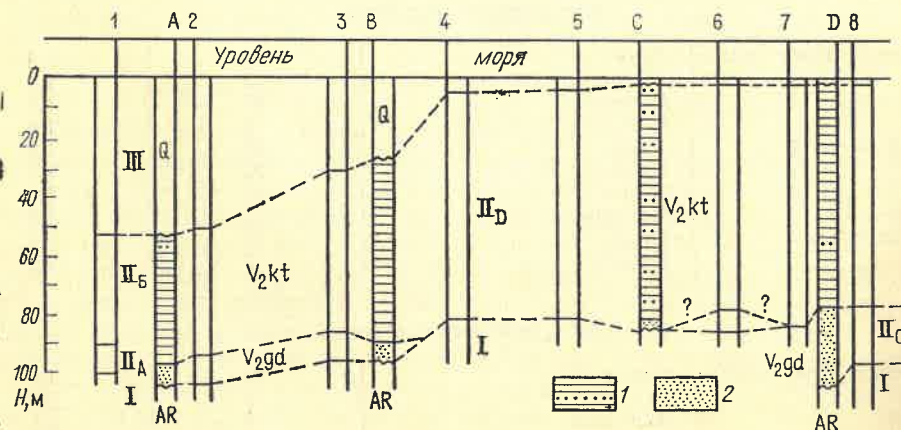


Рис. 3. Схемы сопоставления сейсмоакустических колонок с разрезами скважин

1—8 — колонки; А, В, С, D — скважины; 1 — глины, аргиллитоподобные глины с прослоями песчаников котлинской свиты (V₂kt); 2 — песчаники и конгло-

мераты гдовской свиты (V₂gd) (разрезы скважин даны по В. П. Копылову); II_C — лямийский подкомплекс, II_D — баканский подкомплекс; остальные усл. обозн. см. рис. 2

сушу путем графической экстраполяции наиболее четко прослеживаемых отражающих поверхностей (рис. 2). Такое продление важнейших границ раздела сред стало возможным вследствие значительной выдержанности разрезов осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и отсутствия значительных смещений по разрывным нарушениям. В результате экстраполяции составлены сейсмоакустические колонки, представляющие собой, по существу, прогнозные разрезы скважин, на которых указаны мощности осадочных комплексов по данным НСП (см. рис. 2, 3). Предполагаемый по результатам профилирования возраст их мог быть доказан, уточнен или отвергнут только на основании сопоставления колонок и материалов бурения.

В непосредственной близости от берега пройдены четыре скважины, достигшие пород архея. На базе кернавого материала подтвердилось отождествление сейсмоакустического фундамента с породами беломорской серии архея, развитие в пределах Онежского залива образований валдайской серии венда и разделение их на гдовскую (нижний пушлатинский и лямийский подкомплексы) и котлинскую (верхний пушлатинский и баканский подкомплексы) свиты, а также сопоставлены расчетные и действительные мощности четвертичных осадков (см. рис. 3). Это стало возможным благо-

даря тому что местным стратиграфическим подразделением присущи резкие изменения вещественного состава пород. Мощности рассчитанных сейсмостратиграфических и местных стратиграфических подразделений очень хорошо согласуются (см. рис. 3). При сравнении глубины залегания кровли фундамента получено максимальное расхождение (9 м) лишь в скважине D и ближайшей к ней колонке, что, по-видимому, связано, либо с осложнением в этом районе общего погружения пород архея сбросами северо-западной ориентировки, либо с большей скоростью распространения упругих колебаний по сравнению с принятой.

Предложенная методика исследования сейсмостратиграфических комплексов может быть рекомендована для расчленения разрезов осадочного чехла внутренних бассейнов, связанных с системой ограничения Балтийского щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А. В. Геология дочетвертичных образований и блоковое строение Онежского залива. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1985, № 28, с. 12—19.
2. Девдариани Н. А. Геологическое строение Беломорской впадины. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1985.
3. Физические свойства осадочного чехла Восточно-Европейской платформы/Под ред. Н. В. Подобы и М. Л. Озерской. М.: Недра, 1975.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.313 : [552.1 : 54+549] : 550.822.6 (479.24)

А. С. ОСТРОУМОВА, И. Я. ЦЕНТЕР (ВСЕГЕИ)

Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины

Разрез Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1) представляет уникальную возможность для изучения состава и строения земной коры Куриинской межгорной впадины — одного из характерных тектонических элементов

Альпийской складчатой области, интересной в связи с проблемой ее нефтегазоносности и реконструкции истории геологического развития.

Вскрытый разрез (глубина 8267 м) расчленяется на три главных

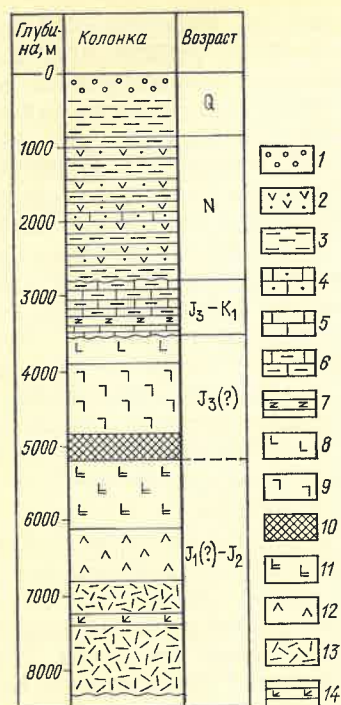


Рис. 1. Сводная схематическая колонка СГ-1

1—4 — моласса Куринской межгорной впадины: 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — туфопесчаники, песчаники, туфоалевролиты, 3 — глины, аргиллиты, 4 — известняки песчаные, алевроитовые; 5—6 — карбонатная толща мезозоя; 7 — известняки органогенные, органогенно-обломочные, 6 — известняки глинистые; 7—13 — вулканогенная толща мезозоя: 7 — силлы афировых и плагиофировых измененных базальтов (I пачка), 8 — плагиофировые базальты — шлаковые брекчии, гналокластиты, лавы, лавобрекчии (II пачка), 9 — оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты в излившихся фациях и пироксен-плагиоклазовые в излившихся фациях вулканокластических фациях (III пачка), 10 — интенсивно цеолитизированные вулканиты — пироксен-плагиоклазовые базальты (иногда с амфиболом), роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты, афанитовые спилитовидные базальты (IV пачка), 11 — пропилитизированные двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, преобладают вулканокластические фации (V пачка), 12 — пропилитизированные пироксеновые и амфибол-пироксеновые андезиты, преимущественно излившиеся фации (VI пачка), 13 — пропилитизированные и частично превращенные во вторичные кварциты кислые эффузивы — дациты, плагиориолиты, реже андезиты — лавы, туфы, пемзовые брекчии (VII пачка); 14 — секущие тела долеритов, микродолеритов, диабазов

структурно-вещественных комплексов (рис. 1)*: 1) неоген-четвертичная моласса Куринской межгорной впадины (2830 м); 2) мезозойская карбонатная толща с редкими силлами базальтов (710 м); 3) мезозойская вулканогенная толща (более 4700 м). Возраст вулканогенной толщи пока не может считаться окончательно доказанным

* Расчленение осадочных толщ приведено по данным АзНИПИнефть, вулканогенной толщи — по данным А. С. Остроумовой.

вследствие неоднозначной датировки перекрывающих известняков [3], бедности самой толщи органическими остатками и большим разбросом данных абсолютного возраста, определявшего калий-аргоновым методом по многочисленным валовым пробам в различных лабораториях. Имеются лишь единичные определения возраста по минеральным фракциям из амфиболовых андезитов с глубины 5200 м, давшие 146 ± 6 млн. лет (А. Г. Рублев), и по радиоляриям с глубины около 6600 м (Л. Б. Тихомирова), датирующие толщу в широком возрастном диапазоне: нижняя (позднее время) — средняя — поздняя (раннее время) юра. В качестве наиболее вероятного может быть принят возраст вулканогенной толщи как ранняя — средняя юра для нижней части разреза и поздняя юра — ранний мел для верхней части.

На основании детального макроскопического изучения керна, его опробования (выполненных при содействии сотрудников Саатлинской нефтеразведочной экспедиции А. В. Велиева, А. З. Мустафаева, З. И. Гасанова) и дальнейших комплексных лабораторных исследований установлена сложная внутренняя структура вулканогенной толщи (см. рис. 1) и проведено ее расчленение на пачки [9]. Петрографически толща представляет собой непрерывный ряд пород от базальтов до плагиориолитов с преобладающими базальтами, подчиненным объемом андезитов и близким к ним во вскрытой части разреза количеством кислых вулканитов. На фоне общей антидромной последовательности залегания пород в разрезе вулканогенной толщи установлена второстепенная ритмичность, выраженная в двукратном проявлении андезитов (пачки IV и VI), а также в различии базальтов, залегающих на разных уровнях разреза.

Минералого-петрографическая характеристика вулканогенной толщи. Подавляющее большинство пород представлено порфировыми разновидностями с широкими вариациями парагенезисов минералов-вкрапленников (плагиоклаз, оливин, пироксен, амфибол, магнетит). Наиболее распространенный класс пород — порфировые базальты и андезибазальты — разделяется по

составу минералов-вкрапленников на ряд групп: плагиофировые, оливин-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые разновидности. При этом вероятность появления андезибазальтов возрастает от первых к последним. Среди андезитов (при постоянном присутствии вкрапленников плагиоклаза) выделяются амфиболовые и пироксеновые, а также амфибол-пироксеновые разновидности. Последние связаны постепенными переходами с амфибол-пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами. Дацииты и плагиориолиты — существенно плагиофировые породы с редкими вкрапленниками амфибола, еще реже — пироксена.

Плагиофировые базальты слагают самые верхние горизонты вулканогенной толщи (II пачка), а также полностью аргиллизированные силлы среди перекрывающих карбонатных пород, условно объединенные нами в I пачку. Это мелкопорфировые олигофировые, иногда флюидальные, пористые до шлаковидных породы. Под микроскопом имеют весьма характерный облик: фенокристаллы зонального основного плагиоклаза (до битовнита) погружены в темно-бурое или черное непрозрачное стекло, содержащее многочисленные мелкие кристаллики магнетита и редкие микролиты плагиоклаза. Плагиоклаз либо свежий, либо в различной степени альбитизированный. Обильные поры выполнены хлоритом, бурым палагонитом, реже кальцитом, во трещинах иногда отмечается анальцит. Характерно чередование лав с прослоями гналокластитов и шлаковых брекчий того же петрографического состава.

Оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты (III пачка) закономерно переслаиваются между собой, иногда присутствуют в одном лавовом потоке или силле (первые преимущественно в закалочных зонах). Это яснопорфировые, пористые, в средних частях потоков — плотные массивные лавы, образующие также лавобрекчии, прослои гналокластитов, шлаковых брекчий, литокластических туфов.

Оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты обычно содержат более 50 %

вкрапленников. Резко преобладает плагиоклаз (размер 1—2 мм), клинопироксен (5—7 мм) составляет 10—15 %, оливин (десять доли миллиметра) — от единичных зерен до 2—3 %, магнетита 1—3 %, по размеру он близок оливину. Плагиоклаз резко зональный, в ядрах до 80—90 % Ап, иногда частично альбитизирован, хлоритизирован, сосюритизирован, трещиноват. Клинопироксен почти всегда свежий. Оливин в свежем виде не встречен, но уверенно диагностируется по псевдоморфозам характерного облика, сложенным хлоритом, серпентином, иногда зеленым или буроватым бовлингитом, рудной пылью. Те же вторичные минералы заполняют миндалины и трещинки в породе. Преобладают интерсерральная и микродолеритовая структуры основной массы, встречаются полустекловатые разновидности. Это единственная группа базальтов, содержащая значительные количества клинопироксена не только во вкрапленниках, но и в основной массе.

Пироксен-плагиоклазовые базальты при общем сходстве с оливин-пироксен-плагиоклазовыми отличаются от них не только отсутствием вкрапленников оливина, но и характером основной массы — преобладанием гналопилитовых структур, редкостью интерсеральных и практически отсутствием микродолеритовых структур. В этой группе появляются переходы к андезибазальтам.

Амфибол-пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты — относительно редко встречающиеся породы, всегда в ассоциации с пироксен-плагиоклазовыми базальтами и амфибол-пироксен-плагиоклазовыми андезитами. Наиболее характерны для IV пачки.

Породы яснопорфировые, близкие по облику к пироксен-плагиоклазовым андезибазальтам, но часто несущие признаки гибридности: фенокристаллы плагиоклаза и пироксена резко различной формы, размера, степени и характера изменений, неравномерное распределение амфибола в породе, пятна хлорита и кварца в основной массе микролитовой структуры. Амфибол (1—2 %) имеет длиннопризматический габитус, светло-зеленый, иногда буроватый с относительно слабым плеохроизмом; по определению на микрозонде

является магнезиально-железистой обыкновенной роговой обманкой, слабо отклоняющейся в сторону гастингсита. Минерал в большинстве случаев совершенно свежий, иногда с узкой опацитовой оторочкой. Основная масса микролитовая или гиалопилитовая.

Двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты — широко распространенная группа пород, особенно в V пачке; образует массивные или миндалекаменные лавы, лавобрекчии, лавокластиты и литокластические туфы (последние преобладают), обычно интенсивно пропилитизированные. От других порфировых базальтов отличается присутствием двух видов фенокристаллов пироксена — свежего клинопироксена и полностью замещенного хлоритом. В хлоритовых псевдоморфозах не обнаружено реликтов свежего минерала, поэтому нет оснований утверждать, что первичный минерал был ортопироксеном или клинопироксеном иного состава. Тем не менее за этой группой пород условно сохранено название двупироксеновой. По-видимому, неравномерная хлоритизация связана с начальной стадией пропилитизации пород; не исключено, что определенную роль здесь играли процессы гибризма расплавов различного состава.

Андезиты появляются в разрезе вулканогенной толщи дважды. В первом случае (IV пачка) они встречаются в ассоциации с пироксен-плагиоклазовыми и амфибол-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами, а также афировыми спилитовидными базальтами (по-видимому, мелкими дайками). Преобладают амфиболовые и пироксен-амфиболовые разновидности андезитов. В наиболее свежих участках видна сериально-порфировая структура с обильными (до 50 %) фенокристаллами зонального плагиоклаза — андезина размером 1—2 мм, заметно пелитизированного — и микрофенокристаллами (0,1—0,2 мм), более свежими, альбит-олигоклазового состава. Встречены единичные вкрапленники замутненного калиево-натриевого полевого шпата. Амфибол (10—15 %) по облику и составу аналогичен определенному в амфибол-пироксен-плагиоклазовых андезибазальтах. Постоянно присутствуют изометричные вы-

деления магнетита (1—2 %), иногда в сростаниях с призмами апатита. Основная масса скрытокристаллическая, по-видимому, девитрифицированное стекло, иногда в нем видны микролиты полевого шпата и мельчайшая сыпь высокопреломляющего темноцветного недиагностируемого минерала. Пироксен-амфиболовые андезиты отличаются от них присутствием небольших количеств мелких вкрапленников клинопироксена. При цеолитизации пород происходит интенсивное замещение ломонитом всех лейкократовых минералов, в то время как амфибол и пироксен остаются свежими.

Второй раз андезиты появляются в низах V пачки в ассоциации с двупироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и далее слагают всю VI пачку, чередуясь с выходами мощных силлов микродолеритов. Породы интенсивно пропилитизированы, по реликтам текстур среди них выделяются лавы и туфы. В наиболее свежих участках пород видно, что среди них преобладают пироксеновые и амфибол-пироксеновые разновидности. Состав вкрапленников диагностируется преимущественно по форме выделений, продуктам замещения, иногда по реликтам первичных минералов. От «верхних» андезитов эти породы отличаются меньшими размерами и количеством вкрапленников (менее 50 %), основным составом плагиоклаза (в реликтах — до лабрадора) и присутствием двух разновидностей амфибола: а) близкой к обыкновенной роговой обманке со слабым отклонением к гастингситу (но более железистой, чем в андезитах IV пачки); б) близкой к гастингситу по содержанию Fe и Al^{IV} с небольшим отклонением в сторону чермакитов за счет низкого содержания Na. Основная масса в менее измененных разновидностях сложена лейстами альбит-олигоклаза и апостекловатым кварц-хлорит-сосюритовым мезостазисом. В большинстве случаев это плотный трудно диагностируемый землистый альбит-эпидот-хлорит-карбонатный агрегат, иногда с гнездами вторичного кварца.

Дацинты и плагиориолиты преобладают в объеме VII пачки, переслаиваясь с андезитами, аналогичными выходящим лавам VI пачки, пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и сил-

лами базитов. Породы интенсивно пропилитизированы, местами превращены во вторичные кварциты. По реликтам текстур среди них выделяются монолитные, участками флюидальные и пузрыстые лавы, пемзовые брекчии и туфы, игнимбритоподобные образования. Дацинты и плагиориолиты — существенно плагиофировые породы с редкими псевдоморфозами по темноцветным минералам (преимущественно амфиболу) и единичными сильно разложенными кристаллами рудного минерала. Отмечаются два типа фенокристаллов плагиоклаза: более крупные (2×3 мм), полностью замещенные вторичными минералами, гранулированные, образующие гломеропорфировые скопления, и мелкие лейстовидные (0,5×1,0 мм) выделения более свежего альбит-олигоклаза. Основная масса — микрофельзитовый агрегат с небольшим количеством рудной пыли (в дацитах), часто атакситовой структуры за счет неравномерной перекристаллизации. По стеклу, как правило, развиваются хлорит-серицит-кварц-карбонатные агрегаты, нередко наблюдается реликтовая перлитовая отдельность. В пемзовых туфах, а иногда и в лавах присутствует небольшое количество частиц более основного состава, замещенных хлоритом с реликтовой микролитовой или интерсертальной структурой.

Такситовая лава дацита-андезита встречается в интервале глубин 8038—8050 м. Установлена гибридная природа этих своеобразных пятнистых пород, которые являются продуктом смешения расплавов различного состава, отвечающих охарактеризованным выше дацитам и андезитами.

Базиты субвулканических пластовых и секущих тел, встречающихся практически по всему разрезу, представлены спилитовидными базальтами, микродолеритами, кварцевыми долеритами и кварцевыми диабазами, габбро-норитами. Все перечисленные разновидности (за исключением последних)* обнаруживают большое петрографо-петрохимическое сходство и различаются лишь по присутствию (или отсутствию) фе-

нокристаллов плагиоклаза и пироксена и степени раскристаллизации основной массы. По этим признакам они составляют последовательный ряд пород: 1) наименее раскристаллизованные афировые (и спорадофировые) спилитовидные базальты со значительным количеством апостекловатого мезостазиса и тонкими лейстами плагиоклаза*; 2) афировые, иногда олигофиромые микродолериты со структурой, переходящей от микродолеритовой к интерсертальной, а иногда к микроофитовой; 3) афировые кварцевые долериты и кварцевые диабазы, различающиеся лишь по степени изменения, в них преобладают офитовые (иногда пойкилофитовые) структуры; 4) порфировые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые долериты (5—50 % фенокристаллов плагиоклаза и до 10 % клинопироксена). Степень порфировости и раскристаллизации основной массы базитов, как правило, возрастает с увеличением глубины их залегания.

Породы вулканогенной толщи, как упоминалось выше, в той или иной степени изменены, в разрезе установлена вертикальная метаморфическая зональность [9, 13]. Базиты пластовых и секущих тел отличаются значительно большей свежестью.

Детальное исследование состава главных первичных породообразующих минералов было проведено с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax (инженер-оператор В. Н. Куранова) в свежих и наименее измененных участках пород. Основное внимание уделено изучению «сквозных» минералов (плагиоклазов, клинопироксенов и магнетитов) для наиболее распространенных групп базальтов и андезибазальтов (оливин-пироксен-плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклазовых), обнаруживших сходство состава и характера зональности вкрапленников перечисленных минералов.

Плагиоклаз фенокристаллов характеризуется большим диапазоном осцилляторной зональности (90—45 % An), как правило, с прямой направленностью: наиболее распространенные со-

* Габбро-нориты встречаются в единичных образцах керна, условия их залегания не ясны. Не исключено, что они представляют собой включения в лавах.

* Слагают преимущественно дайки и приконтактные зоны микродолеритовых силлов, изредка — маломощные лавовые потоки.

Таблица 1

Состав клинопироксенов базальтов и андезитобазальтов, %

Оксиды	1 (7)*	2 (7)	3 (9)	4 (6)	5 (1)	6 (1)	7 (1)	8 (1)
SiO ₂	51,43	48,96	49,96	50,46	52,72	47,11	50,38	46,53
Al ₂ O ₃	2,23	5,68	3,27	3,38	1,09	6,18	2,46	5,67
TiO ₂	0,61	0,84	1,09	0,91	0,57	2,32	1,33	2,73
FeO	10,53	7,73	12,87	15,25	10,40	11,16	13,33	11,90
MgO	15,70	14,18	14,23	13,27	16,47	13,56	12,96	12,03
CaO	19,15	22,46	18,31	16,08	18,18	19,24	18,96	20,34

Число катионов на 6 атомов кислорода

Si	1,91	1,81	1,88	1,91	1,96	1,77	1,91	1,76
Al	0,10	0,25	0,14	0,15	0,05	0,27	0,11	0,28
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,07	0,04	0,08
Fe	0,33	0,24	0,40	0,48	0,32	0,20	0,42	0,38
Mg	0,87	0,78	0,80	0,75	0,91	0,76	0,73	0,68
Ca	0,76	0,89	0,73	0,65	0,72	0,77	0,77	0,82

Примечание. 1—4 — пироксены в наиболее характерном образце (№ 2137, 4686—4692 м) оливин-пироксен-плагноклазового базальта: 1—2 — зоны внутренних частей фенокристаллов, 3 — краевая зона, 4 — микролиты основной массы; 5—8 — пироксены в афировых базитах субвулканических тел: 5—6 — крайние составы из 17 определений в спилитовидном базальте (обр. 4672, 5634—5636 м), 7—8 — крайние составы из 21 определения в микродолерите (обр. 2336, 4817—4824 м).

* В скобках — количество определений.

ставы в ядрах (90—70 % An), в краевых зонах 60—45 %. Микролиты кислее фенокристаллов (54—35 % An), но существует область перекрытия их составов.

Для фенокристаллов клинопироксена (авгиты разной степени субкальциевости, глиноземистости и железистости) с помощью многомерного анализа методом главных компонент [6] установлен тренд осцилляторной зональности их внутренних частей*: Si, Mg, Fe ↔ Al, Ca (Ti). Изменение состава в зонах определяется согласованными изоморфными замещениями во всех трех позициях структуры пироксена: $(Mg, Fe)_{y^{2+}} + Si_{z^{4+}} \leftrightarrow (Al, Ti)_{y^{3+}} + Al_{z^{3+}}$; $Mg, Fe_{y^{2+}} \leftrightarrow Ca_{x^{2+}}$. Тренд от фенокристаллов к микролитам основной массы имеет совершенно иное направление: Mg, Ca ↔ Fe, определяющееся простыми замещениями в октаэдрах. Индивиды основной массы представлены железистыми авгитами и ферроавгитами (табл. 1, № 4). Краевые зоны фенокристаллов приближаются по составу к наименее железистым микролитам (№ 3).

* В табл. 1 приводятся крайние составы (№ 1, 2) для образца с наибольшей амплитудой зональности.

Магнетит в названных разновидностях лав, как правило, выделяется и в интрателлурическую, и в эффузивную стадии. Наиболее заметными примесями в нем являются титан и алюминий. Магнетиты фенокристаллов богаче примесями (Ti 6,5—9 %, Al 1,4—3 %, Mg 0,1—0,5 %), чем рудная пыль в основной массе (Ti 3,2—5,8 %; Al 0,2—1,2 %; Mg 0,1—0,2 %).

Установленный характер зональности фенокристаллов плагноклаза и пироксена, соотношение составов вкрапленников и микролитов, наличие зерен магнетита, относящихся к интрателлурической стадии кристаллизации, и их состав свидетельствуют о том, что интрателлурическая кристаллизация протекала в неравновесных условиях на небольших глубинах при относительно высоких давлениях кислорода и невысоких температурах с продолжительным формированием вкрапленников по мере продвижения расплава к поверхности и заметным отличием условий образования минералов в эффузивную стадию.

Базиты субвулканических пластовых и секущих тел сходны с базальтами лавовой фации, что минералогически подчеркивается близостью состава пи-

роксенов и характера их изменчивости.

Наибольший интерес представляет установленная неоднородность состава плагноклаза (зональность идиоморфных лейст 75—35 % An) и клинопироксена в афировых разновидностях базитов. Направление изменчивости клинопироксена: Al, Ca, Ti ↔ Mg, Si, (Fe) аналогично тренду зональности внутренних частей фенокристаллов в лавах и определяется теми же изоморфными замещениями. В отличие от осцилляторной зональности вкрапленников в породах лавовой фации, здесь изменчивость недискретна (см. табл. 1, № 5—8 — крайние составы), но отчетливо устанавливается направление изменения состава пироксена в процессе кристаллизации: мелкие ксеноморфные зерна в микроофитовых участках структур менее глиноземисты, так же как окончания наиболее вытянутых отростков крупных ксеноморфных зерен в пойкилоофитовых участках и краевые зоны идиоморфных кристаллов. Следовательно, этот низкоглиноземистый субкальциевый авгит разной степени железистости — магнезиальности (№ 5, 7) завершает кристаллизацию пироксена в афировых базитах и образуется после кристаллизации плагноклаза (офитовая структура).

Сходство трендов изменчивости пироксена в афировых базитах офитовой структуры и тренда осцилляторной зональности внутренних частей фенокристаллов в лавах позволяет и в этом случае связывать появление зон разного состава с одновременной кристаллизацией вкрапленников плагноклаза. Магнетит в базитах пластовых и секущих тел является титаномангнетитом (содержание титана до 13 %), выделяется в конце кристаллизации, образуя идиоморфные и ксеноморфные зерна с элементами скелетного роста, свидетельствующими о пересыщении расплава железом.

Петрохимическая характеристика вулканогенной толщи*. На бинарной диаграмме кремнезем — сумма щелочей (рис. 2) точки составов пород вулканогенной толщи образуют два разоб-

* Дается на основании 168 анализов пород, выполненных в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ; аналитики Н. Ю. Бунакова, А. А. Цимошенко.

ный и сложно построенный, в области основных — средних составов, второй, более простой, — в области умеренно кислых. Первый рой распадается на ряд фигуративных полей, отвечающих породам выделенных пачек, второй — отвечает породам VII и отчасти VI пачек.

Если рассматривать эволюцию химизма вулкаников во временной последовательности, то можно видеть проявление трех антидромных ритмов, существенно различающихся диапазоном изменчивости по SiO₂ и уровнем содержания щелочей (см. рис. 2). Более ранний «длинный» ритм ВВ' (пачки VII — VI — V) бимодальный, с медленным накоплением щелочей и низким суммарным их содержанием при заметном повышении роли калия в кислых породах VII пачки. Более поздний «короткий» ритм ББ' (пачки IV — III) отличается более узким диапазоном изменчивости содержаний SiO₂ и отчетливо проявленной тенденцией быстрого накопления щелочей. Завершающий ритм АА' (пачки II — I) однороден по SiO₂ и широко дифференцирован по содержанию щелочей.

Повышенная щелочность андезитов (трахиандезитов) IV пачки выражена в их модальном составе (появление вкрапленников и микролитов калиево-натриевого полевого шпата), в базальтах III и II пачек она не выражена в их первичном составе и, по-видимому, наложена за счет привноса щелочей из цеолитизированных пород IV пачки. Этот процесс обусловлен значительной сорбционной способностью базальтов вследствие высокой пористости и обилия прослоев гиалокластитов.

Анализ временной петрохимической изменчивости пород на примере соотношений других, менее подвижных элементов показал следующее. В координатах TiO₂ — FeO'/MgO породы образуют ряд полей, сгруппировавшихся в соответствии с выделенными пачками (рис. 3). Снизу вверх по разрезу (пачки VII, VI, V) вначале отмечается плавное повышение титанистости одновременно падением значения железомagneзиевого отношения (тренд ВВ'), что вполне объяснимо сменой среднекислых пород VI — VII пачек базальтами V пачки. Поля пород IV и III пачек при сохранении низких значений

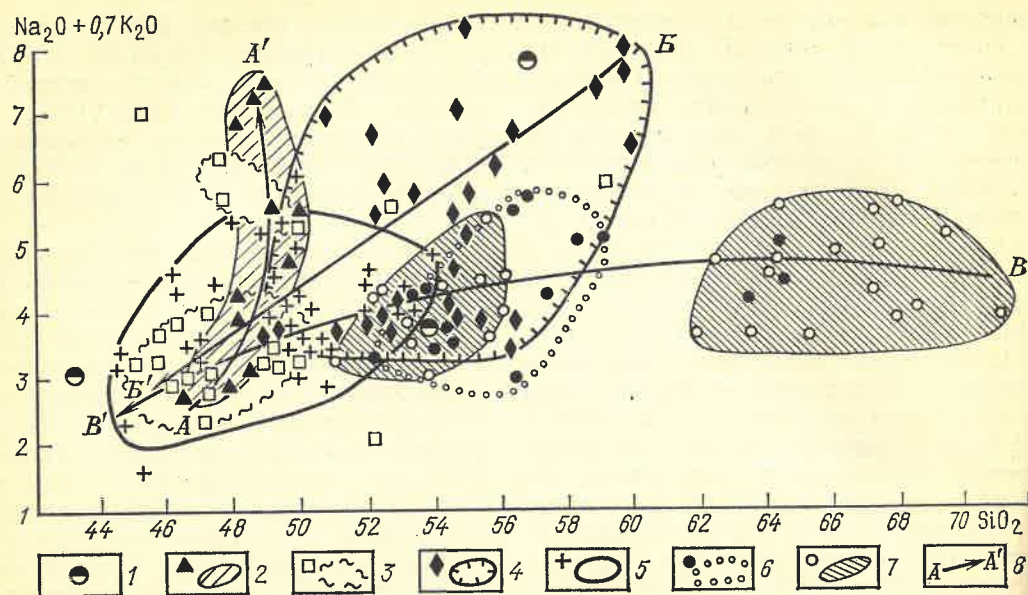


Рис. 2. Диаграмма кремнезем — сумма щелочей
1 — фигуративные точки состава силлов измененных базальтов в известняках (I пачка); 2—7 — точки со-

железо-магниевого отношения образуют тренд ББ', характеризующийся дальнейшим повышением титанистости. Плагифиновые базальты II пачки отличаются от всех предшествующих резким изменением направления тренда за счет одновременного повышения титанистости и значения железо-магниевого отношения (тренд АА').

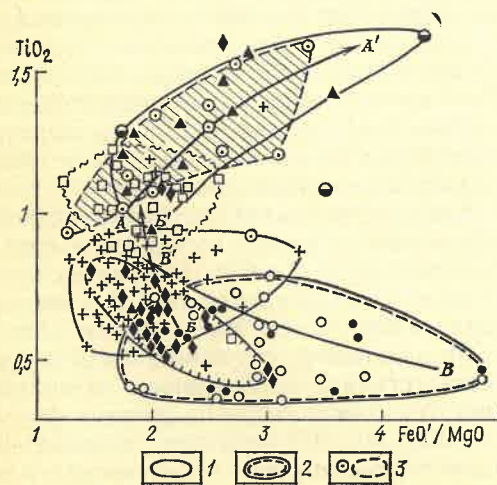


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 — FeO'/MgO
1—2 — общий контур фигуративного поля пород: 1 — I и II пачек, 2 — VI и VII пачек; 3 — фигуративные точки и контур фигуративного поля базитовых силлов и даек, локализованных в средне-кислых породах VI и VII пачек; остальные условные обозн. см. рис. 2

ставов и контуры фигуративных полей пород: 2 — II пачка, 3 — III пачка, 4 — IV пачка, 5 — V пачка, 6 — VI пачка, 7 — VII пачка; 8 — главные тренды петрохимической изменчивости

К ним приближается и большинство субвулканических тел базитов, встречающихся на разных уровнях разреза.

Размещение роев точек в координатах Ti — Cr характеризуется большой плотностью вследствие малых вариаций содержаний этих элементов (рис. 4). Вместе с тем от VII пачки к VI и V наблюдается согласованное по-

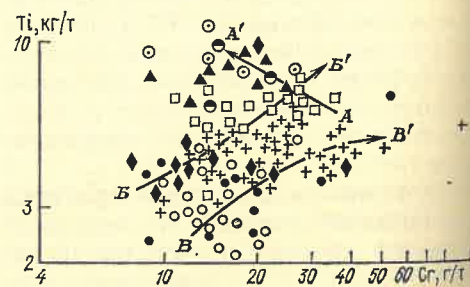


Рис. 4. Диаграмма Ti — Cr
Условные обозн. см. рис. 2

вышение титанистости пород и содержания в них хрома (тренд ББ'), коррелирующее со сменой их петрографического состава. Породы IV и III пачек дают аналогичный повторный ритм (тренд ББ'). Для II и I пачек, так же как в координатах титан — железо-магниевого отношение, наблюдается резкое изменение характера тренда (АА'); они оказываются аномальными относительно всего нижележащего разреза. Силлы и дайки базитов характеризуются низкими содержаниями хрома.

Обсуждение результатов. Вскрытая Саатлинской сверхглубокой скважиной вулканогенная толща сформировалась в условиях долгоживущего центра (центров) вулканической активности [1] на протяжении юрского и, возможно, раннемелового времени. Эволюция вулканизма отражена в последовательном проявлении дифференцированных серий вулканических пород, сопровождавшихся внедрением родственных им субвулканических интрузий базитов. Границы серий определяются скачкообразным изменением состава пород, выраженным в их петрографических,

петрохимических и геохимических параметрах. На современном уровне изученности во вскрытой части вулканогенной толщи (она пройдена не на всю мощность) могут быть выделены по крайней мере три вулканические серии, наиболее отчетливо выраженные петрохимическими ритмами и подтвержденные самостоятельными тенденциями ряда индикаторных петрогеохимических отношений.

Ранняя серия (пачки VII, VI, V) и следующая за ней серия Б (пачки IV—III) различаются как составом пород одного вида, так и долей отдельных их видов. Так, базальты серии В отличаются от вышележащих более высокой кремнеземистостью, низкой титанистостью и низкой степенью окисленности железа (табл. 2). В то же время базиты обеих серий (эффузивные и субвулканические) обнаруживают петрохимическую близость по другим параметрам, сходство составов породообразующих минералов, трендов зональности минералов-вкрапленников, что может свидетельствовать об унаследованности области мантийной магмогенерации и условий кристаллизации

Средний состав пород вулканогенной толщи, %

Таблица 2

Окислы	Плагитовые базальты	Оливин-пироксен- плагноклазовые базальты	Пироксен-плагноклазо- вые базальты				Двупироксен- плагноклазовые базальты	Амфибол-пироксен- плагноклазовые андезиты	Пироксеновые андезиты	Амфиболо- вые и амфибол- пироксено- вые андезиты		Дайты	Платиориты	Сингитовидные базальты	Микродегриты
	II*	III	III	IV	V	VII	V	IV	VI	IV	VI	VII	VII	V	VII
O ₂	48,45	47,99	47,80	52,45	49,05	51,21	51,25	53,05	56,40	57,19	57,45	64,93	68,98	50,57	49,01
O ₂	1,32	1,06	0,98	0,74	0,76	0,79	0,71	0,70	0,62	0,54	0,52	0,50	0,41	1,14	1,45
O ₂ O ₃	16,75	17,20	17,28	17,25	17,43	17,43	17,17	17,34	17,32	16,65	15,96	14,24	13,68	16,46	16,75
O ₂ O ₃	7,94	4,60	5,46	3,59	4,16	3,46	3,88	3,56	3,10	3,63	1,78	1,98	1,47	2,95	5,20
CaO	4,46	6,32	5,50	4,37	5,55	5,10	5,39	4,76	4,65	3,17	3,95	2,34	2,03	6,66	7,49
MgO	0,12	0,22	0,20	0,24	0,20	0,18	0,20	0,20	0,16	0,17	0,16	0,10	0,10	0,21	0,20
NaO	4,93	5,26	5,59	3,88	4,84	3,23	4,98	4,25	2,78	2,86	2,91	1,51	0,88	4,64	4,52
NaO	6,54	9,02	7,87	6,89	8,79	7,59	7,71	5,65	5,36	4,92	5,48	3,40	3,18	7,93	7,42
NaO	4,15	3,08	3,72	4,31	3,05	2,28	3,00	4,54	4,35	4,72	2,80	3,08	3,00	3,61	3,39
O ₅	0,89	0,55	0,64	1,49	0,92	1,90	0,96	1,24	0,93	1,81	1,85	2,22	2,11	0,63	0,77
п. п.	0,25	0,21	0,34	0,17	0,18	0,20	0,13	0,27	0,17	0,18	0,13	0,13	0,08	0,22	0,27
	4,53	4,10	4,79	4,42	5,44	6,22	4,59	4,60	3,97	4,17	7,44	4,67	4,06	5,13	3,51
число кристаллов	7	10	7	4	22	4	18	3	5	7	5	9	5	7	3

* Римскими цифрами обозначены пачки.

в промежуточном очаге (очагах?). Андезиты серий Б и В (пачки IV и VI) различаются не только на петрохимическом уровне, но и по петрографо-минералогическим признакам, что может интерпретироваться как следствие различных условий их генезиса. Кроме того, в серии Б резко уменьшается объем андезитов по сравнению с серией В; кислые породы вообще исчезают.

С учетом характерных черт неравновесности состава двупироксен-плагиоклазовых базальтов V пачки, проявлений гибридных такситовых лав в VI пачке и элементов контаминации кислых пород VII пачки фрагментами пород базальтового состава всю серию В можно считать преимущественно контаминационной, образованной за счет взаимодействия мантийных толеитовых базальтов с коровыми палингенными расплавами умеренно кислого состава. Серия Б может рассматриваться как проявление мантийных базальтов, эволюционировавших до известково-щелочного состава, а также базальтов повышенной щелочности [8].

Наиболее поздняя серия А (пачки II—I) отличается от предыдущих не только петрохимическими признаками (см. табл. 2), но и наиболее простым парагенезисом первичных минералов, повышением железо-магниевого отношения и титанистости, одновременным снижением содержаний тугоплавкого хрома, высокой степенью окисленности расплава.

Таким образом, генеральный временной тренд состава мезозойских вулканитов района заложения СГ-1 выражается в возрастании фемичности серий пород как за счет увеличения в них доли базальтов, так и повышения фемичности последних. Внутри двух ранних дифференцированных серий, если рассматривать их лишь с точки зрения вариаций кремнекислотности, в направлении роста SiO_2 наблюдается повышение содержания K_2O и согласованное падение MgO , CaO и суммарного железа при сохранении относительно низкой степени его окисленности. Накопления глинозема не происходит.

Сравнивая установленную изменчивость пород вулканогенной толщи СГ-1 с главными типами трендов вулканических ассоциаций различных тектониче-

ских обстановок [12], можно видеть сходство вариаций главных компонентов двух ранних саатлинских серий (В и Б) с трендом «континентализации», характерным для островных дуг. На заключительном же этапе вулканизма (серия А) эта изменчивость имеет, с одной стороны, черты тренда, свойственного магматизму континентальных рифтов и авлакогенов, а с другой — черты сходства с так называемым анортозитовым трендом второго типа, характерным для слабо подщелочных толеитовых базальтов островных дуг [10].

Временная тенденция поведения щелочей имеет более сложный характер. На фоне постоянного снижения роли калия во времени наблюдается скачкообразное возрастание общей щелочности на границе серий В и Б, имеющее, по-видимому, первичную магматическую природу. Повышение содержания щелочей в базальтах серии А, очевидно, является следствием их вторичного перераспределения в процессе низкотемпературного изменения вулканитов.

Особенности вулканических фаций и палеогеографических условий проявления вулканизма [1, 9], а также установленный характер вулканических серий и временных трендов позволяют сделать заключение о наибольшем сходстве двух ранних саатлинских серий с сериями тихоокеанских островных дуг [4]. При этом серия В близка сериям дуг курильского, а серия Б — алеутского (камчатского) типов. Следует отметить, что антидромность в развитии вулканизма островных дуг известна [11] и, по-видимому, является элементом их общего возвратно-поступательного процесса эволюции. Некоторые островные дуги не проходят полный гомодромный путь развития, а отмирают на ранней стадии и превращаются в подводные вулканические хребты окраинных морей [2, 15].

По-видимому, в районе СГ-1 вскрыта подобная специфическая островная дуга, которая заложилась в раннеальпийскую эпоху на субконтинентальной коре Закавказского срединного массива, испытавшей интенсивное палингенное плавление под влиянием мощного подтока тепла и мантийных флюидов, а также в результате подъема больших масс базальтовых мантийных распла-

вов. Судя по составу и последовательности формирования вулканических серий, интенсивность теплового потока в области вулканической дуги имела пульсирующий характер с тенденцией снижения во времени, следствием чего явилось уменьшение объема вулканических продуктов и степени их дифференцированности, отмирание вулканической дуги на границе ранне- и позднеальпийской эпох и превращение ее в подводный хребет, аналогичный хребтам Филиппинского моря [2, 14].

Появление недифференцированных, перегретых, но относительно малоглубинных базальтов серии А свидетельствует о смене преобладающего режима сжатия периода формирования островной дуги напряжениями растяжения, ознаменовавшими начало ее погружения и образования бассейна, аналогичного котловинам островных дуг Средиземноморского пояса [7] и окраинных морей запада Тихого океана [2, 5, 15]. Перекрывающие их морские известняки являются еще одним подтверждением этого процесса. Следовательно, в позднеальпийскую эпоху область современной Среднекуринской впадины представляла собой окраинное море с подводным хребтом отмершей раннеальпийской островной дуги, ориентированной дискордантно относительно современных тектонических элементов Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Р. Н., Остроумова А. С. Юрская вулканическая структура района заложения Саатлинской сверхглубокой скважины. — В кн.: Труды VII палеовулканологического симпозиума. Ч. II. Ташкент, 1986, с. 174—176.
2. Геология дна Филиппинского моря/Ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980.
3. Геология, разведка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана и исследо-

вания Саатлинской СГ-1/Под ред. С. Г. Надирова. Баку, 1984. (Труды АЗНИПИ-нефть).

4. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана/Под ред. Л. И. Красного. Т. 2. Магматизм и тектоника. Л.: Недра, 1978.
5. Дмитриев Ю. И., Цветков А. А. Магматизм активных окраин океанов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3, с. 3—18.
6. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. М.: Недра, 1981.
7. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
8. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
9. Петрографо-геохимическая характеристика разреза Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1) (интервал 3529—7500 м)/Р. Н. Абдуллаев, А. С. Остроумова, Н. Т. Ахвердиев, Х. И. Шафиев. — Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле, 1985, № 1, с. 10—19.
10. Происхождение вулканических серий островных дуг/Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. Б. Гущин и др. М.: Недра, 1985.
11. Ротман В. К., Голынкин И. Н. Петрохимическая эволюция известково-щелочных серий Курило-Камчатской системы островных дуг. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 5, с. 10—22.
12. Румянцев Н. А., Остроумова А. С. Составление вулканических ассоциаций континентов и океанов в целях палеогеодинамических реконструкций. — Геотектоника, 1985, № 5, с. 34—43.
13. Центер И. Я., Ильина Л. И., Куранова В. Н. О преобразовании магнетита в процессе низкотемпературного изменения вулканических пород. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1986, № 1, с. 34—39.
14. Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., 1982, с. 210—221.
15. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11, p. 2542—2561.

УДК 553.24 : 553.411

И. З. ИСАКОВИЧ (ЦНИГРИ)

Значение ореолов нерудной прожилковой минерализации при поисках золото-сульфидно-кварцевого оруденения

При изучении вещественного состава руд месторождений золота различных формационных типов основное внимание уделяется минерализации продук-

тивных комплексов и остаются не освещенными закономерности пространственного размещения нерудной минерализации допродуктивных и

постпродуктивных минеральных ассоциаций. Последние наиболее широко развиты на флангах рудных зон и могут служить индикаторами для обнаружения рудных тел, не выходящих на поверхность.

Исходя из возможности практического использования минералогических данных, проанализируем материал, полученный при картировании нерудной прожилковой минерализации на месторождении и рудопроявлениях золото-сульфидно-кварцевого формационного типа. Рассматриваемые объекты приурочены к массиву палингенных ордовик-нижнесилурийских гранитоидов и габбро-диоритов, сформировавшихся по рифейским метаморфическим толщам.

Рудные зоны эталонного месторождения представляют собой линейно вытянутый крутопадающий штокверк, ориентированный в северо-восточном направлении. Промышленные концентрации золота связаны с арсенопиритовой и висмутовой минерализацией, тесно ассоциирующей с жильным кварцем.

В пределах рудных зон наблюдаются нерудные прожилки разнообразного состава — калиевого полевого шпата, эпидота, турмалина, кварца, флюорита, карбоната. Прожилковая минерализация формировалась в течение длительного периода, но главным образом в продуктивный золоторудный этап (таблица). Как показало минералогическое картирование (рис. 1), наиболее тесно с промышленным оруденением связаны ореолы турмалинизации, окварцевания и флюоритизации. Ореолы эпидотизации и ранней калишпатизации, становление которых проходило в допродуктивный этап на фоне автосоматических и контактово-метасоматических преобразований вмещающих интрузивных пород, наиболее интенсивно проявлены на флангах месторождений и рудопроявлений. Эпидотизация обычно фиксируется в зонах повышенной тектонической проработки габброидных пород и часто сопровождается пирит-халькопиритовой минерализацией, являющейся продуктом мобилизации меди и железа в процессе автосоматоза. Ореолы эпидотовых прожилков в ряде случаев трассируют

пологие тектонические нарушения, играющие экранирующую роль для слепых рудных тел (рис. 2).

Ореолы калишпатизации локализуются вблизи маломощных даек гранитоидного состава, инъецирующих габброидные и диоритовые разности пород и близки им по времени образования. В случае пространственного совмещения промышленного оруденения с ореолами ранней калишпатизации последние играют двоякую роль. В целом трассируя долгоживущие и благоприятные для рудолокализации трещинные зоны, они залечивают растворопроводящие каналы и способствуют распадению залежей на серию разобренных линзовидных тел.

Продуктивный этап минерализации, в течение которого формировались штокверковые зоны золото-висмут-мышьякового состава, характеризуется развитием ореолов турмалинизации, окварцевания, карбонатизации и флюоритизации. Интересна турмалиновая минерализация. Как известно, турмалин — довольно распространенный минерал на многих золоторудных объектах, что дало основание Е. Е. Захарову (1953 г.) и А. А. Абдулину (1961 г.) выделить формации золото-арсенопирит-турмалин-кварцевую в березитизированных интрузивных массивах и медно-золото-турмалиновую.

Турмалин, представленный дравитовой разностью, предшествует отложению основной массы продуктивных минеральных ассоциаций руд (см. таблицу). В рудную стадию отмечается лишь малоинтенсивное переотложение турмалина предрудной стадии с возникновением маломощных, быстро выклинивающихся прожилков, секущих агрегаты арсенопирита. Многие исследователи считают, что турмалинизация может являться прямым поисковым критерием на золотое оруденение [3 и др.]. Обращается внимание на изменчивость типоморфных особенностей турмалина на месторождениях различного формационного типа [2].

На изученных нами объектах ореолы турмалинизации представляют собой крутопадающие линейные зоны, сложенные разноориентированными маломощными прожилками тонкозернистых агрегатов турмалина харак-

Характеристика ореолов нерудной прожилковой минерализации на золото-сульфидно-кварцевом месторождении

Этап	Стадия	Состав	Особенности	Количество, %
Допродуктивный		Кварц—карбонат—эпидот	Линзовидные и неправильной формы, приурочены к породам габброидного состава, сложены прожилками тонкозернистых скоплений эпидота в срастании с кварцем; часто сопровождаются пирит-халькопиритовой минерализацией	15
		Турмалин	Пологозалегающие, линзовидной формы, пространственно совмещены с дайками кислого состава; сложены гнездовыми обособлениями в виде турмалинового солнца	>1
		Калишпат—кварц	Пологозалегающие и крутопадающие, тяготеют к дайкам аплитовидного и пегматоидного облика, развиты в зоне контакта пород габброидного и гранодиоритового состава	15
Продуктивный (золото-сульфидно-кварцевый)	Предрудная	Кварц—турмалин—пирит	Крутопадающие, жилообразной и линзообразной формы, трассируют рудные зоны; представлены штокверком маломощных прожилков кварц-турмалинового состава, тонкозернистой структуры, характерной черной окраски	25
	Рудная (золото-висмут-мышьяковая)	Кварц—сульфиды	Крутопадающие, жилообразной и столбообразной формы; сложены штокверком тонкозернистых агрегатов кварца в тесной ассоциации с арсенопиритом; кварц характерной серой окраски	30
	Пострудная	Кальцит—флюорит	Крутопадающие, линзовидной формы; сложены прожилками кальцит-флюоритового состава; кальцит характерной розовой, реже желтовато-белой окраски; флюорит образует прожилки или гнездовые обособления зеленой и фиолетовой окраски; сопровождают рудные тела	15
		Кварц—кальцит—серцит	Крутопадающие, преимущественно линзовидной формы, приурочены к флангам рудных зон; кварц характерной молочно-белой окраски	

Примечание. Шрифтом выделены главные минералы парагенетических минеральных ассоциаций.

терной черной окраски в срастании с кварцем. Отмечается структурно парагенетическая связь ореолов турмалинизации и рудоносного кварца.

Морфология ореолов турмалиновых прожилков, а также интенсивность их развития различны для центральной и фланговых частей месторождения (см. рис. 1). В центре его отмечается значительная изменчивость морфологии ореолов турмалинизации как по паде-

нию, так и по простиранию рудных зон. На верхних горизонтах при общей жилообразной форме ореолов фиксируются резкие раздувы в их мощности, что обусловлено развитием крутопадающих зон интенсивной трещиноватости в сочетании с пологозалегающими нарушениями. Впоследствии они залечиваются кварц-турмалиновой минерализацией с образованием турмалиновых «шапок» в верхних

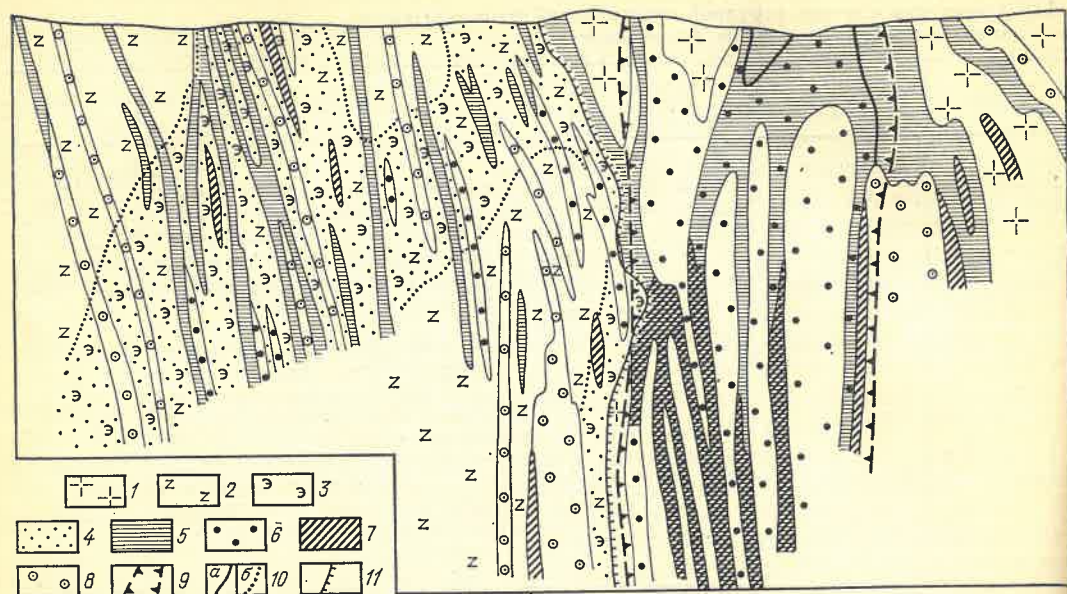


Рис. 1. Ореолы нерудной прожилковой минерализации в поперечном разрезе месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации

Рудовмещающие породы: 1 — гранодиориты, 2 — габбродиориты; минерализация дорудного этапа: 3 — эпидот, 4 — калиевый полевой шпат; минерализация

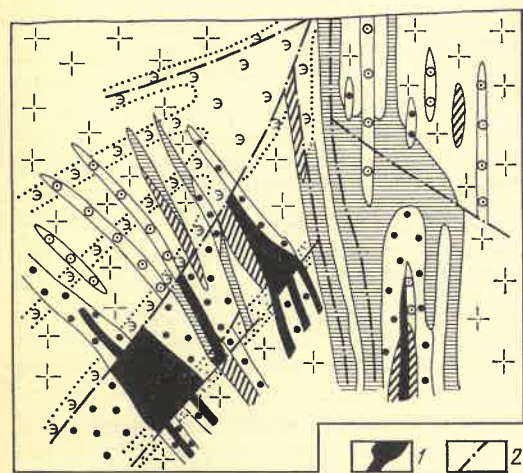


Рис. 2. Соотношение ореолов нерудной прожилковой минерализации и слепых рудных тел на месторождении золото-сульфидно-кварцевой формации
1 — рудные тела; 2 — тектонические нарушения; остальные усл. обозн. см. рис. 1

частях рудной зоны. С глубиной наблюдается серия крутопадающих жиллообразных тел мощностью не более 20 м. На флангах рудных зон преимущественно развиты ореолы жиллообразной формы, выдержанные по мощности. В направлении от центральных

продуктивного золоторудного этапа: 5 — турмалин, 6 — серый «рудный» кварц, 7 — флюорит, 8 — молочно-белый кварц; границы: 9 — рудной зоны, 10 — ореолов минерализации продуктивного (а) и допродуктивного (б) этапов; 11 — контакт между породами различного состава

частей рудных зон интенсивность их развития резко падает (см. рис. 1); интенсивность развития ореолов на верхних горизонтах достигает 50 % (от общего объема рудовмещающих пород), а затем с глубиной по падению зоны через каждые 250 м соответственно уменьшается до 25 и 15 %. Интересно отметить, что к участкам наибольшей изменчивости и интенсивности развития ореолов турмалинизации приурочены рудные столбы.

На участках с непромышленным оруденением ореолы турмалинизации имеют жиллообразную и линзовидную форму, выдержаны по простиранию и падению, кулисообразно сменяют друг друга по падению рудных зон. Интенсивность развития ореолов не меняется с глубиной и составляет только 15 %. По морфологическим особенностям ореолов турмалинизации и интенсивности их развития участки с непромышленным оруденением сопоставимы либо с флангами богатых рудных зон, либо с их корневыми частями.

Ореолы кварца характерной серой окраски (рудный кварц), неравномерно обогащенные арсенопиритом, мине-

ралами висмута, самородным золотом, пространственно совпадают с ореолами турмалинизации, являясь более поздними образованиями по отношению к ним. Морфологией ореолов рудного кварца в значительной степени определяется морфология рудных зон, причем наличие прожилков серого кварца с арсенопиритом — прямой поисковый критерий на оруденение золото-висмут-мышьякового минерального типа. На участках локализации рудных столбов мощность ореолов рудного кварца может достигать 400 м, выдерживаясь на протяжении 300 м по падению зоны. Далее с глубиной они расщепляются на серию субпараллельных крутопадающих жил. На флангах богатых рудных столбов ореолы окварцевания представлены серией маломощных линейных зон.

На объектах с непромышленной минерализацией ореолы рудного кварца распространены не повсеместно. Чаще всего они имеют линзовидную форму и быстро выклиниваются с глубиной. Ореолы окварцевания повторяют форму ореолов турмалинизации, наложены на них и практически не выходят за их пределы.

Наряду с рудным кварцем на изученных объектах локально проявлены ореолы пострудного кварца молочно-белой окраски. Прожилки последнего наложены на продуктивные минеральные ассоциации рудных зон, пересекая их. Ореолы молочно-белого кварца наиболее развиты на флангах богатых рудных зон, на выклинивании отдельных рудных тел, а также на флангах месторождения. Они могут быть удалены на расстояние до 400 м от продуктивного оруденения. Ореолы представлены серией кулис линзовидной формы, располагающихся сообразно общему плану рудоконтролирующих структур, и характеризуются довольно выдержанной мощностью. Интенсивность развития ореолов молочно-белого кварца в пределах центральных частей рудных зон составляет менее 5 %, а на их флангах достигает 80 % (см. рис. 1). Наличие рассматриваемых ореолов — признак периферических частей рудоносных зон, а направление изменения их интенсивности может указывать на положение рудных зон и рудных тел в пространстве.

Ореолы флюорита, формирующиеся в пострудную стадию (см. таблицу), локализуются преимущественно вблизи рудных зон, сопровождая отдельные рудные тела. Пространственно они часто совпадают с ореолами турмалинизации, иногда на них наложены, но в отличие от последних не образуют протяженных зон. Для ореолов флюорита характерны быстрое выклинивание и значительная морфологическая изменчивость. Флюоритовые прожилки распространены в корневых частях отдельных рудных столбов, где интенсивность их развития составляет 20—30 % от объема вмещающих пород (см. рис. 1). На объектах с бедной рудной минерализацией ореолы флюорита либо отсутствуют, либо интенсивность их проявления не превышает 5 %.

Присутствие прожилков флюорита свидетельствует о близости золоторудных залежей, а высокая интенсивность их развития может указывать на наличие рудных столбов. Неоднократно обращалось внимание на присутствие значительных количеств флюорита в рудных столбах месторождений других формационных типов, что связано с высокой активностью фтора, участвующего в переносе рудного вещества [1].

При анализе данных минералогического картирования для оценки перспективности необходимо использовать информацию, относящуюся как к мономинеральным, так и поликомпонентным ореолам. Выявляется определенная закономерность в размещении описанных ореолов турмалинизации, окварцевания и флюоритизации в пределах месторождений, рудопроявлений и в отдельных рудных телах, что имеет существенное прогнозно-поисковое значение.

На изученных объектах установлена зональность в распределении ореолов нерудной минерализации, характер которой изменяется от флангов месторождения с мелкими промышленными рудными телами к его центральному частям, где локализуется богатый рудный штокверк (см. рис. 1). В первом случае по мере приближения к поверхности ореолы рудного кварца последовательно сменяются ореолами флюорита, а затем молочно-белого

кварца (прямая полиасцедентная зональность). В корневых частях центра рудной зоны широко развиты ореолы флюорита, последовательно сменяющиеся вверх по разрезу ореолами рудного кварца, а затем турмалина (обратная полиасцедентная зональность). Турмалин при этом образует «шапки», перекрывающие рудные скопления. Данный тип зональности объясняется последовательным залечиванием растворопроводящих каналов в зонах интенсивного развития гидротермального процесса при экранирующем воздействии ранних продуктов по отношению к более поздним.

Минералогическое картирование ореолов нерудной прожилковой минерализации дает возможность выделить наиболее перспективные участки на промышленное золото-сульфидно-кварцевое оруденение, а сопоставле-

ние особенностей состава и строения ореолов — оценить масштаб ожидаемого оруденения. Кроме того, картирование прожилковых ассоциаций помогает выявить главные структурные элементы (рудоконтролирующие, рудозакрывающие и т. д.), определяющие ориентировку рудных зон, а также увязать отдельные рудные под-сечения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варгунина Н. П. Минеральные, генетические и геохимические особенности бананов на золото-серебряном месторождении. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 3, с. 671—674.
2. Кузьмин В. И., Добровольская Н. В., Солнцева Л. С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М.: Недра, 1979.
3. Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шершнев С. Д. Формации золото-рудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976, с. 3—110.

УДК 621.375.826 : 552.08

Л. Б. МЕЙСНЕР, В. В. ГОЛУБНИЧИЙ (ВИМС)

Лазерный оптико-геометрический метод определения концентрации люминесцирующих минералов в дисперсном материале

Теоретические основы лазерного оптико-геометрического (ЛОГ) метода определения концентрации люминесцирующих минеральных фаз в образце развиты Л. Б. Мейснером*. Исследуемый образец (порошковый препарат, комбинированный шлиф, пришлифовка и т. д.) линейно перемещается относительно сфокусированного луча лазера. При попадании луча на зерно люминесцирующего минерала возникает импульс фотолюминесценции (ФЛ). Импульсы ФЛ, их амплитуды, а также число лазерных импульсов, распределенных по поверхности образца, суммируются. Сумму импульсов ФЛ обозначим N_1 , количество лазерных импульсов — N_2 , а среднюю амплитуду импульсов ФЛ — $\bar{U}$. Последняя определяется по формуле

$$\bar{U} = \frac{1}{N_1} \sum_{i=1}^{N_1} U_i, \quad (1)$$

где U_i — амплитуда i -го импульса ФЛ; N_1 — сумма импульсов ФЛ, зарегистрированных с поверхности образца.

* Мейснер Л. Б. Применение лазеров для изучения минерального сырья. — Сов. геология, 1985, № 3, с. 47—53.

Итак, метод ЛОГ сводится к одновременному измерению двух параметров: относительного числа импульсов ФЛ, т. е. отношения N_1/N_2 , и средней амплитуды импульсов ФЛ — $\bar{U}$. Согласно теории, имеется линейный участок зависимости N_1/N_2 от $\bar{U}$; существует такое значение $\bar{U}$ (назовем его оптимальным $\bar{U}_{ор}$), при котором выполняется условие

$$N_1/N_2 = C, \quad (2)$$

где C — концентрация люминесцирующего минерала в образце.

Кроме того утверждается, что оптимальное значение средней амплитуды ($\bar{U}_{ор}$) не зависит от кристаллохимических особенностей люминесцирующего минерала и матрицы, в которой он находится.

Для апробирования теоретических положений метода, разработки методики определения люминесцирующих минеральных фаз в дисперсном материале и оценки метрологических параметров канала регистрации видеоимпульсов в лазерной установке, блок-схема которой приведена в указанной работе, был модернизирован. В частности, благодаря включению канала регистрации амплитудного анализатора и мини-ЭВМ он стал осуществлять селекцию импульсов ФЛ по их длительности, накапливать и обрабатывать информацию по N_1/N_2 и $\bar{U}$.

Исследования проводились на искусственных смесях, поскольку нет стандартных образцов для количественного минералогического анализа. В качестве люминесцирующих минералов выбраны апатит и шеелит. Люминесценция в них возбуждалась излучением четвертой гармоники неодимового лазера ($\lambda_1=266$ нм), а импульсы ФЛ регистрировались на $\lambda_2=370 \pm 2$ нм (апатит) и $\lambda_2=420 \pm 2$ нм (шеелит). Диаметр фотометрируемого участка составлял 10 мкм. Препараты готовились из материала, дробленного до верхней крупности частиц (~ 250 мкм). Дозирующей меркой (по объему) материал наносился на подложку, затем в него вводилось несколько капель слабого раствора желатина, материал перемешивался. Сверху притиралась кварцевая пластинка.

Из экспериментальных данных, обработанных по методу наименьших квадратов (рис. 1 и 2), следует: 1) наличие линейной связи между N_1/N_2 и $\bar{U}$, причем коэффициент корреляции (r) близок к единице; 2) все проанализированные образцы характеризуются единым значением $\bar{U}_{ор}$, при котором справедливо выражение (2), хотя концентрация люминесцирующего минерала в образцах существенно (более чем в 150 раз) менялась и люминесцирующие минералы отличались по спектру излучения и кинетике; 3) значение $\bar{U}_{ор}$ не зависит от минерального состава матрицы и, как показали дополнительные исследования, от кристаллохимических особенностей люминесцирующего минерала.

Ниже коротко остановимся на процедуре анализа и метрологии метода. Значение $\bar{U}_{ор}$ находится путем изучения серии искусственных порошковых смесей с известными размерами частиц и концентрацией в них люминесцирующего минерала. Природные образцы, в которых определяется содержание люминесцирующих минеральных фаз, должны по размеру частиц соответствовать искусственным порошковым смесям. Анализ сводится к определению 5—7 экспериментальных точек для каждого образца, т. е. к нахождению набора параметров — $(N_1/N_2, \bar{U})_i$ ($i=1, 2, 3, 4, 5, 6, 7$). Экспериментальные данные обрабатываются по методу наименьших квадратов. В результате находятся коэффициенты a и b в уравнении $N_1/N_2 = a\bar{U} + b$ и коэффициент корреляции. Затем строятся графики зависимости N_1/N_2 от $\bar{U}$ и по ним устанавливается содержание люминесцирующей минеральной фазы в образце при $\bar{U} = \bar{U}_{ор}$.

Метрологические исследования показали, что число лазерных импульсов N_2 , которое требуется распределить по поверхности образца, зависит от концентрации определяемого минерала. Нами рассматриваются четыре интервала концентраций. При содержаниях определяемого минерала от 0,1 до 0,5 % для нахождения каждой экспериментальной точки требуется распределить по поверхности образца около 20 000 импульсов, при $0,5 \% \leq C \leq 1 \% - N_2 \approx 10 000$ импульсов, при $1 \% \leq C \leq 5 \% - N_2 \approx 5000$ импульсов, при $5 \% \leq C \leq 100 \% - N_2 \approx 1000$ импульсов. Первая экспериментальная точка ($i=1$) определяется при N_2 , равном 3000 импульсов. С помощью найденных значений $(N_1/N_2, \bar{U})_i$ делается приближенная оценка (с точностью до 200 %) содержания

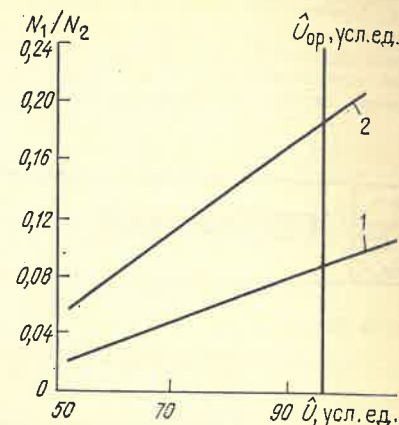


Рис. 1. График зависимости относительного числа импульсов фотолюминесценции N_1/N_2 от их средней амплитуды $\bar{U}$ для шеелитсодержащих порошковых смесей
1 — 14 % апатита+86 % нефелина (0,97); 2 — 12 % апатита+88 % нефелина (0,97); 3 — 5 % апатита+95 % микроклина (0,95)

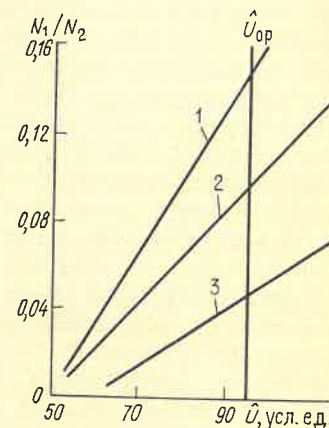


Рис. 2. График зависимости относительного числа импульсов фотолюминесценции N_1/N_2 от их среднего значения $\bar{U}$ для апатитсодержащих порошковых смесей
1 — 14 % апатита+86 % нефелина (0,97); 2 — 12 % апатита+88 % нефелина (0,97); 3 — 5 % апатита+95 % микроклина (0,95)

люминесцирующего минерала в образце по выражению

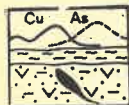
$$C = (\bar{U}_{ор}/\bar{U}) (N_1/N_2) 100. \quad (3)$$

Затем выбирается требуемое значение для N_2 и проводится анализ. Относительная погрешность анализа по описанной методике для интервала концентраций люминесцирующего минерала в образце от 0,1 до 100 %, как правило, не превышает ± 20 %, причем возможно уменьшение погрешности в 2—3 раза.

Таким образом, введение средней дифференциальной амплитуды ФЛ позволило исключить влияние матричного эффекта и особенностей люминесцирующего минерала. Кроме того эта амплитуда служит объективным параметром

ром при оценке достоверности результатов анализа. Применение импульсной техники для возбуждения и регистрации люминесценции позволяет использовать кинетику люминесценции при минералогическом анализе. Поскольку уровень сигнала с фотодетектора не свя-

зан с концентрацией люминесцирующего минерала в образце, возможны более эффективная отстройка от паразитных засветок, а также диагностика определяемого минерала по его характеристикам люминесценции непосредственно в полиминеральном образце.



ГЕОХИМИЯ

УДК 553.24 : 553.495

А. Ф. БУНТИКОВА, Р. В. ПЕТРОСЯН (Мингео СССР)

Минералого-геохимические особенности уранового оруденения в слюдистых метасоматитах

Изучено рудопроявление урана, в околорудных метасоматитах которого развиты калиевые слюды, замещающие все минералы исходной породы, кроме калиевого полевого шпата. Содержание оксида калия во внутренних зонах ореолов достигает 10,83 %, что более характерно для ураноносных гумбеитов; в рудах наряду с натуральным присутствует ильменит. Анализ полученных данных позволяет выделить это рудопроявление из месторождений, связанных с известными слюдистыми метасоматитами [1—5 и др.].

Рудопроявление расположено в пределах мезозойской вулканотектонической структуры, южная часть которой сложена монотонной толщей кислых эффузивов, северная — пестрыми по составу туфами, переслаивающимися с липаритами. Стратифицированная толща прорвана субвулканическими образованиями, представленными массивами кварцевых порфиров и дайками гранодиоритов, кварцевых диоритов и микродиоритов. Дайки образуют протяженные пояса северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания.

Доурановые изменения пород выражены в площадной альбитизации калиевых полевых шпатов, развитии кальцит-хлорит-эпидотовой минерализации вблизи даек, образовании прожилкового и вкрапленного турмалина в ассоциации с кварцем и пиритом в кислых эффузивах. Отдельными пятнами, иногда интенсивно, развита кварц-

серицитовая ассоциация, сходная с изменениями на золоторудном месторождении, расположенном в палеозойском обрамлении вулканитов. В ее составе отмечаются обычно пирит, редко турмалин.

Урановое рудопроявление приурочено к южной части вулканотектонической структуры, к узлу пересечения поясов даек северо-западного и северо-восточного простирания. Рудные тела в виде линз и гнезд локализируются в тектонических нарушениях, субпараллельных дайкам, и в узлах их пересечения.

Околорудные ореолы измененных пород, развивающиеся вдоль отдельных нарушений, имеют линейную форму. Их мощность достигает десятков метров, мощности отдельных зон от единиц до 15 м. В узле пересечения рудоносных нарушений линейные ореолы сливаются в единый мощный ореол неправильной формы. Основным фон, на котором развиваются ореолы гидротермальных изменений, — это вулканические породы кислого состава — липариты и их туфы. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза и биотита (1—3 %). Акцессорные минералы — ильменит, сфен, магнетит, редко циркон, в дайках и апатит.

Ореолы измененных пород характеризуются сочетанием горизонтальной и вертикальной зональности. В горизонтальном сечении выделяются внешняя, промежуточная и внутренняя зо-

ны. Во внутренней зоне, в свою очередь, наблюдается смена ассоциаций минералов по вертикали. Зональность ореолов нечеткая, с постепенными переходами. Во внешней зоне ореола по биотиту развиваются хлорит и рутил, ближе к промежуточной остатке биотита освещаются с обособлением по спайности и периферии чешуек оксидов титана и железа. В промежуточной зоне плагиоклаз и хлоритизированный биотит замещаются сидеритом, иногда в ассоциации с пиритом и сфалеритом. Ильменит и сфен лейкоксенизируются и частично замещаются сидеритом. В целом во внешних зонах порода сохраняет первоначальный текстурно-структурный облик.

Внутренняя зона ореола характеризуется сменой снизу вверх мусковитовых метасоматитов биотитовыми и зонами развития мелкозернистого кварца. Исходные породы теряют во внутренней зоне первоначальный текстурно-структурный облик.

На горизонтах преимущественного развития мусковитовых метасоматитов (со 150 м от поверхности и глубже) во внешней части внутренней зоны мусковит замещает осветленный биотит, остатки плагиоклаза и сидерит. В осевой части зоны мусковит замещает все минералы породы. Калиевый полевой шпат остается устойчивым.

В ассоциации с мусковитом образуется мелкокристаллический пирит кубической формы. В наиболее интенсивно мусковитизированных участках иногда развивается гематит, окрашивающий калиевый полевой шпат и слюду в красно-бурые цвета. Мощность таких зон не превышает первые сантиметры. Образованию мусковита сопутствует формирование молибден-настурановых руд. С более поздними выделениями мусковита ассоциирует мелкокристаллический кварц. Температура его декрепитации (аналитик М. Н. Кандинов) 215 °С.

Мусковит выделяется в мелкочешуйчатых агрегатах. Размер чешуек сотые доли миллиметра, цвет светло-зеленый. Слабо выражен плеохроизм. Интерференционная окраска в желтых тонах, на участках с рудной вкрапленностью более высокая: N_g 1,586, N_p 1,558.

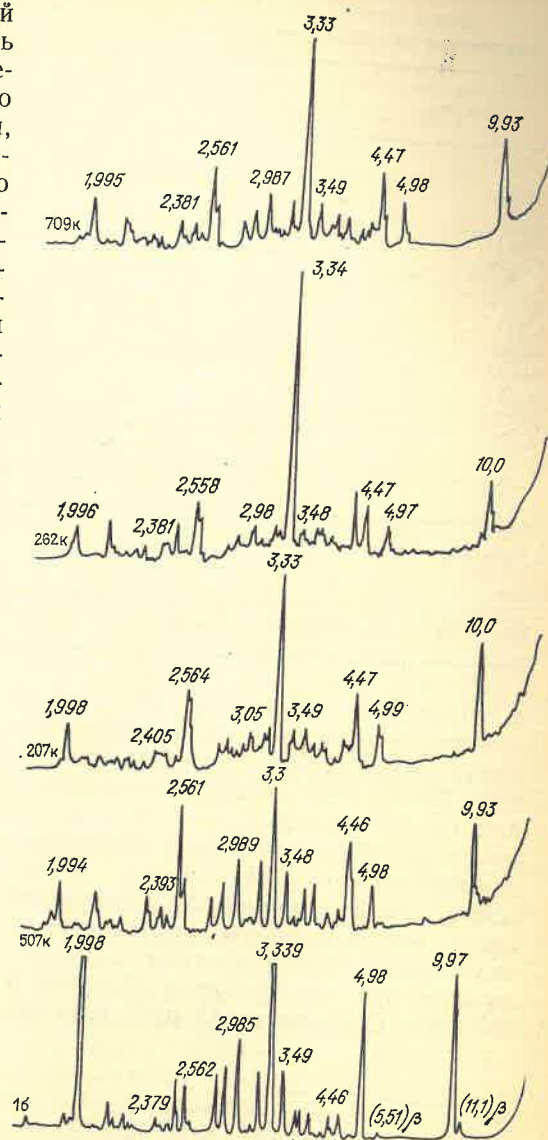


Рис. 1. Дифрактограммы слюды 507к, 207к, 262к, 709к — мусковиты, 16 — серицит (скорость записи мусковитов 2, серицита 1°/мин); дифрактограммы мусковитов увеличены в 2 раза, соответственно по вертикали они завышены в 2 раза по сравнению с дифрактограммой серицита

По данным дифрактографии (рис. 1, анализ Л. И. Баландина) и инфракрасной спектроскопии (аналитик Б. П. Солнцев), мусковит представлен двухслойной слюдой ($2M_1$) с весьма незначительной примесью однослойной ($1M$).

По данным термографии (аналитик Т. В. Хромова), для мусковитов характерно непрерывное обезвоживание

Таблица 1

Химические анализы слюд, %

Оксиды	16	507к	207к	262к	709к	550к
SiO ₂	47,70	47,13	48,63	54,48	55,75	41,22
TiO ₂	0,68	0,17	0,09	0,07	0,15	3,80
Al ₂ O ₃	31,23	30,96	30,97	27,01	25,62	15,95
Fe ₂ O ₃	2,52	3,15	2,64	1,53	1,42	5,99
FeO	0,85	0,58	0,45	0,52	1,24	9,34
MnO	0,03	0,05	0,14	0,13	0,02	0,65
CaO	0,11	0,11	0,17	0,33	0,35	1,02
MgO	0,72	1,38	0,43	0,82	0,73	8,10
Na ₂ O	0,24	0,34	0,19	0,09	0,35	0,42
K ₂ O	9,68	10,7	9,89	9,0	8,78	7,46
H ₂ O [±]	5,91	5,17	6,34	5,71	5,33	5,57
Li ₂ O	0,004	—	—	0,007	—	—
F	0,15	0,24	—	—	—	—
—O—F ₂	—0,06	—0,1	—0,003	—	—	—
Сумма	99,76	99,98	99,95	99,70	99,84	99,74

Примечание. Пробы: 16 — серицит, 507к, 207к, 262к, 709к — мусковиты, от ранних к поздним; 550к — Mg-биотит. Аналитик О. М. Давыдова.

в интервале температур 20—1100 °С с максимумами дегидроксилизации в диапазонах температур 500—700 и 800—900 °С. При общей потере массы при прокаливании 4,65—5,87 % в отмеченных диапазонах она составляет соответственно 1,84—2,13 и 0,79—1,90 %. На термоквивых исследуемых слюд эти диапазоны соответствуют эндотермическим эффектам с максимумами при температурах 600—650 и 850—855 °С. Незначительный эндотер-

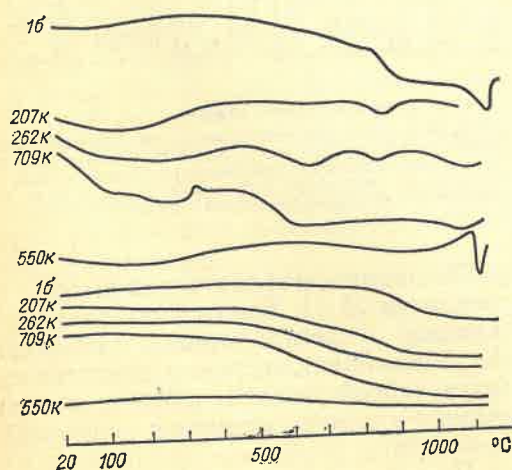


Рис. 2. Кривые нагрева и дегидратации слюд 207к, 262к, 709к, 550к — мусковиты, 16 — серицит

мический эффект отмечается в интервале температур 1070—1080 °С.

По данным химического анализа (табл. 1), содержание кремнезема в слюдах от более ранних, сопутствующих выделению молибденит-настурановых руд, к поздним, образовавшимся совместно с кварцем, возрастает от 47,13 до 55,75 %. В пробах 262к и 709к, по данным дифрактографии, есть незначительная примесь кварца, большая в пробе 262к, а содержание кремнезема выше в пробе 709к. В слюдах более позднего образования содержание глинозема и оксида калия уменьшается соответственно от 30,96 до 25,72 % и от 10,70 до 8,78 %. Содержание H₂O[±] колеблется от 6,34 до 5,17 %.

Химический состав мусковитов и серицита не различается, за исключением более высокого содержания диоксида титана в сериците (см. табл. 1). Однако по морфологии, цвету, дифрактографии (см. рис. 1) и термографии (рис. 2) мусковит урановорудного процесса отличается от серицита из околорудного ореола соседнего залоторудного месторождения.

Биотитовые метасоматиты развиваются в верхней части ореола — от временной поверхности до глубины 100—150 м, концентрируясь в более

Таблица 2

Химические анализы измененных пород зон околорудного ореола в липаритовых порфирах, %

Оксиды	Фоновые породы	Промежуточная зона		Внутренняя зона
	45к	46к	185к	207к
SiO ₂	76,25	75,0	71,08	66,87
TiO ₂	0,14	0,15	0,28	0,23
Al ₂ O ₃	12,18	12,85	15,85	17,86
Fe ₂ O ₃	0,50	0,56	1,45	1,11
FeO	0,79	0,84	0,44	0,33
CaO	0,13	0,16	0,32	<0,1
MgO	0,11	0,10	0,48	0,28
MnO	0,10	0,13	0,056	0,084
Na ₂ O	3,35	3,30	1,55	0,35
K ₂ O	5,00	5,17	5,80	10,83
H ₂ O ⁻	<0,1	0,12	0,12	0,13
H ₂ O ⁺	0,9	0,85	1,96	1,72
CO ₂	<0,02	0,36	0,079	0,079
P ₂ O ₅	<0,02	<0,02	0,09	0,02
S _{общ}	<0,1	<0,1	0,50	Не опр.
F	0,026	0,028	0,17	0,084
B ₂ O ₃	0,0014	0,002	0,008	0,028
Mo	<0,001	<0,001	0,0041	0,0024
U	0,00055	0,001	0,0048	0,022
—O=F ₂	—0,01	—0,01	—0,07	—0,035
Сумма	99,53	99,62	100,09	99,98

Аналитик З. И. Белоусова.

узких зонах, чем мусковит. По данным рентгеноструктурного анализа (аналитик Н. И. Чернова), биотит определен как Mg-биотит. Как и мусковит, Mg-биотит развивается по плагиоклазу, замещает сидерит, иногда образуя по нему псевдоморфозы. При интенсивном развитии Mg-биотит замещает все минералы породы, выполняет мелкие, тонкие трещины. В ассоциации с Mg-биотитом развиваются мелкозернистый пирит кубической формы и мелкозернистый призматический кварц. Зоны биотитизации окрашены в темно-бурые, почти черные цвета. Если в объем изменения пород входят дайки, то развитие Mg-биотита выходит за пределы внутренней зоны ореола.

Mg-биотит выделяется в мелкозернистых агрегатах. Размер чешуек не превышает 0,05 мм. Плеохроизм от светло-коричневого, почти бесцветного по N_p (1,574) до зеленовато-коричневого, темного по N_g (1,606). Интерференционная окраска высокая. По данным дифрактограммы, Mg-биотит относится к однослойным слюдам. Он характеризуется почти прямой линией нагревания; обезвоживание его происходит в диапазоне температур 400—1100 °С. Общие потери при прокаливании 3,26 %. Эндотермический эффект (выше 1100 °С) характеризует выделение конституционной воды.

По данным химического анализа (см. табл. 1), Mg-биотит содержит значительное количество диоксида титана и меньше, чем в мусковите, оксида калия.

Мелкозернистый кварц развивается небольшими пятнами в приповерхностной части внутренней зоны ореола. Он представлен призматическими кристаллами, агрегаты которых содержат вкрапленники и прожилки сульфидов. Кварц корродирует все описанные выше новообразованные минералы и минералы исходных пород.

Изменению минерального состава пород в ореоле соответствует изменение их химизма (табл. 2). В породах промежуточной зоны ореола увеличивается содержание серы (проба 185к) и углекислоты (проба 46к), что соответствует развитию здесь карбонатов и сульфидов, а во внутренней (зоне интенсивной мусковитизации) —

оксида калия и глинозема при заметном уменьшении кремнезема и оксида натрия.

В порядке последовательности образования на рудопроявлении выделяется пять жильных (прожилково-вкрапленных) ассоциаций минералов: кварц-сидерит-сульфидная; молибденит-настурановая; кварц-биотитовая с настураном и манганийменитом; кварц-сульфидная; монтмориллонит-пирит-кварцевая. Ассоциации распределяются закономерно — каждая соответствует в пространстве и во времени определенной зоне метасоматитов.

Кварц-сидерит-сульфидная ассоциация, включающая кварц, сидерит, пирит, сфалерит и галенит, развивается в пределах промежуточной сульфидно-сидеритовой зоны ореола. Это не протяженные маломощные прожилки, сопровождаемые вкрапленной сульфидно-карбонатной минерализацией. Типоморфные элементы ассоциации,

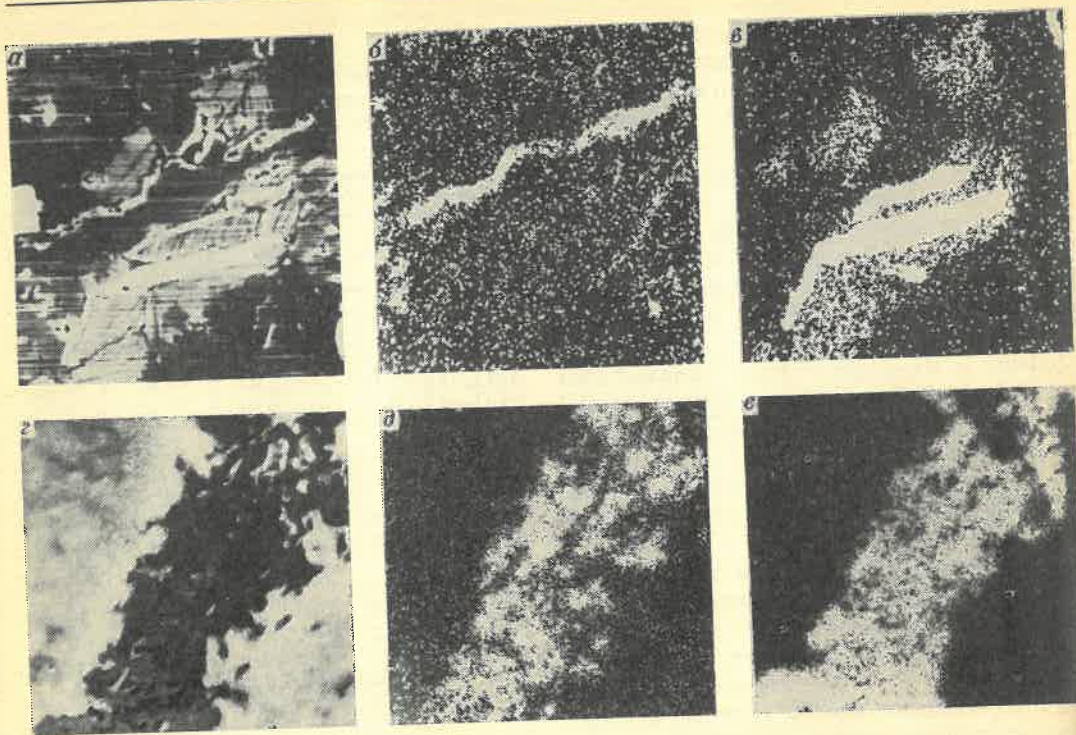


Рис. 3. Взаимоотношения настурана и манганильменита, аншлиф 209к
а — фото аншлифа, ув. 300; б, в — изображение поверхности во вторичных электронах (б — распре-

деление урана, в — распределение титана); г — фото, ув. 1200; д, е — изображение в обратнорассеянных электронах (д — распределение урана, е — распределение титана)

как и метасоматитов промежуточной зоны, — марганец и мышьяк (в пирите).

Минералы второй жильной ассоциации — настуран и молибденит — образуют тонкую вкрапленность (сотые доли миллиметра) во внутренних частях зон мусковитизации. По данным осколковой радиографии, равномерная сеть трекков, отвечающая концентрации урана, повторяет контуры слюд. Вдоль трещинок плотность трекков увеличивается. Около пирита, ассоциирующего с мусковитом, иногда наблюдаются отторочки настурана в отличие от пирита кварц-карбонат-сульфидной ассоциации. Вместе с мусковитом настуран и молибден цементируют брекчию породы, реже наблюдаются в тонких просечках, более характерных для молибденита. На участках гематитизации наблюдается лишь вкрапленность настурана, что свидетельствует о более раннем начале его кристаллизации по отношению к молибдениту. Типоморфные элементы мусковитовых метасоматитов и на-

стуран-молибденитовой ассоциации — молибден и уран.

В зонах биотитизации в ассоциации с кварцем и Mg-биотитом кристаллизуется тонковкрапленная минерализация настурана и манганильменита. Эти минералы развиваются в тесной ассоциации как в прожилках (рис. 3), так и в метасоматитах. Манганильменит кристаллизуется в виде мелких (десятые доли миллиметра), удлиненных призматических зерен, буровато-серых в отраженном свете, с коричнево-желтыми рефlekсами, анизотропных, черта темно-бурая, блеск металлический. Иногда наблюдаются двойники. В состав манганильменита, по данным микрозондового анализа (аналитик А. А. Дергачева), входят (%): TiO_2 52, FeO 33, MnO 15. Типоморфный элемент ассоциации — титан.

Кварц-сульфидная ассоциация минералов приурочена к зонам развития мелкозернистого кварца. В ее состав кроме кварца входят молибденит, пирит II, пирротин, сфалерит II, галенит II, халькопирит, в небольшом ко-

личестве кальцит. Сульфиды этой ассоциации содержат серебро и сурьму. Электронной микроскопией в галените обнаружена вкрапленность сульфосоединений серебра. Типоморфные элементы ассоциации — серебро и сурьма.

В заключительный период образуются мелкозернистый кварц, кальцит, тонкозернистый пирит и марказит, в небольшом количестве светлоокрашенный флюорит, каолинит, вблизи даек и в кварцполевошпатовых порфирах — тюрингит (N_g 1,668; N_p 1,655). Метасоматические образования этой ассоциации не имеют широкого распространения и отмечаются главным образом в прожилках.

Химизм процесса рудообразования (как для кислых, так и для средних пород) обусловлен привнесением калия, углекислоты, серы и небольшого количества фтора. Пространственное распределение указанных компонентов в ореоле благодаря их различной подвижности было неравномерным: возникла «опережающая волна» кислотных компонентов. Это фиксируется хлоритизацией биотита во внешней зоне ореола измененных пород и образованием карбонатов и сульфидов в промежуточной зоне. Калий обладает более низкой подвижностью, поэтому его активность возрастает по направлению к внутренней зоне. Вследствие высокой активности калия во внутренней зоне ореола калиевый полевой шпат остался устойчивым, а хлорит, плагиоклаз и кварц заместились мусковитом. Повышением активности калия объясняется, по-видимому, и тенденция к перемещению титана (в сульфатных комплексах) и кремния из внутренней (частично промежуточной) зоны ореола в передовую.

Процесс мусковитизации вел к связыванию калия, что обусловило снижение щелочности раствора, за которым закономерно следует разрушение сложных комплексов и образование рудных минералов. Снижение щелочности раствора вело к замещению выше по разрезу во внутренней зоне ореола мусковитовых метасоматитов биотитовыми и к образованию манганильменита. Тесная ассоциация настурана и манганильменита, вероятно, объясняется восстановительными свой-

ствами сульфатных комплексов титана.

С понижением pH раствора и падением его температуры осаждается и кремнезем, что сначала фиксируется в увеличении его количества в мусковитах от ранних выделений к поздним. Затем кварц образуется в ассоциации с мусковитом и позже в мономинеральных обособлениях с сульфидными. Развитие минералов заключительной ассоциации происходило в условиях, близких к нейтральным.

Геохимическая специализация процесса формирования данного рудопоявления отражает высокую активность калия при более низкой активности углекислоты и серы, а также подвижность титана и кремния.

На основании изложенного можно констатировать, что по минералогическим особенностям описываемое рудопоявление урана отличается от известных объектов, в окорудных метасоматитах которых развивается калиевая слюда, тенденцией к образованию во внутренней зоне ореолов существенно мусковитовых пород. Калиевый полевой шпат устойчив. Кварц замещается мусковитом. Конечным продуктом метасоматического изменения при березитизации являются кварц-серицитовые породы. Титан инертен.

От месторождений с гидрослюдистыми метасоматитами описываемое рудопоявление отличается уже тем, что в его строении участвуют мусковиты преимущественно политипии 2M₁.

Более близкими по геохимическим особенностям к данному являются рудопоявления, окорудные метасоматиты которых представлены гумбеитами. Геохимическая специализация процесса гумбеизации отражает повышенную активность калия, карбонат-иона и сульфидной серы, подвижность титана. Внутренняя зона гумбеитов сложена также существенно калиевыми метасоматитами, но вместо мусковита здесь образуется ортоклаз, а в рудах вместо настурана и ильменита — браннерит, что, вероятно, объясняется более высокой температурой процесса гумбеизации. Это еще в 1955 г. отмечал Д. С. Коржинский, параллелизуя гумбеиты с березитами.

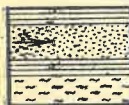
Следовательно, в однотипных условиях, но при разных температурах могут образовываться одинаковые по геохимическим особенностям и разные по минеральному составу месторождения. Вероятно, при наличии в рудообразующем растворе определенных количеств калия, карбонат- и сульфат-ионов при различных температурах можно ожидать непрерывный ряд рудопроявлений с калиевыми метасоматитами от гидрослюдистых к ортоклазовым, а в рудах соответственно от настурана к браннериту (давидиту).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О. В. Об ураноносных кварц-карбонат-гидрослюдистых аргиллизитах.— Изв.

АН СССР. Сер. геол., 1986, № 7, с. 108—118.

2. Андреева О. В., Головин В. А. Метасоматические процессы на урановом месторождении.— Сов. геология, 1979, № 5, с. 65—75.
3. Величкин В. И., Воловикова И. М. Об околорудных гидрослюдистых изменениях урановых месторождений складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9, с. 113—145.
4. Омеляненко Б. И., Мясогутов Б. А. Березитизация пород вблизи урановых рудных тел.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, 1969, с. 95—108.
5. Петросян Р. В., Бунтикова А. Ф. Пример эндогенного генезиса урановых руд в песчаниках вулканогенно-осадочной депрессии.— В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М., 1982, с. 224—233.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.7

Г. В. КУЛИКОВ, А. В. ЖЕВЛАКОВ (ЦНИИКиФ Минздрава СССР)

Условия формирования и распространения минеральных вод

Основными факторами формирования минеральных вод являются геолого-структурная обстановка, литолого-фациальный состав пород, история геологического развития, особенности металлогении и физико-географические условия. Определенные типы минеральных вод, как правило, приурочены к конкретным геологическим структурам и формациям.

Среди крупных геологических структур на территории СССР выделяются: древние платформы (Восточно-Европейская, Сибирская), молодые платформы (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская, Большеземельская), древние складчатые пояса (Урало-Монгольский, Верхояно-Колымский), молодые складчатые пояса (Средиземноморский, Тихоокеанский). К Тихоокеанскому поясу относится также Курило-Камчатская область современного вулканизма. Указанные геологические структуры отличаются друг от друга особенностями геологического строе-

ния, историей развития, характером металлогении и степенью проявления процессов тектоно-магматической или тектонической активизации. Они также различаются условиями формирования и распространения основных типов минеральных вод.

Минеральные воды древних платформ. Минеральные воды кристаллических щитов, массивов и минеральные воды плит (в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ) резко различаются по газовому и химическому составу, а также по содержанию биологически активных компонентов. В областях, где кристаллический фундамент выходит на дневную поверхность или перекрыт осадочными отложениями малой мощности (Балтийский, Украинский, Алданский, Воронежский, Белорусский и другие щиты и массивы), развиты в основном радоновые, реже железистые низкоминерализованные воды. В отдельных глубоких прогибах (Криворожско-Кремен-

чугский синклиниорий) встречаются высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого состава [1, 5]. Радоновые воды развиты в зонах разломов кристаллических и метаморфических пород фундамента и формируются за счет радиоактивного распада и эманирования пород, обогащенных радиоактивными элементами.

На щитах и массивах в торфяниках и угленосных отложениях наложенных впадин также формируются радоновые воды. Их образование связано со свойствами органических веществ (торф, бурый уголь и др.) сорбировать радиоактивные элементы. Эти воды, как правило, слаборадоновые.

Железистые воды формируются в условиях кислой среды ($pH < 6$) в зонах разломов и в коре выветривания кристаллических пород железорудной формации (Балтийский щит). Наиболее высокие содержания железа в минеральных водах (до 100 мг/л — марциальные воды) установлены на участках окисления сульфидной минерализации. В пределах плит состав минеральных вод в значительной степени определяется геолого-структурными и литолого-фациальными условиями конкретных регионов.

В крупных нефтегазоносных впадинах и прогибах формируются сероводородные, йодо-бромные, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды (Предуральский прогиб, Ленско-Вилуйская впадина и др.). Сероводородные воды развиты, как правило, в верхней части разреза, при наличии гипсов и ангидритов [3]. В этих же структурах на больших глубинах широко распространены йодо-бромные, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые минеральные воды. В солеродных бассейнах хлоридные натриевые воды (рассолы) имеют весьма высокую минерализацию и часто обогащены бором. В угленосных бассейнах обнаружены в основном сульфатные и сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды, а радоновые формируются лишь на отдельных участках обогащения угленосных пород радиоактивными элементами. В зонах окисления сульфидов (пирит, марказит, арсенопирит и др.) могут быть встречены железистые и мышьяковистые воды (Московский буроугольный бассейн).

Во впадинах, выполненных пестроцветными осадками, развиты сульфатно-хлоридные натриевые воды повышенной минерализации. Радоновые воды встречаются также на участках скопления радиоактивных элементов в прослоях сероцветных пород, обогащенных органическим веществом. Сероцветные отложения часто содержат сульфиды железа, меди, цинка, свинца и других металлов. При их окислении могут формироваться железистые воды. В районах терригенно-карбонатных отложений отмечены сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные воды.

В зонах, затронутых мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизацией (Сибирская платформа), распространены кремнистые термы и углекислые воды. Формирование их обусловлено процессами термометаморфизма.

Минеральные воды молодых платформ. В пределах молодых платформ среди водонапорных систем преобладают крупные артезианские бассейны впадин и краевых прогибов. В этих структурах основными факторами, определяющими условия формирования минеральных вод, являются фациально-литологические особенности пород и проявленность процессов мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации (табл. 1). Фациально-литологический состав осадочного покрова Западно-Сибирской платформы представлен почти исключительно терригенными, отчасти кремнистыми органическими отложениями. В пределах Скифско-Туранской и Большеземельской платформ наряду с терригенными распространены карбонатные и местами соленосные отложения. Это различие в составе пород осадочного чехла платформ отразилось на условиях формирования и распространения отдельных типов минеральных вод. Поэтому в Западной Сибири наиболее развиты воды высокой минерализации гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды широко распространены в пределах Скифско-Туранской и Большеземельской платформ.

Сероводородные воды обнаружены в пределах нефтегазоносных бассейнов

Таблица 1

Условия формирования и типы минеральных вод платформенных областей

Геологические формации	Водонапорные системы	Процессы формирования минеральных вод	Типы минеральных вод
Древние платформы			
Зоны разломов и кора выветривания кристаллических и метаморфических пород	Трещинные зоны	Радиоактивный распад и эманирование Окисление сульфидов	Радоновые Железистые
Торфяники на щитах и массивах	Малые бассейны грунтовых вод	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
Угленосные терригенные отложения впадин щитов и массивов	Малые артезианские бассейны, наложенные на другие водонапорные системы	То же	То же
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
Нефтегазоносные и битуминозные терригенно-карбонатные отложения	Крупные артезианские бассейны	Биохимический	Сероводородные
		Растворение и выщелачивание	Йодо-бромные, хлоридные натриевые, кальциево-натриевые
Угленосные терригенные отложения	Крупные артезианские бассейны	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
		Растворение и выщелачивание	Сульфатные и сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые
Соленосные отложения	Крупные артезианские бассейны	То же	Хлоридные натриевые, кальциево-натриевые (бромные)
Пестроцветные отложения	То же	То же	Сульфатно-хлоридные
		Окисление сульфидов	Железистые
		Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
Терригенно-карбонатные отложения	То же	Растворение и выщелачивание	Хлоридные натриевые, кальциево-натриевые (бромные)
Молодые платформы			
Нефтегазоносные терригенно-карбонатные и соленосные отложения	То же	Биохимический	Сероводородные
		Растворение и выщелачивание	Йодо-бромные, борные, хлоридные натриевые и натриево-кальциевые

Продолжение табл. 1

Геологические формации	Водонапорные системы	Процессы формирования минеральных вод	Типы минеральных вод
Нефтегазоносные терригенные отложения	То же	То же	Йодо-бромные, хлоридные натриевые
Угленосные терригенные отложения	Средние и малые артезианские бассейны	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
Терригенные и карбонатные отложения	Крупные и средние артезианские бассейны	Растворение и выщелачивание	Хлоридные натриевые и кальциево-натриевые (бромные)
Пестроцветные отложения	Краевые части артезианских бассейнов	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые

Скифско-Туранской и Большеземельской платформ, где в разрезе пород карбонатной толщи встречаются гипсы и ангидриты. В соленосных толщах за счет растворения и выщелачивания формируются крепкие рассолы хлоридного натриевого состава. Эти рассолы часто обогащены бромом и бором.

Йодные и йодо-бромные воды установлены в терригенно-карбонатных толщах, обогащенных органическим веществом.

В угленосных терригенных и пестроцветных отложениях, содержащих радиоактивные элементы, распространены радоновые воды, а там, где они обогащены сульфидной минерализацией, — железистые и мышьяковистые. В краевых частях артезианских бассейнов в сероцветных песчано-глинистых осадках на восстановительном геохимическом барьере часто концентрируются радиоактивные элементы, где также формируются радоновые воды.

В пределах территорий молодых платформ, затронутых процессами мезозойско-кайнозойской тектонической или тектоно-магматической активизации, развиты кремнистые термы, углекислые и борные воды.

Минеральные воды древних складчатых поясов. В пределах орогенов

наибольшим разнообразием типов минеральных вод отличаются межгорные впадины (табл. 2), выполненные различными по фациально-литологическому составу угленосно-терригенными, эффузивно-осадочными, пестроцветными песчано-глинистыми, карбонатными и соленосными отложениями. Отдельные впадины отличаются нефтегазонасностью и битуминозностью пород.

В ряде впадин концентрирование радиоактивных элементов происходит за счет высоких содержаний органического вещества пород битумного ряда (керит, асфальтит, мальга и др.). В их краевых частях развиты сероводородные и радоновые воды. Здесь же по разломам происходит разгрузка высокоминерализованных вод и рассолов хлоридного натриевого состава (Ферганская впадина).

Во впадинах, выполненных угленосно-терригенными, пестроцветными терригенно-карбонатными и соленосными отложениями, в верхней части разреза обычно встречаются сульфатно-хлоридные натриевые воды повышенной минерализации. Глубокие части впадин характеризуются высокоминерализованными водами и рассолами хлоридного натриевого и кальциево-натриевого составов с бором и бромом.

Таблица 2

Условия формирования и типы минеральных вод складчатых поясов

Геологические формации	Водонапорные системы	Процессы формирования минеральных вод	Типы минеральных вод
Древние складчатые пояса (орогены)			
Зоны разломов и кора выветривания кристаллических метаморфических пород	Трещинные зоны	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
Угленосные терригенные отложения	Малые артезианские бассейны, наложенные на другие водонапорные системы	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
Эффузивно-осадочные отложения	Трещинные зоны малых артезианских бассейнов	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
Нефтегазоносные и битуминозные терригенно-карбонатные и соленосные отложения	Средние и малые артезианские бассейны межгорных впадин и прогибов	Биохимический	Сероводородные
		Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Растворение и выщелачивание	Йодо-бромные, борные, хлоридные натриевые и кальцево-натриевые
Угленосные терригенные отложения	Малые артезианские бассейны межгорных впадин и прогибов	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые и мышьяковистые
		Растворение и выщелачивание	Сульфатные и сульфатно-хлоридные кальцево-натриевые
Пестроцветные отложения	То же	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые
		Растворение и выщелачивание	Сульфатно-хлоридные натриевые
Терригенно-карбонатные отложения	Средние и малые артезианские бассейны межгорных впадин и прогибов	То же	Хлоридные натриевые и кальцево-натриевые, бромные

Продолжение табл. 2

Геологические формации	Водонапорные системы	Процессы формирования минеральных вод	Типы минеральных вод
Молодые складчатые пояса			
Зоны разломов и кора выветривания кристаллических и метаморфических пород	Трещинные зоны	Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
		Термометаморфизм	Кремнистые термы
		Термометаморфизм и постмагматические экзальции	Углекислые
Эффузивно-осадочные отложения	Малые артезианские бассейны, наложенные на другие водонапорные системы	Газонасыщение за счет поступления CO ₂ из фундамента	То же
		Поступление термальных вод из зон разломов фундамента	Кремнистые термы
	Средние и малые артезианские бассейны межгорных впадин	Газонасыщение за счет поступления CO ₂ из фундамента	Углекислые
		Радиоактивный распад и эманирование радиоактивных элементов горных пород (травертинов)	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
		Поступление высокотермальных вод из зон разломов фундамента	Кремнистые термы
Соленосные отложения	Средние и малые артезианские бассейны межгорных впадин	Растворение и выщелачивание	Хлоридные натриевые и кальцево-натриевые (борные)
Нефтегазоносные терригенно-карбонатные отложения	Артезианские бассейны предгорных прогибов и впадин	Биохимический	Сероводородные
		Растворение и выщелачивание	Йодо-бромные, борные, хлоридные натриевые и кальцево-натриевые
Терригенно-карбонатные отложения	Артезианские бассейны предгорных прогибов и впадин	То же	Хлоридные натриевые и кальцево-натриевые (борные)

В нефтегазоносных структурах часто присутствуют йодо-бромные воды. Для поисков минеральных вод на площади орогена представляют интерес и срединные массивы. Кристаллические и метаморфические породы этих массивов обычно обогащены полиметаллами и радиоактивными элементами. Здесь в зонах разломов формируются радоновые и купоросные воды (Урал, Казахстан). Процессы мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации широко проявились на площади орогенов в южной части территории страны. При этом тектоническая активизация Тянь-шаньского типа отличалась интенсивными подвижками, которые не сопровождались внедрением магматических пород [4]. Поэтому на Тянь-Шане в основном распространены кремнистые термы, а углекислые воды встречаются весьма редко. Необходимо также отметить, что углекислые воды, как правило, не встречаются в районах отсутствия карбонатных пород. Здесь развиты кремнистые термы (Чукотка, Охотское побережье). В восточной части страны (Забайкалье, Сихотэ-Алинь) мезозойско-кайнозойская активизация сопровождалась интенсивным внедрением интрузивных и эффузивных тел. В наложенных впадинах этих районов, сложенных эффузивно-осадочными породами, часто встречаются углекислые воды.

Минеральные воды молодых складчатых поясов. В пределах областей альпийской складчатости широко распространены холодные и термальные углекислые, сероводородные, йодо-бромные, радоновые, мышьяковистые, борные воды и кремнистые термы (см. табл. 2). Здесь очень широко проявились постмагматические и термометаморфические процессы, с которыми связано формирование известных месторождений углекислых минеральных вод Кавказа, Карпат, Памира. К массивам кристаллических пород и полям эффузивов приурочены выходы преимущественно кремнистых терм.

Для металлогении этих областей характерно сурьмяно-ртутное, свинцово-цинковое, медное, борное и другие типы оруденения. Поэтому среди биологически активных элементов в минеральных водах часто присутствуют ртуть, мышьяк, железо, бор и другие.

В массивах кристаллических пород и полей с эффузивами отмечены участки радоновых вод (Малый Кавказ), связанные с повышенными концентрациями радиоактивных элементов.

Сероводородные, йодо-бромные и воды высокой минерализации или рассолы хлоридно-натриевого или кальцево-натриевого состава выявлены во впадинах и прогибах, выполненных флишевыми отложениями (Сочи, Мацеста, Майкоп). С этими структурами связана также и нефтегазоносность.

Минеральные воды области современного вулканизма. В юго-восточной части Камчатки и на Курильских островах в кальдерах действующих вулканов и зонах разломов установлены и сероводородно-углекислые (фумарольные) термы (табл. 3). Основными процессами формирования этих терм являются вулканические эксгальциации водных паров и газов и их смешение с инфильтрационными водами трещинно-жильного и трещинно-пластового типов в эффузивных и эффузивно-осадочных породах [2].

Наряду с углекислотой и сернистым газом в термах присутствуют азот, фтор, бор, кремнекислота, железо, мышьяк, алюминий и другие элементы. При контакте вулканических эксгальциаций с морскими водами формируются высокоминерализованные термы сульфатно-хлоридного или хлоридно-сульфатного типов.

В межгорных впадинах, выполненных эффузивными и эффузивно-осадочными породами, основными типами минеральных вод являются углекислые и кремнистые термы. Их образование обусловлено не только вулканическими эксгальциациями, но и процессом термометаморфизма. Эти воды содержат железо, мышьяк, бор и другие элементы.

Рассмотрение условий формирования и распространения минеральных вод на территории СССР показывает, что каждая крупная геологическая структура (древняя или молодая платформа, древний или молодой складчатый пояс, область современного вулканизма) характеризуется присущими ей особенностями распространения определенных типов минеральных вод. Разные геолого-структурные, фацциально-литологические и историко-геологиче-

Таблица 3

Условия формирования и типы минеральных вод области современного вулканизма и зоны мезозойско-кайнозойской активизации

Геологические формации	Водонапорные системы	Процессы формирования минеральных вод	Типы минеральных вод
Область современного вулканизма			
Зоны разломов изверженных, метаморфических и эффузивно-осадочных пород	Трещинные зоны	Вулканические эксгальциации и термометаморфизм	Кремнистые термы, углекислые и борные
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
Зоны разломов и кальдеры вулканических пород	Трещинные зоны	Вулканические эксгальциации	Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы
Эффузивно-осадочные отложения	Малые артезианские бассейны наложенных впадин	Вулканические эксгальциации и термометаморфизм	Углекислые, борные, кремнистые термы
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
Зона мезозойско-кайнозойской активизации			
Зоны разломов кристаллических и метаморфических пород	Трещинные зоны	Термометаморфизм	Углекислые, кремнистые термы
		Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые, мышьяковистые
Эффузивно-осадочные отложения	Артезианские бассейны наложенных и межгорных впадин	Термометаморфизм	Углекислые, кремнистые термы
		Радиоактивный распад и эманирование	Радоновые
		Окисление сульфидов	Железистые мышьяковистые
Терригенно-карбонатные отложения	Малые и средние артезианские бассейны межгорных впадин и прогибов	Термометаморфизм	Углекислые, кремнистые термы
Терригенные отложения	Малые и средние артезианские бассейны межгорных впадин и прогибов	Термометаморфизм	Кремнистые термы

ские условия определяют развитие различных типов минеральных вод. Так, для древних платформ характерно широкое распространение радоновых вод, а в пределах молодых платформ они редки.

Древние платформы также отличаются друг от друга условиями формирования и распространения минеральных вод. Например, на юге Сибирской платформы, где интенсивно проявился процесс мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации, широко развиты азотные термы и встречаются углекислые воды. Для Восточно-Европейской платформы эти типы минеральных вод не характерны.

Молодые складчатые пояса отличаются разнообразием типов минеральных вод. В их пределах наиболее развиты углекислые воды и кремнистые термы.

В пределах древних складчатых поясов эти типы минеральных вод встречаются лишь в зоне мезозойско-кайнозойской активизации. Для орогенов более характерны радоновые и купоросные воды. В области современного вулканизма существуют специфические условия формирования фумарольных терм.

УДК 556.3 : 532.5

Г. С. ВАРТАНЯН, В. И. БАШМАКОВ, В. О. ВОЛЕЙШО,
В. Н. ПРУПИС (ВСЕГИНГЕО)

Гидродинамическая реакция водоносного горизонта на изменение его напряженного состояния

Регистрируемые пьезометрические уровни подземных вод информируют о сложных динамических процессах, протекающих в гидрогеосфере под влиянием внешних факторов. Характерное поведение уровня воды в скважине во времени показано на рис. 1. Эта зависимость получена на скважине в Зугдиди (Грузинская ССР), вскрывшей в интервале 1900—2000 м напорный водоносный горизонт, представленный известняками и доломитами.

В работах [2, 3] отмечено, что наблюдаемое движение уровня воды в скважине может быть вызвано изменением напряженного состояния пла-

Различие в формировании минеральных вод определяется и формационными особенностями регионов. Наиболее четко это проявляется в пределах распространения угленосных, соленосных, пестроцветных и карбонатных толщ, а также массивов кристаллических пород.

Таким образом, поиски месторождений минеральных вод должны основываться на глубоком анализе геологического строения, истории геологического развития, литолого-фациального состава водовмещающих пород и металлогенических особенностей конкретных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
2. Иванов В. В. Основные закономерности распространения и образования минеральных вод на территории СССР. — В кн.: Минеральные воды СССР. М., 1974, с. 19—71.
3. Плотникова Г. Н. Закономерности распространения и формирования сульфидных вод. — Тр. ЦНИИКИФ, 1977, т. 33, с. 20—44.
4. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
5. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968.

ста-коллектора. В данной работе анализируются возможные механизмы, определяющие связи между регистрируемыми изменениями пьезометрических уровней и действующими в гидрогеосфере переменными напряжениями.

Накопленные за последние годы фундаментальные материалы показывают, что в литосфере под влиянием космических, метеорологических, планетарных и техногенных факторов на огромной территории возникают аномалии в различных физических полях, в том числе и гидрогеодинамические. Гидрогеодинамические аномалии в режиме подземных вод проявляются в

изменениях уровня, избыточных давлений, расходов родников и изливающих скважин. Специфическая особенность гидрогеодинамического режима, формирующегося под влиянием внешних нагрузок, — его проявление в региональном масштабе.

В результате анализа региональных гидрогеодинамических аномалий открыто явление глобальных, быстропротекающих (сутки, месяцы) пульсационных изменений в гидрогеосфере, обусловленных свойством последней реагировать на изменения напряженного состояния литосферы [2, 3]. Другими словами, существует так называемое гидрогеодеформационное поле, которое является результирующим одновременного действия множества процессов, вызываемых изменением напряженного состояния. Однако механизмы формирования гидрогеодинамических аномалий остаются до сих пор не вполне ясными. Существующие гипотезы в основном отражают лишь теоретические концепции, связанные с физической сущностью процессов подготовки землетрясений, и базируются на них.

В общем виде характер развития гидрогеодинамического эффекта, согласующийся с принятыми в настоящее время моделями очага землетрясения — дилатансионно-диффузионной (ДД) лавинно-неустойчивой трещиноватости (ЛНТ), представляется следующим образом. Заполнение водой из окружающей среды микротрещин горных пород, развивающихся на стадии приложения дополнительных напряжений к массиву, приводит к понижению уровня в водоносных горизонтах. При закрытии трещин в результате падения напряжений в массиве горных пород снижение уровня сменяется его подъемом. Однако размеры области трещинообразования, приуроченной к очаговой зоне (100—150 км), оказываются иногда почти на порядок меньше размеров области распространения гидрогеодинамической аномалии. Объяснение несоответствия локального характера области подготовки землетрясения и регионального проявления гидрогеодинамической аномалии невозможно в рамках рассмотренных представлений.

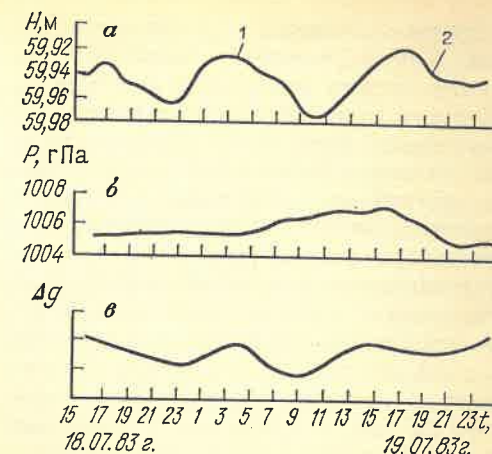


Рис. 1. Характерная кривая вариаций уровня воды в скважине (а) под влиянием изменений атмосферного давления (б) и приливных изменений силы тяжести (в)
1 — открытая скважина; 2 — скважина с герметизированным устьем

С региональных позиций процесс развития физических полей, «дальнодействие» и одновременность проявления гидрогеодинамических аномалий, а также другие установленные закономерности формирования геохимических и геотермических полей, которые не укладывались в рамках локальных (очаговых) моделей, объясняются изменением физико-механических свойств флюидовмещающих сред под воздействием дополнительных напряжений непосредственно в пунктах наблюдений. Природа этих аномалий может быть связана с реакцией водоносного горизонта на изменение его напряженного состояния, так как ни фильтрацией, связанной с образованием трещиноватости [8], ни перемещением фронта упругих волн [5] нельзя объяснить их проявление одновременно на огромных площадях.

Существуют и другие гипотезы, непосредственно не связывающие возникновение гидрогеодинамических аномалий с процессами подготовки землетрясений. Так, например, в работе [1] постулируется зависимость вариаций наблюдаемых параметров от деформаций земной коры, обусловленных глубинными процессами. Однако в статье не сделана попытка провести конкретное обоснование этой зависимости, а лишь высказываются различные предположения, носящие чисто умозрительный характер.

Другие концепции (например, модель Араго-Джекоба) связывают вариации уровня подземных вод при изменении атмосферного давления с процессами объемного расширения и сжатия водовмещающих пород. Однако расчетные значения смещений уровня воды в скважине, найденные с использованием закона Гука или измеренных относительных деформаций, показывают, что под влиянием упругой деформации водоносного горизонта из-за изменений атмосферного давления амплитуды смещений оказываются на два-три порядка меньше зафиксированных экспериментально.

В статье исследуется важный механизм, который позволяет в значительной степени определять наблюдаемые вариации пьезометрических уровней подземных вод. Он заключается в возникновении локальных фильтрационных потоков, обусловленных формированием скачка давления флюида в системе скважина — водоносный горизонт. Образование этого скачка протекает при разных условиях в скважине и водоносном горизонте.

Под действием дополнительной внешней нагрузки $\delta q k$ на водоносный горизонт в целом поровое давление в нем увеличивается на $\delta P_0 = n \cdot \delta q$, где n — коэффициент ($0 < n < 1$), зависящий от механических свойств породы [7]. Величина δP_0^w в скважине определяется условиями приложения нагрузки. Изменение давления жидкости в открытой скважине, вызванное вариацией атмосферного давления, будет равно последней. При воздействии на скважину, герметично закрытую, изменения давления в ней в момент приложения указанной нагрузки не произойдет.

Следовательно, наличие скважины приведет к возникновению неоднородного распределения давления в жидкости даже при равномерно приложенной нагрузке, что вызовет, в свою очередь, обмен флюидом между скважиной и водоносным горизонтом. С другой стороны, характерное время установления скачка давления δP_0 много меньше времени релаксации разности давлений в скважине и водоносном горизонте. Поэтому δP_0^0 и δP_0^w можно рассматривать как начальное условие для задачи определения реак-

ции системы на изменение внешней нагрузки.

Нетрудно видеть, что, во-первых, на достаточном удалении от скважины величина порового давления изменяться в ходе этого процесса не будет. Это соответствует граничному условию $\delta P|_{\infty} = \delta P_0 = \text{const}$. Во-вторых, локальные фильтрационные потоки прекратятся при достижении однородного распределения давлений во всей системе в целом. Последнее означает, что окончательное изменение давления в скважине составит $\delta P_0^w = \delta P_0$, равное $(1-n) \cdot \delta q$ для открытой и $n \cdot \delta q$ — для закрытой скважины.

Особый интерес представляет оценка «времени релаксации» уровня воды в скважине, т. е. характерного времени установления стационарного распределения давлений. В предположении упругого режима фильтрации для модельной одномерной задачи (скважина заменяется на бесконечную прямолинейную дрена), пренебрегая ускорением столба воды в дрене, при указанных начальных и граничных условиях имеем [9]

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \Delta h,$$

$$h(t, r_0) = x(t),$$

$$\dot{x} = \frac{2km}{r_0} \frac{\partial h}{\partial r}(t, r_0),$$

$$h(t, \infty) = \delta h_0 = \frac{\delta P_0}{\rho g},$$

$$h(0, r_0) = \delta h_0^w = \frac{\delta P_0^w}{\rho g} \text{ и } h(0, r) = \delta h_0,$$

где t — время, r — перпендикулярная к дрене пространственная координата, $h(t, r)$ — избыточный по сравнению с начальным напор, $x(t)$ — изменение уровня воды в дрене, km — водопроводимость водоносного горизонта, κ — коэффициент пьезопроводности, r_0 — полуширина дрена, ρ — плотность жидкости, g — ускорение свободного падения.

Применение преобразования Лапласа приводит к соотношению

$$\xi = \frac{\delta h_0 - \delta h_0^w}{\sqrt{s}} \frac{2km}{r_0 \sqrt{\kappa}} \frac{1}{s + \frac{2km}{r_0} \sqrt{\frac{s}{\kappa}}} = \frac{\delta h_0 - \delta h_0^w}{\sqrt{\tau s}} \frac{\tau}{\tau s + \sqrt{\tau s}},$$

где ξ — изображение по Лапласу функции уровня в дрене; s — параметр преобразования Лапласа; $\tau = (r_0^2/2km)^2 \kappa$ в силу теоремы подобия [6], характерное время процесса. Для типичных значений $r_0 = 0,05$ м; $km = 100$ м²/сут; $\kappa = 10^6$ м²/сут $\tau \approx 1,5$ ч. Геометрические отличия фильтрации к скважине от фильтрации к дрене, выражающиеся в увеличении эффективной водопроводимости, приведут к уменьшению этого времени. Сходные запаздывания регистрируются в отдельных экспериментах.

Проведенный анализ процесса установления стационарного режима в системе скважина — водоносный горизонт позволяет получить явные аналитические связи между барометрической (B) и приливной (C) эффективностью и механическими характеристиками двухфазной среды с учетом физического смысла этих понятий

$$B = 1 - n, \quad C = n.$$

Для n ранее авторами выведена формула

$$n = \frac{1 - (1 - m) \beta_1 K}{1 - (1 - m) [(1 + m) \beta_1 - m \beta_2] K},$$

где m — пористость коллектора, β_1 и β_2 — сжимаемости твердой фазы и флюида соответственно, K — коэффициент объемного сжатия породы.

Расчетные значения B и C при типичных значениях параметров $m = 0,1$; $\beta_1 = 5 \cdot 10^{-6}$ 1/ат ($5 \cdot 10^{-11}$ 1/Па); $K = 10^5$ ат (10^{10} Па) для известняков — по данным Холла; $\beta_2 = 4,4 \cdot 10^{-5}$ 1/ат ($4,4 \cdot 10^{-10}$ 1/Па) оказываются равными 0,39 и 0,61 соответственно, т. е. изменения атмосферного давления $\delta q \approx 1 \div 3$ гПа должны вызывать изменения уровня на 0,4–1,2 см, что примерно соответствует данным, приведенным на рис. 1. Поскольку реакция уровня воды в скважине «запаздывает» с характерным временем τ по сравнению с возбуждающей вариацией атмосферного давления, то при обработке экспериментальных данных необходимо учитывать это обстоятельство.

Для понимания механизма формирования региональных гидрогеодинамических аномалий, обусловленных изменением напряженного состояния

гидрогеосферы, были использованы экспериментальные данные с одновременным наблюдением за уровнем подземных вод и вариацией атмосферного давления. В отличие от эндогенных сил, значение которых сложно оценить, вариации атмосферного давления или земных приливов можно измерить. Реакция на них подземных вод является процессом, физическая сущность которого аналогична природе гидрогеодинамической аномалии, возникающей под воздействием различных нагрузок, и поэтому ее можно рассматривать в качестве натурной модели этих процессов.

Для примера приведем результаты экспериментальных исследований, выполненных в западной части Грузии в пределах Мегрельского артезианского бассейна. Опыты проводились в открытой и предварительно герметизированных скважинах, приуроченных к верхнемеловому водоносному горизонту. Уровень воды в открытой скважине регистрировался прецизионным датчиком давления ПДП-1000 чувствительностью не менее 1 мм, показания которого фиксировались непрерывно на ленте многоканального самопишущего потенциометра КСП-4. В герметично закрытой скважине запись вариаций уровня воды осуществлялась дифференциальным высокочувствительным самописцем, изготовленным во ВНИИнефти и работающим в автоматическом режиме с автономным питанием. В этой конструкции регистрация производится непрерывно на ленте вращающегося барабана самописца с чувствительностью измерения не ниже 0,2 мм. Изменения атмосферного давления фиксировались самописцем-барографом М-22 с погрешностью 3 %.

Для контроля работы барографа производились измерения абсолютной величины атмосферного давления барометром-анероидом БАММ-1.

В результате наблюдения получена кривая изменения уровня воды в скважине (рис. 1а), которая является интегральной от действия на водоносный горизонт совокупности внешних факторов, основные из которых — атмосферное давление и земные приливы. Установлено, что коэффициент барометрической эффективности B стаби-

гидрогеохимического картографирования и районирования территории СССР. В 1956 г. он защитил докторскую диссертацию, в 1964 г. ему было присвоено ученое звание профессора.

В 1955—1967 гг. коллективами сотрудников ВСЕГЕИ и других учреждений под руководством И. К. Зайцева были составлены гидрогеологические и гидрогеохимические карты СССР в масштабах 1:7 500 000—1:2 500 000. Некоторые из них демонстрировались на XX, XXI, XXII сессиях Международного Геологического Конгресса. Принципы и методы составления гидрогеологических карт, предложенные И. К. Зайцевым, положены в основу легенды международной «Гидрогеологической карты Европы» масштаба 1:1 500 000.

На основе выявленных закономерностей распространения подземных вод разного типа И. К. Зайцевым (совместно с Н. И. Толстихиным) разработаны принципы и выполнено структурно-гидрогеологическое районирование территории СССР. Эти принципы приняты в качестве основы гидрогеологического районирования при подготовке многолетнего издания «Гидрогеология СССР» (1960—1972 гг.).

В 1975—1986 гг. под руководством И. К. Зайцева и при его участии выполнен ряд крупных работ по закономерностям распространения и перспективам использования подземных промышленно-ценных рассолов разного состава. В 1983 г. под научным руководством И. К. Зайцева издана гидрогеохимическая карта региона БАМ (в масштабе 1:15 000 000), а в 1986 г. вышла из печати его монография «Гидрогеохимия СССР».

На протяжении всей своей деятельности И. К. Зайцев успешно сочетает научно-исследовательскую работу с производственной и научно-организационной.

И. К. Зайцев — член КПСС с 1950 г., многие годы избирался членом парткома ВСЕГЕИ, а в 1963—1965 гг. — секретарем парткома.

За большие заслуги в развитии учения о подземных водах, за участие в решении ряда важных народнохозяйственных задач и подготовку высококвалифицированных кадров И. К. Зайцев награжден двумя орденами Ленина, орденами Трудового Красного Знамени и «Знак Почета», многими медалями, а также «Большой золотой медалью ВДНХ» 1963 г.

Желаем Ивану Киреевичу Зайцеву доброго здоровья и осуществления новых творческих замыслов.

*Е. А. Козловский, Ф. К. Салманов, А. И. Бабилов,
В. М. Волков, М. Д. Пельменёв, В. Ф. Рогов,
Р. А. Сумбатов, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов,
Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов,
В. А. Максимов, В. А. Чернов, Н. В. Межеловский,
К. И. Сычев, А. И. Жамойда, Е. А. Басков,
С. В. Егоров*



ХРОНИКА

Первые лауреаты

В соответствии с решением директивных органов «О мерах по ускорению научно-технического прогресса в народном хозяйстве» и в целях повышения заинтересованности работников отрасли в ускорении научно-технического прогресса на геологоразведочных работах коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ в 1986 г. учредили семь ежегодных единовременных премий Министерства геологии СССР. Премии присуждаются:

за особо важные научные исследования, открывающие новые прогрес-

сивные направления в геологическом изучении и обосновании хозяйственно-го освоения территории СССР и отдельных ее регионов, в создании научно обоснованной системы управления развитием минерально-сырьевой базы страны; принципиально новые решения в области прогнозирования и методик проведения геологической съемки, поисков и разведки полезных ископаемых, их оценки, создания и внедрения передовых технологий проведения этих работ; рекомендаций по комплексному использованию минерального сырья;

за ускорение научно-технического

прогресса в области создания, освоения и внедрения в производство высокоэффективных технических средств, прогрессивной технологии и новых материалов, имеющих первостепенное значение для эффективного проведения геологоразведочных работ, роста производительности труда, экономии материальных, трудовых, топливно-энергетических и сырьевых ресурсов, сокращения применения ручного труда, улучшения системы стандартизации и патентно-лицензионной работы, а также обеспечения охраны окружающей природной среды;

за выдающиеся работы в области технико-экономических исследований, нормирования и учета расходования материальных, трудовых и финансовых ресурсов, внедрения вычислительной техники и автоматизированных систем проектирования.

Впервые премии Министерства геологии СССР присуждены в 1987 г. к профессиональному празднику — Дню геолога — авторским коллективам управления Главтюменьгеологии, объединений «Союзгеотехника», «Березовгеология», «Запсибгеология», «Союзпромгеофизика», «Уренгойнефтегазгеология», «Обьнефтегазгеология» за создание, освоение и внедрение в производство комплекса технических средств для бурения с гидротранспортом керна; разработку и промышленное внедрение передовых технологий испытания разведочных скважин на нефть и газ; за достижение высоких технико-экономических показателей при бурении глубоких разведочных скважин в результате внедрения новой техники и улучшения организации труда.

В области геологии премия Министерства геологии СССР присуждена коллективу авторов — сотрудникам Мингео СССР, ЦНИГРИ и ИМГРЭ — Володину Р. Н., Волчкову А. Г., Константинову М. М., Кривцову А. И. (руководителю работ), Крючкову А. С. (посмертно), Левитану Г. М., Мигачеву И. Ф., Мининой О. В., Филатову Е. И., Яновскому В. М. за цикл работ «Разработка и внедрение прогрессивных методов и технологии прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов».

Авторским коллективом созданы и внедрены прогрессивные технологические схемы реализации геологоразведочного процесса от прогноза металлогенических зон и районов до оценки перспективных участков — в форме прогнозно-поисковых комплексов (ППК). Комплексы применимы для выявления металлогенических провинций, металлогенических зон, потенциальных рудных районов и рудных полей, перспективных участков, в пределах которых возможно обнаружение месторождений и рудных тел. ППК входят в систему управления развитием минерально-сырьевой базы СССР и имеют широкое приложение для решения ряда практических задач отрасли.

ППК прошли апробацию в производственных условиях, их эффективность подтверждена при проведении поисков, разведки и оценки на медно-колчеданных месторождениях в Башкирской АССР, медно-порфировых месторождениях в Казахской ССР и в ряде других регионов. В результате проведенных работ обнаружены новые объекты, на известных месторождениях выявлены новые рудные тела. Условный экономический эффект от применения ППК составил несколько миллионов рублей.

Прогнозно-поисковые комплексы положены в основу разработки и расчета предельных нормативов стоимости для противозатратного хозяйственного механизма отрасли. Начаты работы по созданию ППК для других полезных ископаемых и типов месторождений.

Журнал «Советская геология» регулярно информировал своих читателей об исследованиях, которые проводились в области разработки прогрессивных методов прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Так, в 1982 г. (№ 9), в 1983 г. (№ 1) и в 1985 г. (№ 11) были опубликованы статьи по методике создания и использования прогнозно-поисковых комплексов, а в 1987 г. (№ 2) редколлегия поместила подборку статей, посвященных методологии и методикам локального прогноза месторождений важнейших видов минерального сырья.

Значение научных гипотез в процессе выявления и государственной регистрации открытий в геологии

В СССР впервые в мире по инициативе видных деятелей науки была введена государственная система регистрации научных открытий. Это решение сыграло важную роль в развитии научно-технического прогресса как в нашей стране, так и за рубежом, поскольку в основе современной НТР лежат прежде всего научные открытия и созданные на их базе пионерные изобретения. Именно поэтому на XXVII съезде КПСС отмечалась необходимость усилить интеграцию науки и производства, улучшить организацию и сократить сроки разработки и освоения в народном хозяйстве технических новинок, научных открытий и изобретений.

Однако в настоящее время сложилась такая ситуация, что Государственный комитет СССР по делам изобретений и открытий осуществляет регистрацию доказанных научных открытий, т. е. тех, в которых представлены теоретические и экспериментальные доказательства. При этом экспертиза принимает во внимание в первую очередь экспериментальные доказательства, теоретические обоснования выполняют в некоторой степени вспомогательную роль. Из 310 открытий, внесенных в Государственный реестр открытий СССР, лишь единицы были зарегистрированы только на основе теоретических доказательств (в объеме приоритетных публикаций) с учетом получения в дальнейшем экспериментальных данных.

Так, в период 1979—1981 гг. из 42 зарегистрированных открытий только четыре (№ 224, 233, 235 и 241) имеют теоретическое доказательство достоверности в приоритетных работах с последующим экспериментальным подтверждением в СССР и за рубежом.

Таким образом, законодательство в области открытий и практика экспертизы исходят из необходимости представления экспериментальных данных. В то же время для установления научных открытий (т. е. их генезиса) особое значение имеют гипотезы. В геологии гипотезы играют огромную роль.

А. Майкельсон говорил: «Знать, какая проблема достойна наступления, гораздо важнее просто добросовестной работы над любой проблемой». Дж. Бернал добавлял, что проблеме труднее сформулировать, чем решить. Когда проблема поставлена и признана ее важность, она аккумулирует интерес исследователей и доводится до решения [11].

В современной науке нет закона или теории, которые в свое время не прошли бы стадии гипотезы. Выдвижение и проверка гипотез являются закономерностью развития любой науки и составляют основное содержание процесса научного исследования. Напомним, что «гипотеза есть предположение, несущее в себе новое знание, вероятность которого обоснована посредством анализа практических данных с учетом уже известных закономерностей объективного мира» [4]. Гипотеза это не просто предположение, а предположение, вытекающее из анализа фактических данных, для достоверного объяснения которых в настоящее время недостаточно имеющихся экспериментальных

материалов. Гипотеза всегда направлена на раскрытие причинно-следственных и иных закономерных связей и отношений изучаемых явлений объективного мира, их сущности, свойств, качественно-количественной определенности и т. д. От достоверного знания гипотезы отличаются уровнем обоснованности содержащихся в них знаний.

Переход от научной гипотезы к научной теории может быть различным: в одних случаях подтверждение гипотезы и превращение ее в достоверное знание обогащает уже имеющуюся соответствующую теорию новым достоверным законом, положением, в других — подтверждение гипотезы означает появление новой достоверной теории. Формирующиеся и постоянно развивающиеся теории служат основой для выдвижения новых гипотез и, следовательно, создания новых теорий.

Процесс развития человеческого познания науки непрерывен. Роль гипотезы и условия ее состоятельности в геологии весьма специфичны. Например, И. П. Шаралов, проанализировав содержание 14 теорий в геологии, приведенных в Геологическом словаре, пришел к выводу, что только одно научное построение отвечает определению теории — теория литогенеза Н. М. Страхова, остальные являются гипотезами [10]. В то же время история геологической науки показывает, что научное знание не может обходиться без гипотезы, так как «в опытных науках не существует другого пути открытия законов, кроме постоянного выдвижения и проверки гипотез» [5].

Гипотезы представляют собой форму выражения новых идей, ибо после накопления фактического материала обобщение и систематизация его происходят на основе какой-либо гипотезы. Данные эксперимента, не совпадающие с выводами прежней гипотезы, приводят к выдвижению новой, которая также проверяется на практике. Так наука постепенно подходит к открытию, к созданию достоверной теории (закона).

Например, Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР три раза рассматривало заявку на открытие «Закономерность распределения концентрации изотопов гелия Земли», обращая внимание на необходимость исчерпывающего доказательства, подтверждающего заявленную закономерность. Только после исключения всех гипотетических элементов была проведена регистрация этой работы. Несомненно, что оформление авторами заявки на данное открытие произошло в тот период, когда работа представляла собой еще гипотезу (заявка подана 2 августа 1974 г.). В течение семи лет, т. е. до момента регистрации в 1981 г., эта работа была в поле зрения большого коллектива исследователей, ученых и ряда научных организаций, что в конечном счете содействовало подтверждению гипотезы и признанию данного научного положения в качестве открытия. Имеются и другие примеры научных гипотез наших дней. В частности, активно разрабатывается гипотеза о происхождении иридиевой аномалии на

границе маастрихтского и датского ярусов [6]. Несмотря на общепризнанную роль научных гипотез, п. 1.42 «Указаний по составлению заявки на открытие» исключает возможность рассмотрения в качестве заявок на открытия материалов, в которых описаны положения, не отвечающие понятию открытия, в частности гипотезы. Признавая роль научных гипотез в процессе установления открытий, действующее законодательство исключает из рассмотрения научные положения, содержащие гипотезы, т. е. не получившие экспериментального подтверждения.

Необходимо отметить, что известна попытка регистрации научных гипотез в ЧССР, когда открытие невозможно достаточно полно проверить, а принцип, указанный и обоснованный заявителем, следует считать правильным и достоверным. В настоящее время законодательство ЧССР исходит из того, что открытие должно быть доказано «научным методом», под которым понимается «экспериментальное обоснование или, если характер предмета заявки на открытие не позволяет сделать этого, приведение теоретического доказательства», причем сделана оговорка, что «теоретическое доказательство применяется в научной практике только в исключительных случаях».

Таким образом, можно было бы считать, что вопрос ясен. В то же время интерес к научным гипотезам возрастает. Например, Б. Н. Черкашин отмечает: «Однако в науке большая группа фундаментальных гипотез и теорий (теоретические доказательства) не может быть экспериментально доказана непосредственно в настоящее время из-за отсутствия целого ряда объективных условий. В связи с этим может быть утрачено авторское право, поскольку, как показывает практика, в ряде случаев возникают трудности в установлении приоритета при регистрации научных открытий...». Далее автор рекомендует «...установить выдачу на научные гипотезы и теории в области естественных наук приоритетных свидетельств как авторских охранных документов (без выплаты вознаграждения)» [9].

Позднее Э. П. Гаврилов также обсуждает вопрос о необходимости правовой охраны научных результатов. К последним, по его мнению, относятся научные идеи, гипотезы, теории [1].

Очевидно, что весьма сложно в условиях НТР выдвинуть фундаментальную научную гипотезу, опирающуюся на достижения мировой науки на данном этапе ее развития, которая может получить экспериментальное подтверждение лишь через десятки лет. Для того чтобы привести в действие этот творческий потенциал, представляется целесообразным установить выдачу приоритетных свидетельств на научные гипотезы и теории в области геологических наук, как авторских охранных документов (без выплаты вознаграждения). В частности, это упростит при регистрации научных открытий определение авторского коллектива и приоритетных дат (множественный приоритет), так как автор гипотезы, как показывает практика работы Госкомизобретений, может в отдельных случаях быть автором открытия. Так, среди 310 зарегистрированных научных открытий имеются примеры установ-

ления приоритета по дате опубликования гипотезы, впоследствии получившей научное подтверждение.

Например, диплом на открытие № 105 был выдан трем авторам с двумя датами приоритета — по дате опубликования теоретического положения (1931 г.) и по дате экспериментального его подтверждения (1951 г.). В данном примере реальное существование экситона, теоретически предсказанного в 1931 г. Я. Н. Френкелем, на протяжении 20 лет являлось гипотезой, ибо оставался открытым вопрос о том, не является ли экситон только умозрительным понятием. Прямое экспериментальное доказательство его существования, полученное в 1951 г. Е. Ф. Гроссом и Н. А. Карьевым, преобразовало эту гипотезу в установленный научный факт, и авторами открытия были признаны Я. Н. Френкель, Е. Ф. Гросс и Н. А. Карьев. При аналогичных обстоятельствах были выданы с двумя датами приоритета дипломы на открытия № 119, 123 и 135.

Другой пример — открытие по диплому № 289. Его авторы Г. Н. Батурина, П. Л. Безруков и А. В. Казаков. Два последних автора включены в состав коллектива по рекомендации ОГГГГ АН СССР посмертно. А. В. Казаков — автор хемогенной гипотезы фосфоритообразования, разработанной им в 1935—1939 гг. для интерпретации генезиса древних геосинклинальных пластовых фосфоритов (типа Каратау). Согласно этой гипотезе фосфориты образуются благодаря подъему с глубин до 1000 м на шельф обогащенных фосфором глубинных вод, которые теряют диффундирующий из них углекислый газ и пересыщаются фосфатами и карбонатами, химически осаждающимися на дно и формирующими пластовые тела. В дальнейшем идея А. В. Казакова о связи фосфоритообразования с циркуляцией вод получила подтверждение в современном явлении. И хотя подобные представления имелись еще в XIX веке (правильную научную интерпретацию связанного с горизонтальными течениями мелководного прибрежного апвеллинга дал У. де Тессан в 1844 г., а на связь фосфоритообразования с движением вод указывал Д. Меррей в 1891 г.), А. В. Казакову принадлежит заслуга возрождения и внедрения этой идеи, которая легко воспринималась благодаря простоте и логической стройности разработанной им концепции.

Отмечая большой вклад Г. Н. Батурина в теоретическое обоснование и экспериментальное подтверждение исследования, Госкомизобретений присвоил этой работе именное название «Эффект Батурина».

Известны и другие случаи. Это и приведенный ранее пример рассмотрения АН СССР заявки на открытие «Закономерность распределения концентраций изотопов гелия Земли».

Выдача охранных документов на научные гипотезы и теории также будет способствовать устранению споров о признании приоритета в масштабе мировой науки, когда установление приоритета только в национальных рамках окажется недостаточным.

Для того чтобы наиболее эффективно использовать возможности современной науки и техники, необходимо постоянно улучшать планирование научно-исследовательских и опытно-

но-конструкторских работ, укреплять связи науки с производством. В осуществлении этих задач большая роль принадлежит гипотезам, поскольку именно они часто являлись основой весьма перспективных направлений для развития науки будущего. В этой связи академик А. Л. Минц писал: «Лучше открыть зеленую улицу нескольким идеям, которые впоследствии окажутся неплотворными, чем преградить дорогу хотя бы одной блестящей идее, родоначальнице нового научного направления, а может быть, и новой науки» [7].

Развитие науки представляет собой не только «эволюцию того, что мы знаем», но и одновременно и даже в большей степени «эволюцию к тому, что мы хотим знать» [8]. То, что сейчас отбор тематики научно-исследовательских работ, как правило, не производится (так как ученые, научные коллективы крайне редко предлагают альтернативные темы), вовсе не значит, что планируемая тематика — единственно возможная [3]. Вместе с тем ясно, что повышение качества отбора потенциально важных проблем — один из главных источников роста общественной эффективности науки. Значительную роль в этом отборе может сыграть регистрация гипотез, и, по-видимому, эту работу следует проводить в два этапа. На первом этапе, по нашему мнению, целесообразно осуществить регистрацию гипотез в области геологических наук, а далее, по мере накопления опыта, распространить эту практику на другие области знаний. При этом необходимо принять во внимание следующие обстоятельства.

1. Регистрации должны подлежать такие гипотезы, которые в силу тех или иных объективных причин в настоящее время не могут быть проверены, например, в области геологических наук, из-за невозможности непосредственно изучить горные породы, залегающие на больших глубинах.

2. Регистрацию гипотез должен производить орган, осуществляющий перспективное планирование, например, одна из комиссий АН СССР или ГКНТ СССР, что позволит по мере

развития науки или ее материально-технической базы вносить такие гипотезы в планы научно-исследовательских работ.

3. Подтвержденные гипотезы в соответствии с действующим порядком регистрации открытий должны направляться в Госкомизобретений в качестве полноценных заявок на открытия.

4. Гипотезы, представленные организацией (НИИ, ВУЗ), целесообразно публиковать в объеме аннотации в целях привлечения к ним внимания научной общественности и возможной апробации. В аннотации следует приводить сведения о регистрации гипотезы, ее авторе и дате подачи заявки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов Э. П. Обозначение имени автора при использовании открытий и изобретений в научных публикациях. — Вопросы изобретательства, 1982, № 10, с. 21—25.
2. Изобретательское право стран — членов СЭВ. М.: ЦНИИПИ, 1982, вып. 2.
3. Лахтин Г. А. Что в тематическом портфеле? — Правда, 1981, 23 января.
4. Логика/Под ред. Г. А. Левина. Минск: Изд-во БГУ, 1974.
5. Назаров И. В. Методология геологического исследования. Новосибирск: Наука, 1982.
6. Назаров М. А. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов. — Геохимия, 1983, № 8, с. 1160—1178.
7. Слово о науке/Под ред. Е. С. Лихтенштейна. М.: Знание, 1976.
8. Федосеев П. В. В. И. Ленин и актуальные проблемы интеграции научного знания. — Общественные науки, 1980, № 2, с. 18—19.
9. Черкашин Б. К. О правовой защите научных гипотез и научных теорий. — Вопросы изобретательства, 1979, № 10, с. 15—16.
10. Шаронов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 1977.
11. Ягодинский В. Н. Будущее древней науки. М.: Знание, 1982.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.26 (049.32)

М. Л. ГЕЛЬМАН (ПГО «Севвостгеология»)

Петрохимические пересчеты и диаграммы

Петрохимические пересчеты стали важным инструментом исследования в петрологии. Быстро нарастающее количество химических анализов горных пород создает обширную базу для петрохимических исследований. В связи с этим выход в свет двух пособий* по петрохимиче-

* Соболев Р. Н., Фельдман В. И. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра, 1984, 224 с. Тираж 1520.

ским методам представляется весьма своевременным. Каждое из них содержит материалы по петрохимии изверженных, осадочных и метаморфических пород, имеются таблицы, необходимые для выполнения любых немашинных пересчетов. В качестве справочных посо-

Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра. 1985. 511 с. Тираж 4400.

бий рецензируемые книги в некоторой степени могут заменять друг друга, однако в целом их назначение разное. Книга Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана рассчитана не только на специалистов, но и на студентов и имеет несомненные дидактические достоинства. В ней глубоко раскрыты наиболее распространенные методы В. Кросса, Дж. Иддингса, Л. Пирсона и Г. Вашингтона (CIPW), П. Ниггли, А. Н. Заварицкого, Т. Барта, а также Е. А. Кузнецова, Н. Д. Соболева, перспективные методы А. А. Маракушева, А. А. Предовского, В. А. Рудника. Вариететы этих методов обычно опущены, так же как и способы вычисления каких-либо коэффициентов, модулей и многие другие технически простые способы пересчета и графического сопоставления результатов анализа. Однако, по-видимому, впервые в петрохимической литературе приводятся данные о реальном составе породообразующих минералов, а также описаны методы вычисления кристаллохимических формул минералов по В. С. Соболеву и И. Д. Борнеман-Старинкевич, что отвечает современному стремлению к комплексности петрохимического исследования.

Книга С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева содержит сжатое изложение огромного количества методов пересчета. В специальных главах освещаются методы химического анализа, математико-статистические методы и применение ЭВМ в петрохимии. Эти важные вопросы в более краткой книге Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана не рассматриваются. Справочное пособие С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева следует рекомендовать подготовленным специалистам, которые могли бы критически подойти к сведенному в нем материалу. Многие пересчеты можно сделать, не обращаясь к первоисточникам, но методы, где необходимо использование ЭВМ, все же требуют от специалиста дополнительной подготовки. Поэтому лучше было бы точно указать, каким образом можно ознакомиться с техникой подготовки данных для ЭВМ и ограничиться общей характеристикой возможности применения данного математического аппарата. Последнее представляется особенно важным, так как кроме случаев специального приспособления математического аппарата к геологическому материалу (тренд-анализ, метод VIR), в петрохимии заимствуются приемы математической обработки данных из других наук (кластерный и факторный анализы и др.).

Выход в свет двух пособий — большое событие в петрохимии. Поэтому обсуждение их достоинств и недостатков целесообразно вести с точки зрения тех главных особенностей, которыми должно обладать современное петрохимическое руководство. При сегодняшнем обилии методов пособие должно помочь выбрать те из них, которые адекватны решаемой геологической или петрологической задаче, и, возможно, даже модифицировать метод применительно к поставленной задаче. Полезно при этом помнить указание А. Н. Заварицкого: «Она (диаграмма. — М. Г.) должна выполнять главное свое назначение, а именно — заменить число мерой для того, чтобы пробудить интуицию. Последняя в особенности необходима при отыскании эмпирических закономерностей» («Введение в петрохимию». М.: Изд-во

АН СССР, 1950). Таким образом, А. Н. Заварицкий, считая построение диаграммы обязательной и неотъемлемой частью действенного петрохимического исследования, представляет его как эвристическое. Поэтому напрасно С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев (с. 435—445) выделяют в качестве эвристических лишь несколько методов с обязательным использованием ЭВМ, противопоставляя их математико-статистическим методам и вообще все остальные.

Выбору надежного метода при поисках эвристического решения помогают последовательный историзм и критичность изложения, целевая классификация методов и соответствующая систематизация материала. Истории петрохимических методов в книге Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана посвящена специальная глава. Авторами подчеркивается принципиальное значение перехода от систем, в которых данные химического анализа упрощались путем объединения оксидов в группы по их валентности (на некоторой общехимической основе), к системам, учитывающим реальные группировки элементов в породообразующих минералах и магматических расплавах. В дальнейшем следует наметить некоторые тенденции, нашедшие отражение в распределении материала в обеих книгах. Одна тенденция, возникшая как реакция на жесткость системы CIPW, состоит в стремлении к максимальному сближению нормативного состава с модельным. Сюда относятся нормативно-молекулярный метод П. Ниггли, методы Е. А. Кузнецова, А. Ритмана, М. Стефановой.

Другая тенденция ярко проявилась в методе А. Н. Заварицкого. Имея в виду гетероморфизм горных пород, он считал принципиально ненужными поиски определенных минералогических эквивалентов химического состава. Группировки химических элементов должны быть простыми и отражать наиболее общие и существенные признаки изверженных пород, которые, как предполагал А. Н. Заварицкий, могут быть связаны со строением и эволюцией магматических расплавов. Эта тенденция имеет место в системах А. Озана, А. Мишель-Леви и восходит к «теории ядер» Г. Розенбуша и к гипотезе каоинового ядра В. И. Вернадского.

В основе третьей тенденции лежит представление об особой геохимической роли кислорода. Здесь характерно стремление к вычислению магматических формул. Р. Н. Соболев и В. И. Фельдман относят сюда методы Т. Барта, А. А. Маракушева и В. А. Рудника. Эта тенденция — одна из самых современных, но прослеживается она очевидно, еще у Дж. Рота и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

В книге С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева систематически характеризуются достоинства и недостатки освещаемых методов. Однако было бы желательно рассматривать даже старые идеи с учетом современного состояния науки. Вот один пример. Авторы отмечают (с. 430), что факторным анализом выявляется антагонизм SiO_2 ко всем остальным оксидам, что отражает главную тенденцию магматической дифференциации. Но ведь в этом можно видеть статистическое основание метода А. Харкера (см. рис. 72), часто описываемого в зарубежной литературе; с очень небольшими

видоизменениями (суммирование оксидов калия и натрия) он служит классификационным целям.

Было бы интересно обсудить целесообразность замены на диаграммах А. Харкера SiO_2 (на оси абсцисс) на индекс дифференциации (Е. С. Ларсена (С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев, с. 207)). Можно было бы также отметить столь длительное успешное использование метода Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, которое объясняется тем, что в его магматической формуле особо подчеркивается роль кремнекислоты и отношения кислорода к катионам. Имея в виду указанную выше особенность в поведении SiO_2 можно было бы более определенно высказаться по поводу того, что в методе Е. А. Кузнецова уменьшается «диспропорция между количеством общего содержания кремнезема и другими оксидами», как это имеет место в методе А. Н. Заварицкого (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 76), или о том, что метод П. П. Смолина опирается на «...уникальность кремнезема как анионного компонента» (с. 177).

С учетом роли кремнезема как единственного первого фактора в выборках химических анализов из генетически однородных серий горных пород, мы должны критически подойти к использованию, например, диаграммы АФМ для сопоставления горных пород, существенно различающихся по кремнекислотности (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, рис. 150). Внимательнее следовало бы отнестись и к предложению Б. Н. Пискунова (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 212) об использовании его параметров для разграничения любых по кремнекислотности пород, образовавшихся в океанической или островодужной обстановках. Вероятно, было бы полезно рассмотреть это предложение в сопоставлении с методом В. Готтини (там же, с. 316—318), который кроме TiO_2 ; Al_2O_3 ; K_2O ; Na_2O учитывает также и SiO_2 .

В последние годы все реже используется диаграмма А. Н. Заварицкого. Это не может оправдываться кажущимися сложностями пересчетов и графического языка — стремление А. Н. Заварицкого сохранить то количество информации, которое несет химический анализ, — это достоинство метода, которое надо пропагандировать. Упрек в схематичности (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 53) неправомерен, и ссылка на А. А. Маракушева и Т. И. Фролову вне контекста их предисловия к книге М. Стефановой читателю непонятна. Действительно, связь химического состава с минеральным отражается в системе А. Н. Заварицкого в гораздо более общем и поэтому как будто бы в схематичном виде, чем в жесткой системе CIRW или гибкой системе М. Стефановой. Но это принципиальная особенность метода, и оценивать его надо не по тому, насколько он помогает охарактеризовать возможный минеральный состав по химическому, а как с его помощью решаются какие-либо конкретные задачи.

С современных позиций видно, что в системе А. Н. Заварицкого ни в числовых характеристиках, ни на диаграмме не находят явного выражения титанистость и относительная железистость горных пород, не выделено сколь-нибудь заметно соотношение окисного и за-

кисного железа. Не оправдано, кстати у Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана указание на второстепенный характер определений Fe_2O_3 в горных породах (глава 1). Наконец, как отмечено Д. С. Коржинским, из-за раздельного приведения к 100 % параметров главной и дополнительной числовых характеристик диаграмма А. Н. Заварицкого не является вполне барицентрической. Такими соображениями можно объяснить потребность в частных диаграммах и коэффициентах, к которым относятся диаграммы В. Готтини, Б. Н. Пискунова, В. Н. Богдеевского, (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 316) и другие, учитывающие титанистость, диаграммы АФМ всех модификаций, диаграмма $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{TiO}_2)-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ (там же, с. 321), еще не вошедшие в руководства диаграммы А. А. Маракушева и Н. И. Безмена $\text{Al}:\text{Mg}:(\text{Fe}+\text{Ti}+\text{Ca}^{P_x})$ для разделения магматических серий, диаграмма Е. Ф. Осборна, отражающая так называемые боуэновский и фернеровский типы дифференциации в координатах общая железистость — кремнезема (там же, с. 208), кристаллизационный индекс А. Полдерварта — Д. Паркера (там же, с. 208), коэффициент окисленности железа (там же, с. 207) и другие, показывающие соотношения магния с железом и степень его окисления.

С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев (с. 344) и Р. Н. Соболев и В. И. Фельдман (глава 8) справедливо характеризуют метод Н. Д. Соболева как дополнение к методу А. Н. Заварицкого, предназначенное для исследования ультрамафитов. Интересно, что в этом методе соотношение магния и железа выводится на первое место, хотя в остальном сохраняется вся методология А. Н. Заварицкого, причем достигается это отказом от выразительного отображения на диаграмме соотношений CaO и Al_2O_3 , которые для ультрамафитов как будто бы не характерны. Однако это соотношение в последнее время часто эффективно используется при формационных сравнениях ультрамафитов на диаграммах $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (в рецензируемых руководствах, к сожалению, не вошедших), А—S Л. В. Дмитриева и других (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 304). В связи с возникающими в системе А. Н. Заварицкого трудностями такого рода надо отметить попытку учесть одновременно с железистостью двойственную роль кальция по диаграмме А. А. Маракушева и Н. И. Безмена, где к железу и титану прибавляется «клиногенный» кальций (Ca^{P_x}). О. К. Ксепироксенов и В. Н. Логинов (С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев, с. 335, 336) попытались параллельно рассмотреть на треугольных диаграммах $a'-f'-m'$ и $c'-f'-m'$ (дополнительная характеристика А. Н. Заварицкого) геологически связанные друг с другом горные породы. Наконец, Я. С. Висневский, Э. В. Поршков и И. М. Мирходжаев построили семи-компонентные диаграммы (С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев, с. 318—325), где как особая координата могут выступать CaO , Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO либо Ti , Mg , Fe и др.

Затрагивая тему использования в петрохимии данных о количественном минеральном составе (например, в методе Е. А. Кузнецова), нельзя сегодня лишь указать на недостаточность средних сведений о химическом составе

минералов по П. Н. Чирвинскому. Надо дать представление о накопленных данных в химической минералогии, как это сделано Р. Н. Соболевым и В. И. Фельдманом, но кроме того, раскрыть возможности и своеобразие микрорентгеноспектральных методов.

Исторически складывающееся многообразие петрохимических методов ставит вопрос об их классификации, до сих пор не рассматривавшийся в литературе. Порядок освещения методов, принятый Р. Н. Соболевым и В. Н. Фельдманом, благодаря относительной ограниченности рассматриваемого материала сам по себе определяет классификацию по способу группировки компонентов при пересчете: вторая часть книги — вычисление нормативного минерального состава, третья — выделение устойчивых групп, четвертая — расчет формул горной породы (метод В. А. Рудника сюда отнесен несколько условно, так как в данном случае «формула» рассчитывается на объем стандартной ячейки, а не на кислород или какой-либо другой элемент).

В книге С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева намечается целевая классификация в разделении методов, применяющихся для магматических (раздел 4.1), осадочных (4.2), метаморфических и метасоматических пород (4.3), в выделении методов сравнения свежих и измененных пород (4.4), пара- и ортометаморфических пород (4.5.5), классификационных диаграмм (4, 5, 2, 1), диаграмм для разделения серий горных пород (4.5.2.2). Рубрикация внутри раздела 4.1, включающего главную массу материала книги, поначалу (параграфы 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3) приблизительно соответствует принципу, принятому Р. Н. Соболевым и В. И. Фельдманом. Однако полностью применить его к несравненно большему материалу С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеев не смогли. Неудачно общее название 4.1.4 «Методы петрохимических пересчетов с привлечением данных по термодинамике минералов, атомных соотношений и других данных». Здесь значительное место занимает метод А. А. Маракушева, в котором собственно петрохимический пересчет на формулу с 50 атомами кислорода не отличается принципиально от кислородного пересчета на 160 его атомов по Т. Барту, о котором рассказывается в другом параграфе (4.4.2).

Предложенная А. А. Маракушевым система в обоих руководствах дается как средство комплексного использования данных о химическом составе горной породы и слагающих ее минералов для физико-химического обсуждения ее происхождения. Но здесь для петрохимического пересчета используются не термодинамические данные, а наоборот, его результат (формула) привлекается к дальнейшим физико-химическим выкладкам. То же можно сказать и о методе Э. С. Персикова, который, однако, в петрохимической своей части методологически ближе к методу А. Н. Заварицкого, поскольку группировка компонентов здесь опирается на представления о строении силикатного расплава. В методах Л. С. Бородин и П. П. Смолина нет явных суждений термодинамического характера. В методе Г. С. Момджи они не несут какой-либо операциональной нагрузки. Предложение В. Е. Гендлера по поводу петрохимической

классификации гранитоидов представляет собой пример использования «метода дистанционного коэффициента» (стр. 416—421) и его следовало бы при принятой схеме изложения включить в соответствующий параграф 5.2.3. Параграф 4.1.5 «Петрохимические коэффициенты, индексы, модули, параметры, применяемые при исследовании магматических пород» и аналогичные параграфы 4.2.2, 4.3.2, 4.3.3 соответственно для осадочных, метаморфических и метасоматических пород построены по типу кратких аннотированных справочников. Перечисленные в названии петрохимические термины с указанием их авторов следуют друг за другом в порядке, близком к алфавитному, хотя какая разница между коэффициентом, параметром, индексом и модулем и есть ли она вообще, не говорится. Многие вполне самостоятельные петрохимические методы изложены в разделе 4.5.4 «Диаграммы, используемые при изучении магматических пород».

Представляется необходимой развитая целевая классификация. Главные цели магматической петрохимии видны в книгах А. Н. Заварицкого. Это — классификация горных пород, классификация их естественных ассоциаций, физико-химическая интерпретация их природы. Как с этим соотносится материал, собранный в рецензируемых книгах? В этом много пробелов. Классификационные задачи Р. Н. Соболев и В. И. Фельдман вообще не рассматривают ни в отношении горных пород, ни в отношении их ассоциаций. В пособии С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева на рис. 78—89, 96, 97 приводится почти полная коллекция классификационных диаграмм в координатах $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, в том числе диаграмма, рекомендуемая Терминологической комиссией Петрографического комитета СССР. Но что должен делать читатель с остальными? Главный вопрос — а достаточны ли подобные диаграммы? Можно ли при диагностике игнорировать кальций, алюминий? Представляют ли альтернативу этому более сложные системы Ля Роша (С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев, рис. 90, 91), А. Ф. Белоусова (там же, рис. 94, 95), подробно изложенная систематика А. Ритмана (там же, стр. 120—134)?

Петрохимическое выделение и сравнение магматических серий иллюстрируется в пособии С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева разнообразными диаграммами. Требуется некоторые разъяснения относительно их соотношения друг с другом. Например, может возникнуть вопрос, какого рода вывод надо сделать, когда фигуративные точки для какой-либо магматической серии на рис. 142 расположатся в поле щелочноземельных серий, а на рис. 143 — в поле гиперстеновой серии (это одно и то же поле на диаграмме АФМ), как соотносится с этими диаграммами рис. 99, где в координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ между пиконитовой и щелочной сериями находится не гиперстеновая (или щелочноземельная, как можно было бы ожидать из сопоставления рис. 142 и 143), а высокоалюминиевая базальтовая? Эти и подобные вопросы систематики магматических серий еще только обсуждаются, но все же материал должен быть подан в систематизированном виде.

Физико-химический аспект истолкования эмпирических петрохимических данных раскрыва-

ется при характеристике метода А. А. Маракушева, модификации его идей в работах М. Стефановой, Э. С. Персикова и при изложении некоторых более частных методов.

К сожалению, авторы обеих книг практически не касаются сопоставления по химизму природных магматических серий с модельными экспериментальными системами. А. Н. Заварицкий на своей диаграмме для этого показал проекции характерных элементов диаграммы состояния важнейших модельных систем. Аналогично поступил Е. А. Кузнецов (и это отражено в книге С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева на рис. 15 и 16). Но это трудоемкая операция, обычно поступают наоборот: наносят фигуративные точки горных пород на экспериментальные диаграммы. Составы модельных систем всегда проще природных и поэтому на диаграмме А. Н. Заварицкого однозначно находят свое место. Напротив, выбирая вариант нормативного пересчета, для того чтобы отобразить естественный состав в модельной системе, исследователь должен принять ряд условных решений: определить, какие составы уместно сопоставить с данной системой, а какие слишком далеки от нее, решить, как поступить с оксидами которые не входят в модельную систему (соединить с чем-нибудь или пренебречь ими?). Все это должно быть отражено в справочном руководстве по петрохимии. Ссылки на справочник «Минералы» (С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев, с. 333) недостаточно, потому что сведений о способах и результатах сопоставления петрохимических данных с физико-химическими там нет. Приемы такого исследования следовало бы показать на примерах использования систем, моделирующих кристаллизацию базальтовых, гранитных и щелочных магм. Поскольку этого нет в целом, беглое рассмотрение некоторых частных построений приводит к недоразумению. Например, рекомендация этих авторов (на стр. 212) использовать формулу И. В. Давиденко «для определения общего давления при формировании горных пород» несостоятельна, так как эта формула дает только соотношение давления воды и содержания Na_2O в расплаве на линии температурного минимума в системе $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Q}-\text{H}_2\text{O}$.

Описание «термопетрохимических диаграмм» Б. И. Малюка и А. А. Скворцова (там же, с. 319) сопровождается справедливым заключением А. А. Маракушева о невозможности определения температуры образования горной породы по ее валовому составу. При этом следовало бы для пояснения использования петрохимического материала для оценки температур ультраосновных и основных магм охарактеризовать метод Л. Л. Перчука и В. И. Ваганова (1978 г.), основывающийся на расчете равновесия оливин—расплав. Этим была бы глубже затронута тема «Химический состав и термодинамические условия формирования горных пород».

Обе книги задуманы как справочные практические руководства, и авторы очень ограничили себя в обсуждении многих важных общих понятий химии горных пород, магматических расплавов (основность, щелочность, кислотность, кремнекислотность, глиноземистость, апатитность и т. д.). Специального рассмотре-

ния все же требует проблема гетероморфизма изверженных пород. Для ее обсуждения в петрохимическом руководстве следовало бы привлечь диаграммы состав—парагенезис. Но они относятся к аппарату генетической минералогии, и представление парагенетического анализа в целом как частного метода петрохимии (С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев, с. 204—205) неудачно. Разнообразие интенсивных факторов приводит к соответствующему разнообразию рядов минеральных фаций температуры, давления, щелочности и т. д., которые отличаются парагенезисами минералов и распределением изоморфных элементов между ними. Вычисление ката-, мезо- и эпипорм П. Ниггли и Т. Барта, системы А. Ритмана и М. Стефановой показывают путь, на котором можно искать соответствия химического и минерального состава, но вряд ли в ближайшее время будет создан общий алгоритм для таких расчетов. Более вероятны накопление комплексных аналитических данных, относящихся к породе в целом и породообразующим минералам, и обработка таких данных, например, по развернутому варианту метода А. А. Маракушева.

Петрохимические диаграммы описываются Р. Н. Соболевым и В. И. Фельдманом с точки зрения способа их построения в каждой системе пересчетов. При этом не подчеркнуто особо, какое большое значение они имеют в петрохимии. Сообразно такому значению С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев выделяют специальный раздел 4.5 «Петрохимические диаграммы». Сделано это, однако, небезупречно. В принципе неправильно получившееся при этом разделение накопленного петрохимического опыта на «методы» (параграфы 4.1—4.4) и «диаграммы» (4.5). В 4.5 под собственными именами их авторов выступают в качестве логически однопорядковых диаграмм: 1) выделенные по способу графического изображения на плоскости рисунка многокомпонентных систем, 2) по перечню петрохимических характеристик, соотношение между которыми изображается, 3) изображения конкретного петрохимического материала. Очевидно, собственно к методологии петрохимии относятся диаграммы второй группы. Диаграммы третьей группы — это примеры использования петрохимии для решения конкретных петрографических и геологических задач. Например, на рис. 125 видим пример использования диаграммы (метода) Е. Ф. Осборна с металлогенической целью. Диаграмма В. Готтини — А. Ритмана на рис. 134 — это всего лишь пример использования диаграммы В. Готтини (рис. 133) и т. д. Кстати, в таких примерах нуждается книга Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана, чтобы с их помощью более обстоятельно раскрыть возможности петрохимии в решении геологических задач.

Способ графического изображения многокомпонентных систем (первая группа диаграмм) должен был бы быть вынесен С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеевым в параграфе 4.5.1 «Способы построения диаграмм». Подобный раздел хотелось бы видеть и в книге Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана. При его составлении можно использовать обзоры из книг Д. С. Коржинского (1957, 1973 гг.) и В. А. Жа-

рикова (1975 г.). Изложение материала Е. В. Ефремовой и К. Г. Стафеевым вызывает много замечаний. Не отвечает современному научному уровню разделение диаграмм по графическому образу с выделением фигурных, треугольных равнобедренных, в форме равнобедренного прямоугольного треугольника и т. п. Барцентрические диаграммы выделены в особый тип и противопоставлены остальным неудачно. В параграфе 4.5.1 на рис. 73 дан не просто способ построения трехкомпонентной диаграммы, а диаграммы именно барцентрической, и диаграммы, представленные в параграфе 4.5.2 в большинстве своем барцентрические. Но как раз под заголовком 4.5.2.6 «Барцентрические диаграммы» приводится диаграмма М. И. Дубровского, которая, как и формально аналогичная диаграмма А. Н. Заварицкого, не обладает полной барцентричностью. При этом не раскрыто, как барцентричность используется при петрохимических сопоставлениях.

Критический и аккуратный подход требуется при изложении тех методов, где применяются сложные математические приемы и привлекается ЭВМ. Даже самые серьезные авторы здесь бывают недостаточно осторожны. Авторы рассматриваемой книги на стр. 212 пишут, что «Формула Ю. Б. Марина, Г. Т. Скублова и Б. Г. Вайнштейна... позволяет отличать рудоносные и безрудные плутониты гранитов... Ошибка распознавания составляет 30 %». Однако эта формула (уравнение дискриминантной функции) эмпирически выведена для определенных аляскинских массивов Казахстана, а не для гранитных массивов вообще. Обобщать значение подобных выводов без специального рассмотрения нельзя. Следует обратить внимание на то, что коэффициенты этой формулы очень похожи друг на друга. Умножая обе части описываемого уравнения на 100/L, где $L=79475,265$ — пороговое значение дискриминанта D (в книге Е. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева ошибочно напечатано $L=794,75$), и подставляя в правой части значение L, получим (с точностью до сотых) $100D : L = \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; сумма справа равна 100 и $D=L$. Другими словами, рекомендуемая формула отражает лишь то, что сумма содержащих оксидов перед вычислениями приведена к 100 %. Это накладывает связь на переменные, дискриминантный анализ в этом случае может выдать ложные разграничения.

Искажающее влияние процентного пересчета строго обосновано. И хотя во многих задачах петрохимии этим влиянием можно пренебречь, осторожность нужна, в частности, при определении комплементарности составов, поскольку здесь расположение фигуративных точек на одной прямой выступает как решающий критерий, а процентный пересчет устанавливает линейную связь между содержаниями оксидов. Например, в последнее время часто обращаются к диаграмме Л. В. Дмитриева и других (рассматриваемая книга, с. 304 и 117). Эта диаграмма ярко подчеркивает петрохимические отличия дунитов, перидотитов, ортопироксенитов и клинопироксенитов и эффективно используется в классификационных це-

лях. Однако обычное расположение на ней фигуративных точек вдоль определенных прямых в значительной степени задается способом пересчета, связь между параметрами A и S видна из того, что $A=S+(100-2\text{SiO}_2)$, а $A+S=100-2(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{TiO}+\text{MnO})$.

Можно показать также, что при построении семикомпонентных диаграмм, которые специально рекомендуются для изучения комплементарности (там же, 4.5.2.4, с. 338), концы векторов располагаются близ единой прямой под сильным влиянием процентного пересчета.

В обеих рецензируемых книгах недостаточно учитывается изменение методов химических исследований. Данные С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева о возможных аналитических ошибках относятся преимущественно к методам «мокрой химии». Теперь щелочи обычно определяют фотометрией пламени. Все чаще количественный анализ пород выполняется рентгеноспектральным методом, причем летучие компоненты и валентное состояние железа не определяются. Многие лаборатории при ускоренном анализе дают только суммарное содержание железа, вводят в сумму потери при прокаливании, но не определяют воду, углекислоту и т. д. Нужны указания, как обрабатывать результаты таких анализов, зачем и как делаются пересчеты на «сухой остаток».

При чтении возникает много замечаний редакционного характера. Есть бессистемность и неточности в приводимых данных о распространении химических элементов, составе горных пород и минералов. С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев начинают подобный обзор со странного утверждения: «Кремнезем составляет более 90 % всей массы магматических пород» (стр. 13). В обеих книгах в качестве верхнего предела содержания FeO в ромбических пироксенах принимается 30 %, но у Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана в табл. 7 (с. 24) находим более железистые ортопироксены. Обе книги знакомят с петрохимической ролью колебаний железистости оливинов и ортопироксенов, но почему-то нет подобного анализа для клинопироксенов, амфиболов, слюд. Упомянув о нахождении фаялита в графитах и рапакиви, С. В. Ефремова и К. Г. Стафеев (с. 15) не рассматривают его роль в гранитах повышенной щелочности. Надо указать на многие стилистические упущения, на употребление нестрогих выражений и определений, жаргонных речений.

Из-за отсутствия надлежащей классификационной системы в справочнике этих авторов трудно ориентироваться. Было бы удобнее, если бы таблицы имели названия. Данные в них сведения нуждаются в дополнительной систематизации и унификации, особенно это касается состава горных пород, распространения химических элементов и т. д. Примеры пересчетов надо было бы теснее связать с таблицами в приложениях и освободить себя от повторений по поводу перевода массовых процентных величин в молекулярные или атомные отношения. У Р. Н. Соболева и В. И. Фельдмана нет серьезной библиографии, а у С. В. Ефремовой и К. Г. Стафеева спутаны ссылки на литературу в очень многих местах текста и в подписях под рисунками.

В целом же издание двух книг по петрохимии, во многом дополняющих друг друга, будет способствовать совершенствованию петрохимического подхода в геологической практике.

УДК 551.251 : 553.95 (571.56) (049.32)

Я. Ф. КАНАНА (ПО «Укруглегеология»)

К вопросу о метаморфизме южноякутских углей*

В обзоре представлений о закономерностях и причинах метаморфизма южноякутских углей рассматриваемой статьи отсутствует упоминание о вертикальном градиенте метаморфизма. Расчеты по скважинам, пробуренным в Южно-Якутском бассейне, показывают, что вертикальный градиент показателя отражения углей $10R^a/1000$ м составляет 17,3—17,6 [9, 10], 17,0 [12], 13,2—17,6 [6]. Значение того же градиента для юго-западной части Донецкого бассейна 17,4 [3]. Градиент изменения с глубиной выхода летучих веществ по скважинам для Чульмаканского, Денисовского, Муастахского, Кабактинского и Якоитского месторождений [11] составляет 1,97—2,67 %/100 м при среднем значении 2,36 для углей марок КЖ, К₁₉, К₁₃. Расчет того же градиента для Алмазно-Марьевского района Донецкого бассейна составляет для углей марок: Ж 1,48—2,30 % на 100 м, среднее 2 %; К 1,89—2,82 % на 100 м, среднее 2,41 % (В. Н. Нагорный, 1969 г.), что совпадает с вышеприведенными данными по Алдано-Чульманскому району.

Таким образом, градиенты изменения с глубиной показателя отражения и выхода летучих веществ углей Донецкого и Южно-Якутского бассейнов равны, что свидетельствует о равном палеогеотермическом градиенте в период максимального погружения угленосной толщи в сравниваемых районах и о равной глубине образования одноименных стадий метаморфизма углей.

Сравнение величин вертикального градиента метаморфизма и ступеней метаморфизма углей по Печорскому, Карагандинскому и Кузнецкому бассейнам [1, 5, 7] свидетельствует об их аналогии с теми же параметрами по Южно-Якутскому и Донецкому бассейнам. Это позволяет считать, что палеогеотермический градиент во всех перечисленных бассейнах был примерно равным в период максимального погружения угленосной толщи.

Следует отметить, что авторы ряда гипотез о причинах метаморфизма южноякутских углей (динамометаморфизм, сейсмические толчки, качество исходного органического материала и условия накопления) не считаются с правилом Хильта или законом Хильта—Скока [1]. Если же метаморфизм углей в бассейне подчиняется этому закону, то следовательно, он обусловлен палеогеотермическим градиентом. При этом, как известно, изменяются не только угли, но и вмещающие их породы, что так-

* Метаморфизм южноякутских углей/ В. В. Кулаков, Ю. В. Степанов, В. В. Скороход, Б. В. Судаков.— Сов. геология, 1986, № 4, с. 24—29.

же не учитывается сторонниками различных экзотических гипотез.

В рассматриваемой статье утверждается, что южноякутские угли метаморфизованы при погружении на большую глубину в результате тектонического перекрытия угленосной толщи мощным аллохтоном докембрийских пород, а не вследствие постепенного накопления более молодых осадочных пород. Ранее нами такая точка зрения критически обсуждалась [4], поэтому здесь рассмотрим лишь Верхнетимптонский грабен, расположенный в 20—25 км южнее крайней юго-восточной части Чульманской впадины. В указанном грабене нижнемеловая толща залегает непосредственно на архейских породах, свидетельствуя о том, что в раннемеловую эпоху Южно-Якутский прогиб продолжал расширяться [8]. Верхнетимптонский грабен нельзя отнести к разряду «эрозионных окон» на основании низкой степени метаморфизма углей, стадии Г [8, 11], так как трудно представить, чтобы севернее в прогибе мог оказаться тектонический покров, вызвавший более интенсивный метаморфизм углей по сравнению с Верхнетимптонским грабеном. Если же этот грабен не является «эрозионным окном», то за счет чего нижнемеловая толща грабена погружалась на глубину около 2,5 км, необходимую для образования газовых углей? Очевидно, должна была существовать верхнемеловая перекрывающая толща. Сохранившиеся в 150 км севернее Южно-Якутского бассейна юрские отложения Центрального Алдана, включающие песчаники с плотностью 2,34 г/см³ по степени эпигенеза (согласно типовому петрофизическому разрезу [2, 4]) соответствуют газовой стадии метаморфизма углей и погружались на глубину около 3 км. Следовательно, в этом районе также существовала достаточно мощная толща перекрывающих пород с указанной выше мощностью, так как мало вероятно, чтобы тектонический покров достигал района Центрального Алдана.

Вышеприведенные факты позволяют сделать следующие выводы.

1. Южноякутские угли испытали региональный метаморфизм, обусловленный естественным тепловым полем Земли; палеогеотермический градиент в период максимального погружения угленосной толщи не отличался от современного и составлял около 30 °С/км; так называемый магмотермический метаморфизм проявился локально в приконтактной зоне внедрившихся в угленосную толщу магматических пород.

2. Покров кристаллических пород докембрия Станового хребта не оказал влияния на метаморфизм углей.

3. Авторы подтвердили мнение других исследователей о том, что не существует так называемый динамометаморфизм (фрикциометаморфизм, дислокационный метаморфизм), якобы способный изменять химический состав углей и, следовательно, вызывать процессы метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голицын М. В. Закономерности метаморфизма палеозойских углей Центрального Казахстана.— В кн.: Петрография и генезис угля. М., 1979, с. 109—117.
2. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 21—37.
3. Канана Я. Ф. Закономерности метаморфизма углей Алдано-Чульманского района.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 1, с. 74—78.
4. Канана Я. Ф. К вопросу о геологическом развитии Южно-Якутского угольного бассейна.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 119—120.
5. Катагенез и нефтегазоносность/Г. М. Парпарова, С. Г. Неручев, А. В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981.
6. Метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна/В. И. Фролов, В. М. Власов, С. С. Каримова и др.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности. Л., 1979, с. 87—92.
7. Степанов Ю. В. Методы петрологии угля при решении геологических задач.— В кн.: Петрография и генезис угля. М., 1979, с. 174—179.
8. Сюдюков Ш. А. Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974.
9. Фаткулин И. Я. Метаморфизм углей и некоторые закономерности его изменения на Чульмаканском месторождении.— В кн.: Геологическое строение и метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна. Якутск, 1976, с. 49—56.
10. Фаткулин И. Я. Изменение метаморфизма и марочного состава углей в стратиграфическом разрезе угленосной формации Алдано-Чульманского района.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского бассейна и прогноз его угленосности. Л., 1979, с. 87—92.
11. Фролов В. И. Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. Новосибирск: Наука, 1975.
12. Черский Н. В., Сюдюков Ш. А., Фролов В. И. Катагенез углей Ленского и Южно-Якутского бассейнов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1979, с. 20—22.

ПОПРАВКА

В № 5 (1987 г.) нашего журнала в передовой статье (стр. 3) первую фразу четвертого абзаца сверху следует читать: «Годовой план по приросту и утверждению в ГКЗ СССР разведанных запасов полезных ископаемых, кроме плана по утверждению запасов газа, меди, свинца и цинка, выполнен.»

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
<i>Gurevich A. B., Gavrilova O. I., Shishlov S. B.</i>	
Quality coal prediction technique for the basins characterized by intensive intrusive magmatism	3
<i>Korin S. S., Semchuk Ya. M., Mosora T. M., Zheksebaev Yu. M.</i>	
Prediction of the brine shows in potassium mines in the Prikarpat'e	12
ENERGY RESOURCES	
<i>Gavrilin K. V.</i>	
Sapropelites in the Kansko-Achinskiy Basin	16
<i>Ostrovskiy M. I., Bogdanov V. P., Nikonov N. I., Bogdanov B. P.</i>	
Prediction of gas accumulating rift zones in the Kos'yu-Rogovskaya Depression	24
METALS AND NON-METALS	
<i>Ermolaev A. N., Perelygin V. P., Starodub G. Ya., Stetsenko S. G.</i>	
Lead redistribution in the process of the formation of stratiform polymetallic ores in the carbonaceous strata	27
<i>Gorbachev B. F., Sonkin L. S., Tumanova E. S., Chuprina N. S., Englund A. E.</i>	
Mineral resources for porcelain pottery industry	34
<i>Serova N. B.</i>	
Transformation features of the organic matter in sedimentary rocks	43
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Kotlyar G. V., Leven E. Ya., Bogoslovskaya M. F., Dmitriev V. Yu.</i>	
Permian stages of the Tethys region and their global correlation	53
MARINE GEOLOGY	
<i>Geodekyan A. A., Zabanbark A., Konyukhov A. I.</i>	
Ocean level fluctuation and processes of oil and gas accumulation on the margins of the continents	63
<i>Amantov A. V.</i>	
The technique of studying of the platform mantle of the Onega Gulf	73
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Ostroumova A. S., Tsenter I. Ya.</i>	
Volcanic series in the cross-section drilled by the Saatlinskaya extra-deep borehole	79
<i>Isakovich I. Z.</i>	
Non-metal streaky mineralization haloes in gold-sulphide-quartz-bearing rocks	89
<i>Meisner L. B., Golubnichiy V. V.</i>	
Laser optical geometrical method for the determination of luminescence crystal concentration in dispersion material	94
GEOCHEMISTRY	
<i>Buntikova A. F., Petrosyan P. V.</i>	
Mineralogical and geochemical features of the uranium mineralization in mica-ceous metasomatites	96
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
<i>Kulikov G. V., Zhevlakov A. V.</i>	
Conditions of the formation and distribution of mineral water	102
<i>Vartanyan G. S., Bashmakov V. I., Voleisho V. O., Prupis V. N.</i>	
Hydrodynamic response of the aquifer to the change in its pressure 80-th anniversary of Ivan Kireevich Zaitsev	115
NEWS IN BRIEF	
First laureates of the Ministry of geology of the USSR	116
<i>Maximov V. I., Tyminskiy V. G.</i>	
Importance of scientific hypotheses in revealing and State registration of discoveries in geology	118
BOOK REVIEWS	
<i>Gelman M. L.</i>	
Petrochemical recalculations and diagrams	120
<i>Kanana Ya. F.</i>	
On the problem of metamorphism of South Yakutian coal	126

шср. 23-4

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 7, 1-128