

**ПРОБЛЕМЫ
ПОИСКОВ
ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ
В БССР**

Министерство геологии СССР
Управление геологии при Совете Министров БССР
Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ
ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
В БССР

Сборник научных трудов

2736

Минск 1977



УДК 550.812:553.3/6(476)

Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в
БССР. Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В сборнике рассматриваются перспективы территории Белорусской ССР на черные и цветные металлы, алюминиевое сырье, бурые угли, каменную и калийные соли, цеолиты, глинистое, содовое и кремнистое сырье, связанные с породами кристаллического фундамента и осадочного чехла. Рассмотрение перспектив базируется на анализе основных геологических факторов, обуславливающих формирование, закономерности распространения и локализацию месторождений полезных ископаемых с привлечением результатов геофизических и математических методов исследований.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

Рисунков 19. Таблиц 13. Библиография — 138 наименований. Приложения 11.

Редакционная коллегия:
Ю.И. Горький (ответственный редактор),
В.З. Кислик, В.П. Курочка

Н.А. КОРНИЛОВ, М.И. МИХНЕНКО,
А.И. ГРИШКО, Л.Л. ШАТРУБОВ

К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ
БЕЛОРУССКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

В пределах Белорусского кристаллического массива (БКМ) известны непромышленные месторождения железных руд двух генетических типов: железистых кварцитов, связанных с железисто-кремнисто-вулканогенной формацией (Околовское месторождение), и ильменит-магнетитовых руд, приуроченных к габбро-норитовой формации (Новоселковское месторождение). На основании анализа накопленных геолого-геофизических данных [2, 3] и новых более детальных исследований предполагаются железорудные месторождения следующих типов (по минеральному составу):

- а) магнетитовые (железистые кварциты, ильменит-магнетитовые и магнетитовые — "литовского" типа);
- б) гематитовые, связанные с корами выветривания железистых кварцитов (саксаганского типа).

По промышленному значению среди них выделяются месторождения богатых железных руд (с содержанием железа более 45-46%) и месторождения легкообогащаемых руд.

В условиях относительно глубокого залегания фундамента, характерных для Белоруссии, главное значение приобретают поиски месторождений богатых железных руд, а также достаточно крупных месторождений высококачественных легкообогащаемых руд, разработка которых может быть рентабельной. Среди прогнозируемых богатых железных руд особое значение имеют руды так назы-

ваемого "литовского" типа, аналогичные выявленным в соседних районах Литвы чрезвычайно богатым магнетитовым рудам (58-62% железа) [1].

Прогнозирование железорудных месторождений осуществляется на основе анализа геофизических данных (магнитные и гравитационные съемки масштаб 1:100 000, местами 1:50 000 и крупнее), исследования кернов скважин, пробуренных в процессе глубинного геологического картирования (масштабы 1:200 000 и 1:50 000), а также использования метода аналогии.

Прогнозная оценка массива на легкообогатимые железные руды

Наиболее крупные запасы промышленных руд связаны в других регионах с месторождениями легкообогатимых магнетитовых железистых кварцитов докембрийского возраста [6], аналогом которых в Белоруссии является Околовское месторождение (приложение I). По данным геофизических съемок и поискового бурения на месторождении выделяются три горизонта железистых кварцитов (протяженностью до десяти километров и мощностью до 260 м), представленных преимущественно силикатно-магнетитовыми разностями, а вмещающие породы - гнейсами основного, среднего и кислого состава и амфиболитами. Железорудные горизонты образованы пачками железистых кварцитов, переслаивающихся с отмеченными выше вмещающими породами, при этом мощность пачек измеряется метрами и десятками метров. На основании геолого-экономических исследований, проведенных институтом "Гипроруда", сделан вывод о нецелесообразности разработки месторождения, что связано с относительно глубоким залеганием руд (220-360 м), а также небольшим количеством запасов. Следует отметить, что при составлении технико-экономического доклада запасы наиболее качественных железистых кварцитов с содержанием железа 32,92% (аналогичных разрабатываемым в других районах страны) учтены были только по одному горизонту в количестве 194,3 млн. т (категория С₂). При разведке всех трех горизонтов эти запасы могут возрасти в два-три раза и составят до глубины 700 м около 400-500 млн. т. Геолого-структурные построения свидетельствуют о том, что для наращивания запасов качественных железистых квар-

цитов на месторождении необходимо бурение, по крайней мере, шести дополнительных наклонных скважин глубиной 600–800 м. В настоящее время месторождение разбурено редкими скважинами, расположенными на трех профилях, при этом отдельные из них не пересекали железорудные горизонты, а один из горизонтов (третий – восточный) выделен только по геофизическим данным. Для подсчета запасов железных руд по всему месторождению предлагается разбурить первый (с запада) рудный горизонт двумя скважинами (на профилях I–I и III–III), второй (центральный) – одной скважиной (на профиле III–III) и третий (восточный) – двумя скважинами (на профилях II–II и III–III), юго-западный фланг месторождения – одной скважиной.

Как показывают геолого-экономические расчеты [6], увеличение запасов по месторождению резко улучшает его рентабельность, а это позволяет проектировать более крупные и более экономически выгодные горнорудные и обогатительные предприятия. В окрестностях Околовского месторождения, на расстоянии 5–10 км от него к северо-востоку, юго-востоку и юго-западу выделяются восемь локальных магнитных аномалий интенсивностью до 1500 гамм. Учитывая возрастание глубины залегания фундамента к северу и востоку и связанное с этим уменьшение интенсивности магнитного поля, с отмеченными аномалиями можно отождествлять наличие новых проявлений железистых кварцитов. По геофизическим данным запасы их составляют около 500 млн. т. Таким образом, общие запасы качественных железистых кварцитов в Околовском железорудном районе до глубины 600–700 м ориентировочно можно оценить в один млрд. т.

Другой тип легкообогащаемых бедных железных руд представлен преимущественно вкрапленными ильменит-магнетитовыми рудами, связанными с телами габброидов. Рудные тела наиболее крупного месторождения этого типа – Новоселковского – залегают на глубине около 150 м и включают подочитанные по категории С₂ запасы ильменит-магнетитовых руд в количестве 76,3 млн. т (до глубины 700 м со средним содержанием железа 31%). Кроме железа в рудах содержится повышенное количество титана, ванадия и кобальта. На основании геолого-экономических расчетов разработка месторождения также является нерентабельной из-за ограниченного количества запасов качественных легкообогащаемых руд. Не-

обходимо отметить, что перспективы наращивания запасов на месторождении, как свидетельствуют геофизические данные, практически исчерпаны. В пределах Кореличского рудного поля (куда входит и Новоселковское месторождение) выявлено еще несколько проявлений ильменит-магнетитовых руд (Долгиново, Южное и др.). Общие запасы качественных легкообогащаемых ильменит-магнетитовых руд в пределах его до глубины 700 м оцениваются на основании геофизических данных ориентировочно в 200-300 млн. т.

В пределах всего Белорусского массива выделено несколько десятков аномалий, обладающих повышенной интенсивностью намагничивания (приложение I). Предполагается, что эти аномалии (значительная часть которых локализуется в участках, прилегающих к глубинным разломам) вызваны телами габброидов с ильменит-магнетитовыми рудами, прогнозные запасы которых определяются в два млрд. т.

Следует подчеркнуть, что ильменит-магнетитовые месторождения в перспективе вряд ли могут иметь важное промышленное значение, так как с ними обычно связаны сравнительно небольшие запасы железных руд (до нескольких десятков млн. т) [6]. Это исключает возможность создания на их базе крупных и соответственно рентабельных горнорудных предприятий.

Прогнозная оценка массива на богатые железные руды

Прогнозирование нахождения богатых железных руд в условиях повышенных глубин залегания фундамента становится необходимостью, так как прогнозные запасы таких руд в последние годы подсчитываются до глубины 1500 м.

Перспективными для поисков богатых гематито-мартитовых руд саксаганского типа являются районы предполагаемого распространения железистых кварцитов. По имеющимся геофизическим данным на Околовском месторождении в промежутках между поисковыми профилями (отстоящими на 2-4 км один от другого) наблюдаются участки, характеризующиеся ослаблением интенсивности магнитного поля (на несколько тысяч гамм) и возрастанием интенсивности гравитационного поля (до двух миллигал). Эти особенности изменения физических констант характерны для богатых ге-

матито-мартитовых руд саксаганского типа, столбообразные залежи которых находятся внутри железистых кварцитов и уходят на большую глубину [4]. По данным магнитных и гравитационных съемок масштаба 1:25 000 отмеченные выше признаки возможного наличия богатых руд установлены в трех участках железорудной толши. Эти участки, как и в Кривом Роге, приурочены к местам развития поперечных разрывных нарушений, предполагаемых по сдвигам осей магнитных аномалий в пространстве. Минералогическо-петрографические исследования также свидетельствуют о возможности нахождения таких руд. На разбуренных профилях установлено наличие гематито-мартитовой зоны окисления железистых кварцитов мощностью до 20 м, которая может представлять краевые части линейной зоны окисления, обычно сопровождающей столбообразные залежи богатых руд саксаганского типа. Отмеченные выше геофизические признаки, указывающие на возможность нахождения богатых руд, установлены на площади около 0,8 км² во всех трех горизонтах железистых кварцитов. Приближенные расчеты показывают, что при такой площади столбообразной залежи прогнозные запасы богатых гематито-мартитовых руд до глубины 1500 м могут составить 300 млн. т, что позволяет говорить о достаточно крупном месторождении.

Для выявления залежей богатых железных руд на Околовском месторождении рекомендуется бурение нескольких вертикальных скважин и, в первую очередь, на двух северных участках, где геофизические признаки возможного их наличия проявлены наиболее отчетливо, а также постановка на площади месторождения специальных геофизических работ, особенно сейсморазведки, хорошо зарекомендовавшей себя при поисках гипергенных гематито-мартитовых руд в пределах ЮМА.

После открытия в соседних районах Литвы Варенского месторождения богатых магнетитовых руд [1] появились предпосылки для прогнозирования их и в сопредельных районах Белоруссии [5]. Варенское месторождение является весьма оригинальным по комплексу признаков - столбообразной форме рудной залежи, ассоциации руд с ультраосновными породами и необычайно высокому содержанию железа, вследствие чего эти руды и были названы нами рудами "литовского" типа. В качестве геофизических критериев поисков богатых железных руд "литовского" типа можно счи-

тать характеризующие их залежи, довольно интенсивные локальные магнитные аномалии, четко выделяющиеся на региональном фоне отрицательного поля, вызванного комплексами существенно кислых пород (главным образом, гнейсов).

Анализ геофизического материала по западной части Белорусского массива позволяет предполагать наличие здесь аналогичных залежей богатых магнетитовых руд. Некоторые сравнительные данные по аномалиям приведены в таблице.

В западной части Белорусского кристаллического массива (приложение I) особый интерес представляют локальные аномалии "Сапоцкий" и "Индур", которые, как и аномалия "Барена", по данным среднemasштабных магнитных съемок четко выделяются в отрицательном магнитном поле, обусловленном, по-видимому, кислыми породами, и имеют резкие градиентные зоны. Первая аномалия имеет широкое простирание, вторая - северо-восточное (юго-западная ее часть уходит на территорию Польши). Весьма существенный интерес представляет Свислочская аномалия, объединяющая ряд более мелких, имеющая в целом довольно значительные размеры. Характерным для этой аномалии является устойчивая связь между магнитными и гравитационными полями при трансформации их в верхнее полупространство на уровень 10 км. Последнее свидетельствует о значительном скоплении в этом структурном элементе на глубине магнитных и гравитирующих масс, представленных возможно богатыми магнетитовыми рудами. Не исключена возможность нахождения здесь и довольно крупных скоплений железистых кварцитов. Щучинская магнитная аномалия (в районе д. Шнипки) характеризуется наиболее высоким значением интенсивности магнитного поля. Однако редкими поисковыми скважинами в пределах ее вскрыта только убогая вкрапленность и отдельные прожилки магнетита в гнейсах. Эта аномалия, как и Варенская, находится в поле развития существенно кислых пород (биотитовых гнейсов). Возможно, что основное рудное тело является в данном случае слепым, не выходящим на поверхность фундамента или выходящим в промежутках между скважинами. Заслуживают также дальнейшего исследования Новогрудская и некоторые другие аномалии, не приведенные в таблице.

Касаясь сравнительных данных, необходимо подчеркнуть, что несколько пониженная интенсивность магнитного поля в эпицент-

Сравнительная характеристика некоторых магнитных аномалий Белорусской и Литовской
Советских Социалистических республик

№ п.п.	Наименование аномалий	Глубина залегания фундамен- та, м	Характеристика аномалий			Примечание
			Z _a , гаммы	Δg _{ост} , мгд/ост'	Размер по уровню 0,5 Z _{a max} км	
Литовская ССР						
1.	"Варена"	350-400	4200	-	1,4x0,8	Обусловлена бога- тыми магнетитовы- ми рудами
Белорусская ССР						
2.	"Сапоцкин"	300-400	2400	-	3,2x1,0	Не разбурена
3.	"Индуря"	300-400	2500	-	6,0x1,0	Не разбурена
4.	Свислочная	400-450	3000	6,0	15,0x4,0	Не разбурена
5.	"Шнипки"	200	6000	0,7	4,0x0,8	Редкими скважина- ми встречена убо- гая вкрапленность магнетита
6.	Новогрудская	240	3700	3,0	3,0x1,0	Железные руды по- ка не выявлены
7.	Околовская (цент- ральная часть)	240-260	4700	3,0	3,0x0,1	Бурением выявлены железистые квар- циты

рах рассмотренных выше аномалий по сравнению с интенсивностью аномалии над месторождением "Варена" отнюдь не свидетельствует о "нерудном" характере прогнозируемых объектов. Как известно, интенсивность магнитного поля над магнитотелами месторождениями зависит кроме природы объекта также от ряда мало изученных в настоящее время факторов — направления намагничивания, формы тела и т. д. Поэтому таблица иллюстрирует лишь грубое, приближенное подобие сравниваемых объектов.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что в пределах Белорусского кристаллического массива имеются определенные перспективы для открытия новых месторождений как бедных легкообогатимых, так и богатых железных руд, а также для наращивания запасов качественных легкообогатимых руд и выявления богатых руд на известных месторождениях. С этой целью необходима постановка на рекомендуемых участках более детальных геофизических работ и поискового бурения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варенская железорудная площадь на юге Литвы. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых, Минск, 1976. (БелНИГРИ). Авт.: Мотуза Г., Гайлюс Р., Гасюнене В., Першин И., Степоненас Д.
2. Железородные формации докембрия Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1974. Авт.: Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И., Стасевич А.И., Шварков С.Л., Колотовский А.С., Илькевич Г.И.
3. Корнилов Н.А., Шатрубов Л.Л. О формационной принадлежности железистых кварцитов Белоруссии и сопоставлении их с железистыми кварцитами других регионов. — ДАН СССР, т. 228, № 2, 1976.
4. Крутиховская З.А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции, Киев, "Науков думка", 1971.
5. Михненко М.И., Данкевич И.В., Моисеев Е.И. Особенности геологического строения северо-западной части Белорусского кристаллического массива в связи с поисками богатых железных руд. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых, Минск, 1976. (БелНИГРИ).
6. Момджи Г.С., Епифанов Б.П., Шмидт Н.Г. Оценка железорудных месторождений при поисках и разведке, М., "Недра", 1970.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

Наиболее возвышенные участки кристаллического фундамента территории Белоруссии, залегающие до 500 м, в основном, изучены глубинным геологическим картированием (ГЛК) мелкого, а на отдельных площадях — среднего масштаба. Установлена структурно-геологическая неоднородность фундамента и принадлежность его к метаморфогенному типу. Производственными, тематическими и научно-исследовательскими организациями Управления геологии при Совете Министров Белорусской ССР и Института геохимии и геофизики АН БССР разработаны отдельные вопросы стратиграфии, магматизма и структурного плана глубинных зон региона [1]. В породах фундамента выявлены многочисленные проявления минерализации и геохимические аномалии цветных и редких, а также рудопроявления и месторождения черных металлов.

Геолого-геохимический анализ распространения повышенных концентраций цветных и редких металлов свидетельствует об определенной приуроченности их к участкам наложенных изменений пород и эндогенным новообразованиям. За исключением руд черных металлов и возможных медно-никелевых в связи с основными интрузиями отмечается разрыв во времени минерализации доломитов, радиоактивных металлов, золота, серебра, элементов редкометалльно-редкоземельного комплекса и других элементов гидротермальных месторождений от формирования вмещающих толщ пород. Отсутствует прямая четко выраженная генетическая связь минера-

лизации с определенным типом магматизма и интрузивным комплексом. С этой целью изучены и генетически систематизированы продукты проявления различных наложенных геолого-геохимических процессов локальных зон. Полученный к настоящему времени фактический материал позволяет выделить четыре главных типа процессов по термо-динамическим условиям преобразования пород: прожилково-инъекционный магматизм-метасоматизм, кремниевый метасоматизм, щелочной (кремне-щелочной) метасоматизм, динамо-гидротермальный метаморфизм.

Прожилково-инъекционный магматизм-метасоматизм

По геохимическим условиям образования прожилковых гранитоидов, применительно к обобщенной стадийности эндогенного породообразования, соответствует заключительным фазам магматической и ранней щелочной метасоматической стадиям, при активности алюмо-кремниевых комплексов калия и натрия. Наиболее четко инъекции материала гранитоидного состава фиксируются в контрастных породах неманской и околоской серий, спущанской толщи и вмещаемых ими габброидах березовского, кореличского и русиновского комплексов [1], а также встречены в эффузивно-осадочной толще оvrучской серии Украинского щита в пределах Ельской площади. В структурном плане Белорусской антеклизы распространение их контролируется в основном линейными структурно-формационными зонами синклиального и грабенсинклиального типов. Менее отчетливы они в породах близкого состава - интрузивных и палигенных гранитоидах гранодиоритовой формации, чарнокитах и гранитогнейсах антиклинальных линейных и купольных структур.

Породные новообразования в общем гранитоидного состава представлены прожилками и жилами (мощностью от первых сантиметров до первых метров), согласными и секущими основные текстурные элементы вмещающих пород. По петрографическому составу различаются нормальные биотитовые граниты, граниты пегматоид-

○ 1 Здесь и далее использована схема стратиграфии, магматизма и структурного плана кристаллического фундамента, разработанная нами и Институтом геохимии и геофизики АН БССР.

ные, граниты аплитовидные, кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые и существенно кварцевые породы.

Ввиду отсутствия связи с гранитными интрузиями образование таких прожилков возможно при развитии селективного плавления в условиях регионального метаморфизма опускания и последующего внедрения по механизму фильтр-прессинга в верхние горизонты толщи [2]. При этом возможны дифференциация вещества, отделение высокоподвижной составляющей в виде силикатного расплава (высокотемпературного раствора), движение ее в сторону понижения термо-динамических параметров по ослабленным (проницаемым) зонам и метасоматическое замещение пород в области влияния процесса. Метасоматизм сопровождается не только растворением и удалением собственно базальтоидных компонентов исходных пород с растворами, а также, вероятно, при последующей перекристаллизации, самоочищением гранитоидно-кварцевых жильных новообразований, перемещением инертных остаточных минеральных (молекулярных?) составляющих пород от центра к периферии зоны преобразования. Неоднородность петрографического состава прожилков в пределах одного вскрытого разреза и явления эндогенной переработки самих новообразований (локальный автометасоматизм?) позволяют предположить многоэтапность и длительность процесса.

Геохимическая и металлогеническая специализация рассматриваемых пород в общем близка палингенным гранитоидам, состав которых смещен в сторону повышенной щелочности. Значительная часть аномально высоких концентраций металлов, особенно редкометалльно-редкоземельного комплекса, в породах фундамента Белорусской антеклизы связана с прожилково-инъекционными гранитоидами. Однако вероятность локализации в этих условиях промышленного оруденения незначительна, из-за маломощности как самих объектов, так и контактовых зон с вмещающими породами. Апикальные части отдельных прожилков и в целом верхняя граничная область развития процесса на изученных площадях антеклизы эродирована.

Кремниевый метасоматизм

Новообразования существенно кварцевого состава являются продуктами кремниевого метасоматизма в условиях активности

кремниевой кислоты, а также бора и фосфора. По термодинамическим параметрам образования они соответствуют ранней кислотной стадии применительно к идеализированной модели процесса метасоматизма в обобщенном виде. Распространение их контролируется (преимущественно) структурно-формационными зонами синклинального (грабенсинклинального) типа в сводовой части антеклизы, сложенными преимущественно породами основного состава неманской серии, дитвинской толщи, вмещающими габброиды березовского комплекса. Мощное развитие установлено и в области сочленения Ружано-Ивьевской и Новогрудской структурно-формационных зон различного типа (изучено бурением). В зоне регионального Минского разлома они ассоциируют с габброидами русиновского комплекса.

Процесс проявляется как окварцевание пород от мозаичного до сплошного и образования существенно кварцевых метасоматитов с примесью серицита, мусковита, турмалина и апатита. Среди метасоматитов присутствуют блоки неизмененных пород. Контакты постепенные; структура метасоматитов мелко- и тонкозернистая, текстура - полосчатая, массивная, унаследованная.

По масштабам распространения и характеру взаимоотношения с вмещающими породами (субстрат) кварцевые метасоматиты неоднородны. Метасоматиты площадного развития широко распространены в пределах Зельвяно-Лидской и Ружано-Ивьевской структурно-формационных зон синклинального типа и слагают разделяющую их Пружано-Ошмянскую антиклиналь. Образовались они, главным образом, по гнейсам и амфиболитам неманской серии, дитвинской толщи и габброидам березовского комплекса. Часто имеют унаследованные текстурно-структурные элементы, а также реликты замещаемых пород. В Пружано-Ошмянской зоне определение исходных пород более затруднительно. Слонимской скв. № 15 вскрыты реликты хлорит-полевошпат-кварцевых пород, вероятных немагнитных амфиболитов, переработанных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В целом эта зона отличается пониженными значениями региональных магнитного и гравитационного полей.

○ Кварцевые метасоматиты в пределах восточной границы Ружано-Ивьевской структурно-формационной зоны располагаются в разрезе многоярусно. Ассоциация их связана с увеличением в разрезе материала существенно гранитоидного состава. Пространствен-

но они представляют фронтальную область региональной гранитизации, как мощный ореол кварцевых и полевошпат-кварцевых метасоматитов, обрамляющий поля развития гранито-гнейсов и палингенных гранитоидов. В целом развитие этого типа метасоматизма и характер его продуктов сходны с конечными продуктами локального прожилково-инъекционного магматизм-метасоматизма, но несоизмеримо масштабнее. Суммарная мощность участков существенно кварцевых новообразований измеряется от единиц до первых десятков метров. Сравнение геохимических характеристик показало, что прожилково-инъекционные гранитоиды и метасоматиты не связаны с процессом региональной гранитизации положительных линейных зон и гранито-гнейсовых куполов.

Сильное окварцевание гранитоидных пород до образования кварцевых метасоматитов характерно для широтной тектонической зоны, ограничивающей с юга зону Брезовско-Ивневских гравимагнитных аномалий. Этот тип кварцевых метасоматитов сопровождается грейзенизацией гранитов. Развитие процесса — локальное (в пределах зоны брекчирования и катаклаза пород).

Сходные явления фиксируются и в тектонических зонах системы северо-восточного простираия Житковичского горста и контролируют распространение аномальной высокотемпературной гидротермальной ассоциации элементов (вольфрам, олово, молибден).

Наиболее вероятный механизм образования площадных метасоматитов — растворение кварца пород в глубоких зонах и перенос в верхних горизонтах толщ, учитывая растворимость, равную 0,14% при температуре 375° С и давлении 700 бар.

В целом кварцевые метасоматиты обеднены микроэлементами (включая и рудные). При наличии литологических барьеров (блоки малоизмененных пород) возможна концентрация элементов гидротермальных месторождений (наиболее высокое установленное содержание золота в этих условиях 0,2 г/т). Кремниевый метасоматизм следует учитывать как значительный фактор мобилизации рудных элементов из пород и возможный источник рудного вещества, концентрирующегося в зонах низких ступеней метаморфизма.

Щелочной (кремне-щелочной) метасоматизм

Достоверные метасоматиты щелочного состава установлены в зоне Минского регионального разлома и на Микашевичско-Житко —

вичском выступе фундамента. По термодинамическим условиям образования они соответствуют средней щелочной стадии метасоматического порообразования в его обобщенной модели. Распространение их контролируется древними проницаемыми зонами длительной глубинной проработки. Одной из таких зон является Околовская зона тектоно-магматической активизации, включая и область влияния Минского регионального разлома, которая разграничивает крупные блоки фундамента Белорусской антеклизы неотипного строения. Участки интенсивной щелочной проработки пород фундамента на юге БССР также приурочены к тектоно-метасоматическим зонам в пределах региональной Полесско-Припятской зоны тектоно-магматической активизации.

Петрографически метасоматические изменения проявляются в образовании по отдельным тектоническим и другим проницаемым зонам кварц-калишпатовых пород по субстрату гранитоидного состава, альбитизации до возникновения альбитовых метасоматитов и альбитов по основным породам Белорусской антеклизы. Более сложный и разнообразный состав имеют метасоматические высокощелочные новообразования на юге БССР.

В пределах восточной части Околовской зоны активизации фиксируется более поздняя, чем щелочной метасоматизм, тектоническая и гидротермальная переработка пород. Она проявляется в брекчировании альбититов и сульфидизации цемента брекчии (Логойский район) или как интенсивный серный метасоматизм существенно альбитовых гнейсов (Столбцовский район).

Образование щелочных метасоматитов и зон обогащенных щелочами пород региона возможно путем привноса щелочных металлов термальными растворами в пределах тектонических и других ослабленных зон. При этом с понижением температурных условий процесса повышается активность натрия по сравнению с калием. Альбитизация и обогащение пород натрием возможны также при денатурации полевых шпатов и удалении кальция и алюминия, что ведет к относительной концентрации натрия.

Для всех типов щелочных метасоматитов характерна редкостельная специализация, не однородная по ассоциации элементов и степени их концентрации в зависимости от состава геологической обстановки. Существенно калишпатовые метасоматиты обычно содержат повышенные и аномальные содержания редких земель

(лантана, церия, иттрия, иттербия), реже циркония. Альбитовые метасоматиты дополнительно сопровождаются высокими содержаниями бериллия, ниобия, молибдена, олова. В общем случае специализация существенно калиевых метасоматитов сходна со специализацией прожилково-инъекционных гранитоидных и кварц-полевошпатовых образований, но более контрастная.

Динамо-гидротермальный метаморфизм

2736
Гидротермально измененные породы поздней кислой стадии встречаются во всех типах структурно-формационных зон. Приурочены они к локальным тектоническим нарушениям (повышенная трещиноватость, дробление, милонитизация) мощностью обычно менее одного, иногда — до первых метров. Петрографический, генетический и возрастной факторы вмещающих пород не влияют на распространение гидротермалитов. По характеру конечных продуктов можно выделить новообразования собственно гидротермального метаморфизма зелено-сланцевой фации (хлоритизация, эпидотизация, гематизация, карбонатизация пород и др.). При этом минерально-породные преобразования близки изохимическим. Гидротермально-метасоматические новообразования, наряду с продуктами изохимических минеральных переходов, дополняются кварцем, сульфидами, гидроксидами железа, карбонатами. Единичными скважинами установлены тектонические зоны с интенсивным кислотным выщелачиванием пород (Слонимская скв. № 9).

Первый и третий типы локальных зон динамо-гидротермального метаморфизма не сопровождаются рудной минерализацией, отсутствуют обычно и высоко аномальные содержания рудных элементов. Второй тип — гидротермально-метасоматические новообразования в локальных тектонических и других проницаемых зонах нередко характеризуется развитием сульфидной минерализации железа, меди, свинца, цинка, молибдена. Низкотемпературную аномальную ассоциацию элементов гидротермальных процессов дополняют радиоактивные металлы, а также сурьма, мышьяк, серебро, золото, ртуть. Высокотемпературная ассоциация включает вольфрам, олово, молибден, золото, висмут. Геохимическая и металлогеническая специализация гидротермалитов Белорусской антеклизы, Микашевичско-Житковичского выступа и северо-западного

склона Украинского щита (в пределах БССР) сходна при близких геолого-геохимических условиях формирования.

Процессы гидротермального рудообразования сопровождают формирование гидротермалитов различного состава в заключительные этапы развития древних проницаемых зон длительной глубинной переработки. К таким зонам на Белорусской антеклизе относятся Околовская зона тектоно-магматической активизации, особенно ее западная и восточная области сочленения с соседними структурами, Щучинская меридиональная зона смятия (в узлах пересечения с широтной системой нарушений), Кореличская структурно-металлогеническая зона (ее тектонические контакты и пересечения их широтными нарушениями). Эти зоны отличаются неоднократной тектонической активностью и длительным направленным геохимическим развитием эндогенного петрогенеза. На более ограниченных площадях в пределах этих зон проявляются ореолы развития генетических ансамблей ассоциаций элементов, согласующиеся с падением термодинамических параметров от редкометалльно-редкоземельных до полиметаллических радиоактивных и ртути.

В настоящее время затруднительно дать строгую возрастную привязку формирования рассмотренных типов зон изменения пород, породных и минеральных новообразований. Анализируя определения абсолютных возрастов пород и минералов сводовой части Белорусской антеклизы, выполненные Ю.М. Гармашевым и Э.К. Герлингом (сектор геологии докембрия БелНИГРИ), можно выделить некоторые возрастные интервалы. Эти данные радиоизотопного датирования применительно к вмещающим толщам характеризуют скорее время образования минералов, а не время первичного пороодообразования. Для локальных новообразований время минерало- и петрогенеза может быть идентичным.

Метаморфизм пород неманской серии и габброидов березовского комплекса зоны Березовско-Ивьевских гранимагнитных аномалий относится по времени к нижнему рифею (1430-1610 млн. лет). Прожилковые гранитоиды, инъецирующие кварцевые метасоматиты, образовавшиеся по гнейсам и габброидам, имеют возраст 1085 млн. лет, т. е. средний рифей. Таким образом, время проявления главного этапа кремниевого метасоматизма может быть ограничено концом нижнего - началом среднего рифея. Учитывая масштабность

процесса, можно предположить этот же возраст развития площадного кремниевого метасоматизма для территории Зельвяно-Лидской, Пружано-Шмянской и Ружано-Ивьевской структурно-формационных зон в целом. Для прожилково-инъекционных гранитоидов Кореличской зоны определен нижнерифейский возраст последней минеральной стабилизации (1515 млн. лет). Вмещающие их габброиды кореличского комплекса характеризуются последним этапом минералообразования в интервале от конца нижнего до начала среднего протерозоя (1750 млн. лет по биотиту и 1940 млн. лет по амфиболу). Не древнее верхнего протерозоя определяется время альбитизации околоских пород в зоне Минского разлома Столбцовского района.

В пределах Щучинской меридиональной зоны смятия тектонически непереработанные породы датируются нижним рифеем (1400-1600 млн. лет). Омоложение возраста пород при формировании зоны достигает 1020-1260 млн. лет (средний рифей). С концом среднего рифея по времени, видимо, связана щелочная переработка пород и формирование ореолов редкометалльных-редкоземельных элементов аномальной ассоциации щелочного метасоматизма. Гидротермальные изменения пород, новообразования и сульфидизация приурочены в основном к узлам пересечения меридиональной зоны нарушениями широтного простирания. Широтная система нарушений по геолого-геофизическим данным в этом районе синхронна основному этапу развития Припятской впадины. Возраст локального динамо-гидротермального метаморфизма может быть определен как среднепалеозойский или, более точно, как послесреднедевонский.

Следовательно для Белорусской антеклизы установлено наличие нескольких этапов прожилково-инъекционного магматизма-метасоматизма, определен максимум проявления кремниевого метасоматизма на рубеже нижнего-среднего рифея, средне-верхнерифейский нижний возрастной предел развития щелочного метасоматизма и более молодой возраст динамо-гидротермального метаморфизма.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Кристаллический фундамент территории БССР отличается наличием древних проницаемых зон длительной глубинной переработки, которые выражены как региональные зоны тектоно-магматической, тектоно-метасоматической и тектоно-гидротермальной активизации. В пределах региональных зон последовательно локали-

зуются в пространстве участки щелочного метасоматизма и гидро-термального метаморфизма местами с предшествующим кремниевым метасоматизмом и прожилково-инъекционным магматизм-метасоматизмом.

2. Нижний возможный возрастной предел развития наложенных метасоматических изменений пород определяется как нижний-средний рифей.

3. Металлогеническая специализация выделенных региональных зон длительной глубинной переработки неоднородна. Геолого-разведочные работы в их пределах должны быть направлены на выявление комплекса руд цветных и редких металлов, генетически связанных с развитием щелочного метасоматизма и динамо-гидро-термального метаморфизма. К таким зонам в первую очередь относятся Околовская, Скидельская, Полесско-Припятская, Щучинская зоны тектоно-магматической активизации и Кореличская структурно-металлогеническая зона.

ЛИТЕРАТУРА

1. С м и т Ф.Г. Физическая геохимия, М., "Наука", 1968.
2. Железорудные формации докембрия Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1974. Авт.: Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И., Стасевич А.И., Шварков С.Л., Колотовский А.С., Илькевич Г.И.

УДК 553.492.1.041(476.13)

В.П. КУРОЧКА, Н.А. САВЧЕНКО,
В.И. ПАРИБОК, А.Я. ЗИНГЕРМАН,
М.Г. ЛЕВЫЙ, Н.К. СИЛВЕСТРОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ЗОН С ДАВСОНИТОВОЙ И ГИББСИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
В ОТЛОЖЕНИЯХ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА
ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение распределения давсонитовой минерализации в бобриковском горизонте Припятской впадины важно не только для выяснения условий образования давсонита и ассоциирующих с ним гиббсита, нордстрандита и бемита, но и для определения наиболее эффективных направлений дальнейших геологоразведочных работ на высокоглиноземистое сырье.

Детальное изучение более 50 разрезов, в том числе десяти с давсонитовой минерализацией, позволило детализировать их строение, выделить и увязать циклы разного порядка и типы разрезов, проследить положение выявленных зон с высокоглиноземистой минерализацией и установить ряд общих закономерностей.

Первая закономерность — высокоглиноземистая (давсонит, гиббсит, бемит, нордстрандит) минерализация в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины, приурочена к определенной части бобриковского горизонта независимо от структурного положения разреза. Отложения бобриковского горизонта в составе яснополянского надгоризонта визейского яруса как цикл седьмого порядка [4], в котором нижний элемент представлен преимущественно песчаными породами, а верхний сложен главным образом глинистыми образованиями, подразделяют—

ся на три цикла (подгоризонта) восьмого порядка: I, II, III. В каждом из них выделены циклы девятого порядка (I-I, I-2, I-3, II-I, II-2, II-3, III-I, III-2, III-3), состоящие из нижнего (а) песчаного и верхнего (б) глинистого элементов (пачек). Основные проявления высокоглиноземистых минералов в бобриковском горизонте в пределах Заозерного поднятия связаны с глинистыми образованиями цикла III-2, к которому приурочена давсонитовая минерализация и на Осташковичской площади. Каолиновые глины цикла III-3 с четко выраженной давсонитовой минерализацией встречаются в разрезе скв. 20-п, где можно предположить, что с глубиной интенсивность давсонитизации глинистых образований цикла будет значительно увеличиваться. Здесь же по данным химического анализа предполагается давсонит и в глинистой пачке цикла III-I. Незначительные проявления гиббситовой минерализации в глинистых образованиях цикла II-4 установлены в разрезах скв. I4-у и 33-у. Таким образом, в настоящее время основной рудоносной пачкой является верхний (б) элемент цикла III-2, с которым и следует связывать промышленные перспективы бобриковских отложений на алюминиевое и содовое сырье в Припятской впадине.

Приуроченность давсонитовой минерализации к определенной части бобриковского горизонта является закономерностью регионального характера для всей Припятской впадины, что позволяет ориентировать дальнейшие поисково-оценочные работы на выявление площадей распространения глинистых образований цикла III-2. Установленная закономерность дает основание считать, что аналогии бобриковского горизонта и в других районах Русской платформы (Львовско-Волинская впадина, Московская синеклиза) также могут рассматриваться как перспективные на давсонит.

Вторая закономерность — приуроченность давсонитовой и гиббситовой минерализации к глинистым породам, характеризующимся реликтовой пепловой структурой, высокой дисперсностью и почти полным отсутствием обломочного материала. Высокодисперсные глины без обломочной примеси, в отличие от других разновидностей глин, обладают более высокими адсорбционными свойствами и способны наиболее прочно удерживать в палеоводоносном горизонте алюминийорганический комплекс, образовавшийся под воздействием глин и органических кислот. Глины, вмещающие давсонит, и другие высокоглиноземистые мине-

ралы (гиббсит, бемит, нордстрандит), представлены каолинитом. По мнению В.П. Курочки, каолинит относится к эпигенетическому минеральному новообразованию, а исходным материалом для глинистых пород бобриковского горизонта являлись туфы и туффиты, преобразованные при гальмиролизе на стадии диагенеза в глины монтмориллонитового состава, послужившие при гидрогенезе исходным материалом для образования каолинита и давсонита, о чем позволяют судить микроскопические исследования глинистых пород бобриковского горизонта. В глинах рудоносной пачки (цикл Ш-2) часто наблюдаются порфириобласти полевых шатов, слутанно-волокнистая и сетчатая микротекстуры, характерные для глин с реликтовой пепловой структурой. Глины циклов П-3 и П-4 в разрезе скв. I4-у местами имеют очень четкую реликтовую пепловую структуру. В разрезе скв. II-к (Осташковичи) среди алгзрито-глинистых пород циклов П-3 и П-4 встречаются прослойки туффитов и туфов. Тесная парагенетическая ассоциация давсонита с монтмориллонитом и пирокластическим материалом наблюдается и в каменноугольных отложениях Кузбаса [1], Закарпатья (миоценовые отложения) и в других местах. Вторая закономерность в распределении давсонита показывает, что источником глинозема могут быть сами породы, вмещающие высокоглиноземистые минералы, что значительно расширяет перспективы поисков высокоглиноземистой минерализации.

Третья закономерность — давсонитовая минерализация верхней части бобриковского горизонта (цикл Ш-2), приурочена к зоне геохимического барьера, совпадающей на Заозерной площади в основном с границей между бобриковским и тульским горизонтами. На этой площади в разрезе нижнего карбона часто наблюдаются прослойки углей и углистых глин, в основном приуроченные к отложениям тульского и алексинского горизонтов. Отложения визейского яруса, залегающие выше бобриковского горизонта, характеризуются серой и темно-серой окраской. Часто в них наблюдаются желваки сидерита, крупные стяжения пирита. Иногда желваки сидерита частично с поверхности подвергнуты окислению. Среди глин нередко встречаются горчичные разности. Появление горчичной окраски обусловлено окислением сидерита тонкориспыленного в глине. Эти особенности позволяют считать, что в разрезе визейского яруса (выше бобриковского горизонта)

и в настоящее время в целом преобладает восстановительная обстановка, хотя на отдельных участках имеются признаки окислительного процесса. В бобриковском горизонте интенсивная каолинизация, наличие пестроцветной окраски, обусловленной окислением пирита и сидерита, указывают на преобладающую окислительную обстановку, хотя на отдельных участках (скв. 7-п, 8-п) имели место и восстановительные условия. Таким образом, на Заозерной площади граница между бобриковским и перекрывающим его тульским горизонтами может рассматриваться как граница, совпадающая в основном с геохимическим барьером, к зоне которого приурочена давсонитовая минерализация верхней части бобриковского горизонта.

Литологические особенности пород и геохимический барьер — два наиболее важных фактора, обуславливающих приуроченность давсонитовой минерализации к глинистым образованиям цикла Ш-2. Среди глинистых пород цикла Ш-1, имеющих мощность до 16 м (скв. 13-у, интервал 434,6—450,6 м; скв. 5-п, интервал 317,2—331,2 м), наблюдаются тонкодисперсные разности с незначительной примесью обломочного материала, однако давсонитовая минерализация в них не установлена. Суммарная мощность каолиновых глин циклов П-3 и П-4 в разрезах скв. 9-п и 14-у составляет соответственно 54 и 38 м. Среди них также встречаются дисперсные разности без обломочного материала, сходные с глинами цикла Ш-2, но проявлений давсонита не выявлено. Незначительные количества гипсита в каолиновых глинах цикла П-4 установлены только в разрезе скв. 33-у и 14-у. Отсутствие давсонита в глинах рассмотренных циклов связано с тем, что они в зоне геохимического барьера располагаются значительно ниже давсонитосодержащих глин цикла Ш-2, однако на тех участках, где эти породы перекрываются отложениями тульского горизонта, они могут рассматриваться как перспективные.

Из приуроченности давсонита к геохимическому барьеру вытекает закономерное положение в цикле Ш-2 нижней границы проявления высокоглиноземистой минерализации, расположенной в 4—6 м выше кровли песчаников, составляющих нижний элемент цикла. Положение этой границы в литологически однородных глинистых породах невозможно объяснить с точки зрения первично-осадочного или гидротермального происхождения давсонита.

Четвертая закономерность — влияние зон дизъюнктивных нарушений на интенсивность давсонитовой минерализации, четко наблюдающееся на примере разрезов скв. 15-п и 16-п. Первая вскрыла давсонитовые аллиты (интервалы: 458,5–459,7, 461,7–461,9, 462,2–462,7 м; общая мощность 1,9 м) и давсонитовые породы (интервалы: 460,1–460,9, 461,0–461,7 м; общая мощность 1,5 м) в северной присводовой части Заозерного поднятия. Скв. 16-п, заложенная в 400 м к северо-западу от скв. 15-п в том же блоке, в его более погруженной части, вблизи зоны дизъюнктивного нарушения, вскрыла только давсонитовые аллиты (интервал 480,2–481,7 м, мощность 1,5 м). Обычно с глубиной (скв. 1-п, 2-п на северном и 20-п, 33-п или 8-п, 23-п на южном крыльях поднятия) мощность давсонитоносных пород увеличивается. Однако в разрезах скв. 15-п и 16-п с глубиной интенсивность давсонитовой минерализации уменьшается, так как здесь на распределение давсонита в глинах бобринского горизонта существенное влияние оказала зона нарушения, простирающаяся в северо-восточном направлении, что, по данным В.П. Курочки, обусловлено перемещением минерализованных вод вдоль зоны нарушения и соответственно изменением обстановки и pH среды, приведшей к выщелачиванию давсонита и некоторому смещению геохимического барьера в сторону от зоны нарушения. Не исключены случаи, когда смещение геохимического барьера может быть настолько значительным, что вдоль зоны нарушения давсонитовая минерализация в глинистых породах цикла III-2 может и не проявляться.

Пятая закономерность — изменение интенсивности давсонитовой минерализации по площади. В сводовой части Заозерного поднятия на глубинах до 450 м давсонитовая минерализация в породах цикла III-2 отсутствует и высокоглиноземистый минерал представлен гиббситом, местами с примесью нордстрандита. На северном (скв. 1-п и 2-п) и южном (скв. 8-п, 23-п, 20-п и 33-п) склонах в разрезах цикла III-2, начиная с глубин порядка 450 м, появляется давсонит в ассоциации с гиббситом, причем с глубиной давсонитовая минерализация заметно увеличивается. Такая площадная зональность в распределении высокоглиноземистых минералов в бобринском горизонте обусловлена выщелачиванием давсонита и его переходом в гиббсит [3].

Процессы образования псевдоморфоз гиббсита по давсониту происходили под влиянием инфильтрационных кислых вод, насыщенных кислородом. Интенсивное окисление пирита, сидерита и проявление пестроцветной окраски в каолиновых глинах бобриковского горизонта, вскрытых скважинами в сводовой и местами в присводовой частях поднятия, позволяют считать, что процессы преобразования давсонита в гиббсит происходили под воздействием инфильтрационных вод.

Внедрение в палеоводоносный горизонт инфильтрационных вод обусловило смещение геохимического барьера вверх по разрезу, в результате чего расширилась область проявления преимущественно окислительной обстановки. Зоны бобриковского горизонта, в частности глинистый элемент цикла III-2, находящиеся ранее в условиях благоприятных для образования давсонита, теперь попадают в условия при которых давсонит становится неустойчивым, выщелачивается и переходит в нордстрандит, а затем и в гиббсит. Инфильтрационные воды внедряются в первую очередь в наиболее приподнятые блоки, составляющие сводовую и присводовую части Заозерного поднятия, где создаются неблагоприятные условия для сохранности давсонита. Поэтому в сводовых и присводовых частях Заозерного поднятия давсонит интенсивно выщелачивался и переходил в гиббсит. В связи с этим закономерно то, что ни одна скважина не вскрыла давсонит в бобриковском горизонте в пределах сводовой и присводовой частей Заозерного поднятия (до глубины 450 м).

Неустойчивость давсонита подтверждают и экспериментальные исследования. Давсонит в процессе выщелачивания водой (слабо подкисленной) с pH 5 переходит в гиббсит [3]. Изменения давсонита происходят в пределах глубоко погруженных блоков. Так, например, в разрезе скв. 93-у, по данным В.П. Курочки, давсонит, залегающий в интервале 1155,4-1159,5 м, интенсивно изменен с частичным переходом в бемит, на что указывают и французские исследователи [5].

Шестая закономерность - вертикальная зональность в распределении высокоглиноземистой минерализации. Внедрение инфильтрационных вод в палеоводоносные горизонты и соответственно смещение геохимического барьера, по мнению В.П. Курочки, определили ту неоднородность в строении

зоны проявления высокоглиноземистой минерализации, наблюдаемую в настоящее время. Под зоной следует подразумевать интервал глубин в разрезе верхнего (глинистого) элемента цикла Ш-2, где выражена высокоглиноземистая минерализация. В зависимости от состава и интенсивности проявления высокоглиноземистой минерализации в пределах каждой зоны выделяются подз.ы: аллитовая (А), бокситовая (Б), давсонитовая (Д), давсонит-аллитовая (ДА), боксит-давсонитовая (БД), давсонит-бокситовая (ДБ), давсонит-глинистая (ДГ), глинистая (Г). В отдельных разрезах (скв. 20-п) зона представлена чередованием одиннадцати подзон различных по мощности и составу высокоглиноземистой минерализации. Уверенно коррелируется во всех разрезах нижняя граница зоны, фиксируемая примерно на одном уровне от кровли песчаных, составляющих нижний элемент цикла Ш-2. Корреляция отдельных подзон, отражающих, по мнению В.П. Курочки, различную степень изменения давсонитовых пород под воздействием инфильтрационных вод, не всегда проводится уверенно, особенно в пределах зон, расположенных в различных блоках.

Характерно в большинстве случаев симметричное строение зон, что выражается чередованием подзон в нижней и верхней частях зоны, сходных по составу высокоглиноземистой минерализации. Эта симметричность, по мнению В.П. Курочки, объясняется тем, что давсонитовые породы подвергались изменению под влиянием инфильтрационных вод, внедрившихся как в тульский, так и в обриковские палеоводоносные горизонты. Анализ мощностей подзон показывает, что в большинстве случаев более интенсивному изменению подвергались давсонитовые породы под влиянием инфильтрационных вод, проникающих в тульский палеоводоносный горизонт. Такое же явление наблюдается и в разрезе скв. II-к Осташковичской площади, где в верхней части давсонитосодержащей зоны появляется подзона (мощностью 2,7 м) глинисто-железистых аллитовых пород и аллитовых железняков [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бгатов В.И., Ван А.В. Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков. — "Советская геология", 1974, № 11.
2. Дмитриев Ф.Л., Курочка В.П., Фролов Г.Н. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых, М., "Наука", 1975.
3. Курсчка В.П. О генезисе, закономерностях размещения и направлениях поисков даусонита в Припятской впадине. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).
4. Цикличность бобринских отложений и положение зон высокоглиноземистой минерализации в Припятском прогибе. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых СССР, Минск, 1976, (БелНИГРИ), Авт.: Курочка В.П., Савченко Н.А., Парибок В.И., Зигерман А.Я., Селиверстов Н.К., Павленко Н.А.
5. Besson Huguette, Caille're Simonne, Hénin Stehane, Prost Rene. Formation experimentale et conditions de gisement de la dawsonite. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, 1973, N 3.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ
И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ПОРОД БОКСИТ-ДАВСОНИТОВОГО ГОРИЗОНТА
ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Боксит-давсонитовые породы на территории Белоруссии установлены в пределах южной (Заозерное поднятие) и северо-восточной (Осташковичская площадь) частей Припятской впадины [2, 3] и приурочены к бобриковскому горизонту нижнего карбона, к глинистым образованиям цикла девятого порядка Ш-2, его верхней части (Ш-2 б) [4]. Мощность рудоносного горизонта в разрезах изученных скважин колеблется от 6,6 (скв. 13-у) до 20,0 м (скв. 20-п), глубина залегания — от 300 в сводовой части Заозерного поднятия до 1165 — на его крыльях и до 1204 м на Осташковичской площади. Горизонт имеет достаточно четко выраженное зональное строение и обычно складывается внизу и вверху каолинистыми глинами, сменяющимися в средней части низко модульными бокситовыми породами (аллитами), а затем бокситами в сводовой части и давсонитсодержащими породами на крыльях поднятия. Количество прослоев аллитов колеблется от двух до четырех, мощность — от 0,1 до 3,2 м, бокситов (соответственно) — от одного до четырех, мощность от 0,1 до 0,9 м и давсонитсодержащих пород — от одного до четырех, мощность — от 0,2 до 1,9 м.

Нижняя граница рудоносного горизонта проводится по кровле песчаников и песков, составляющих нижний элемент цикла девятого порядка (Ш-2 а), верхняя граница — по подошве песчани-

ков, составляющих верхнюю часть цикла девятого порядка (Ш-3а), а в случаях, когда эта часть цикла размыва, — по подошве темно-серых углистых глин тульского горизонта, охарактеризованных спорово-пыльцевыми комплексами. В сложении рудоносного горизонта участвуют глинистые, давсонитсодержащие породы, а также аллиты и бокситы.

Глинистые породы, залегающие в кровле и подошве рудоносного горизонта, представлены преимущественно каолиновыми глинами. Окраска глин серая, светло-серая, белая, реже темно-серая, красно-бурая. Текстура массивная, микропараллельнослоистая, линзовиднослоистая, в некоторых случаях (скв. I5-п) порфиробластовая, обусловленная наличием в основной глинистой массе сферокристаллов и кристаллов (в форме шестигранных призм) сидерита. Структура обломочная, микрообломочная, пелитоморфная с участками колломорфной. Обломки в соответствующих разностях составляют до 40-60% объема породы. Размеры их варьируют от долей до 1,5-2,0 мм, форма полуокатанная и окатанная, состав каолиновый. В чистом виде указанные структуры встречаются редко. Обычно они наблюдаются вместе, где одна из них превалирует над остальными. Разности глин, характеризующиеся пелитоморфной структурой, слагаются преимущественно частицами размером < 0,001 мм. Зерна алевритовой и песчаной размерности играют в них подчиненную роль и содержатся в количестве 10-15%, или вообще отсутствуют. Породообразующее значение, помимо каолинита, имеют гиббсит, пирит, гематит, кальцит, сидерит. Содержание минералов крайне непостоянно, в большинстве случаев они находятся в виде примеси. Форма их выделения — различна. Гиббсит, микро- и мелкозернистый, входит в состав основной глинистой массы, а также инкрустирует трещины и поры. Пирит микро- и мелкозернистый, тонкорассеянный в породе. Гематит встречается в виде линз, пятен и тонкой рассеянной вкрапленности. Кальцит образует инкрустации, дендритообразные скопления, стяжения, нередко псевдоморфозы по обломкам глинистых пород. Сидерит присутствует в виде сферолитов, шестигранных призм, причудливых прожилков, инкрустаций.

Аллиты, как некондиционные бокситовые породы (кремневый модуль 0,9-1,9), представлены обычно несколькими слоями, переслаивающимися с бокситами и давсонитсодержащими породами,

встречены во всех изученных скважинах. Внешне аллиты похожи как на каолиновые глины, так и на бокситы, с которыми связаны взаимопереходами. Окраска их серая, светло-серая, красно-бурая, темно-серая. Среди аллитов можно выделить несколько литологических разновидностей: аргиллитовидную, каменистую, сухаристую и рыхлую (землистую). Из них наиболее широко распространены аргиллитовидные и каменистые. В большинстве своем аллиты обладают массивными, беспорядочными и пятнистыми текстурами. По структуре аллиты весьма разнообразные: пелитоморфные, микрообломочные, оолито-бобово-обломочные, конгломератовидные, колломорфные (с элементами струйчатой структуры), фитодегритовые. Как и каолиновые глины, аллиты чаще характеризуются смешанными структурами.

Аллиты с пелитоморфной структурой имеют наибольшее распространение. Они на 80-90% состоят из частиц размером меньше 0,01 мм и визуально кажутся однородными. Однако, в них при наблюдении под микроскопом всегда устанавливаются обломки каолиново-глиноземистых пород размерами от долей до 1,5-2,0 мм, большей частью округлой и полукруглой формы. В красно-бурых разностях обломки обычно ожелезнены и сложены преимущественно гематитом, гиббситом и каолинитом. Нередко наблюдается псевдобобовая и псевдооолитовая структуры (обломки обрастают сплошными и концентрического строения оболочками гематита). В аллитах с пелитоморфной структурой при наблюдении в шлифах нередко выделяются участки с колломорфной, ритмической и струйчатой структурами. В темно-серых разностях отмечаются зоны с гелевидной структурой, связанные с гелификацией растительных остатков. В пестроокрашенных и красно-бурых аллитах весьма широкое развитие получают различного рода тяжи, прожилковидные и ступкообразные выделения, сложенные преимущественно окислами и гидроокислами железа. В южной и сводовой частях Заозерного поднятия в аллитах присутствуют многочисленные включения крупных кристаллов и сферокристаллов сидерита (15-30%), размерами от 0,4-2,5 до 3,0 мм. Кроме того, сидерит в породе присутствует в виде причудливых дендритоподобных образований, выполняет поры, каверны, трещины, нередко встречается кальцит.

По составу аллиты гиббсит-каолиновые. Гиббсит проявляет-

ся в нескольких формах: в скрытокристаллической, микро- и мелкокристаллической и относительно крупнокристаллической. Скрытокристаллический гиббсит тесно ассоциирует с каолинитом, под микроскопом обычно не обнаруживается, поэтому о его присутствии можно судить на основании результатов химического, термического и рентгеновского анализов. Микро- и мелкокристаллические разновидности выделяются в порах и пустотках и представлены неправильной формы зернами и сростками. Эта разновидность гиббсита является более поздним образованием. Относительно крупнокристаллический гиббсит также преимущественно приурочивается к трещинкам, порам, пустотам, выстилая их стенки или выполняя всю полость. Чаще всего он встречается в виде веерообразных друзо-, сноповидных и лучистых сростков. Крупнокристаллические разновидности представляют собой вторичную генерацию гиббсита.

Кроме каолинита и гиббсита, которые являются пороодообразующими, в аллитах часто присутствуют пирит (в серых и темносерых разностях), гематит, гидрогематит, лимонит (в красных и пестроцветных разностях), кальцит и сидерит в виде примесей.

Бокситы встречены в основном в сводовой части Заозерного поднятия (скв. 6-п, 7-п, №89, 109 и др.) и по внешнему виду, физико-механическим свойствам и текстурно-структурным признакам сходны с аллитами. Качество их невысокое, кремневый модуль колеблется от 2,0 до 2,5, редко достигая 4. По окраске их можно подразделить на сероцветные — от светло-серых, почти белых, до темносерых и пестроцветные с преобладанием красного и серого оттенков. По внешнему виду и физико-механическим свойствам среди бокситов выделяются те же разновидности, что и среди аллитов: аргиллитовидные, каменистые и сухие. По текстурным признакам их можно подразделить на массивные и пятнистые, по структурным — на пелитоморфные, обломочные, крупноалевритовые, когломератовидные, оолито-бобовые и бобово-обломочные. Наиболее широким распространением пользуются аргиллитовидные бокситы с массивными и пятнистыми текстурами, характеризующиеся пелитоморфным и редкособовым строением. Элементы других структур имеют подчиненное значение. Минеральный состав бокситов преимущественно каолинит-гиббситовый. Гиббсит, также как и в аллитах, присутствует в скрытокристаллической, микро- и мелкокристаллической и относительно крупнокристалли-

ческой формах. Из примесей имеется значительное количество гематита, лимонита, пирита, кальцита, сидерита. Нередко наблюдается кальцитизация бокситов.

Давсонитсодержащие породы вскрыты в пределах северного и южного склонов Заозерного поднятия (скв. I-п, 2-п, 8-п, I5-п, I6-п, 20-п и др.), а также на Осташковичской площади (скв. II-к). Содержание давсонита в них колеблется от 5-6 до 80%. Из числа литологических разновидностей пород он приурочен в основном к тонкодисперсным каолиновым глинам. Текстура пород, содержащих давсонит, массивная, прожилковидная, гнездовидно-пятнистая. Породы нередко пористые, кавернозные. Окраска их серая, светло-серая, красно-бурая, буровато-коричневая и розовато-белая. Они обладают массивной, брекчиевидной или бобовидной структурой и представлены плотными камнеподобными разновидностями. Под микроскопом породы характеризуются сферолитовой, псевдооолитовой, микрозернистой и пелитоморфной структурами. Давсонит представлен мелкими игольчатыми, удлинённо-пластинчатыми или призматической формы кристалликами. Часто скопления его имеют форму оплывших гексагональных призм, размер которых колеблется от 0,1 до 1,2 мм. В пористых и кавернозных разновидностях пород давсонит развит по стенкам пор и каверн, нередко полностью заполняя их агрегатами лучистого строения. Часто давсонит концентрируется вокруг рудных минералов, в частности пирита. В разрезе скв. I6-п давсонит приурочен к углистой глине каолинового состава, где он образует глобулы игольчатого строения и располагается в промежутках между растительными тканями. Кроме каолинита и давсонита, являющимися основными породообразующими минералами, в давсонитсодержащих породах присутствует также гиббсит (давсонитовые аллиты), сидерит, кальцит, ангидрит, пирит, гематит, гетит и некоторые другие минералы.

Исходя из изложенного выше, структуры, наблюдающиеся в породах рудоносной пачки (глинах, аллитах и бокситах), могут быть объединены в две группы: первичную и вторичную. К первичной следует отнести типично обломочную (алевроито- и песчаниковидную) и пелитоморфную структуры, ко вторичной - все новообразованные, сформировавшиеся после отложения осадков и наложившиеся на первичные: бобовую, оолитово-бобовую, колломорфную,

частично обломочно-бобовую. Обломочные структуры в большей или меньшей степени свойственны всем породам рудоносной пачки, но наиболее характерны для глин и аллитов. Новообразованные структуры (колломорфная, оолитово-бобовая, бобовая) в глинистых породах развиты слабее. Имеет место лишь перераспределение различных форм железа с образованием сгустков, прожилковидных выделений и сферокристаллов. Перераспределение вещества приводит к тому, что обломочная и микрообломочная структуры преобразуются. Так, в цементирующей массе бокситов микрообломочная структура изменяется настолько, что распознается с трудом. Мелкие обломки и зерна обрастают глинисто-глиноземистыми, а в разностях, богатых железом, — железисто-глинисто-глиноземистыми оболочками с образованием бобовых и обломочно-бобовых структур. Многие обломки в результате замещения веществом цемента становятся практически неотличимы от остальной тонкодисперсной массы. В красных и пестрых бокситах часто наблюдается интенсивное перераспределение гидроокислов железа, в результате чего образуются различные сгустки, тяжи и бесформенные обособления, затушевывающие первичные обломочные структуры. Анализ структурных особенностей бокситов, аллитов и глин позволяет рассматривать эти породы в качестве нормальных осадочных образований. Песчаниковидная и крупноалевритовая обломочные структуры с достаточно удовлетворительной степенью окатанности обломочного материала свидетельствуют о накоплении их в условиях текучих вод. В генетическом отношении — это, вероятнее всего, аллювиальные и озерные образования. На озерный режим осадконакопления указывают многочисленные прослои огнеупорных и сухарных глин, а на аллювиальный — мощные прослои песков и песчаников. На осадочный (перестроженный) характер образования бокситов указывает, кроме структурно-текстурных особенностей пород, расположение пород в вертикальном разрезе. Так, в средней части залежи находится боксит, вверх и вниз по разрезу он переходит в аллиты, а затем в глины. Такая закономерность расположения пород установлена на Тихвинском и Тиманском месторождениях и прослежена на многих других месторождениях бокситов осадочного генезиса [1].

Генезис давсонита пока не совсем ясен. Анализ всего имеющегося материала (вещественного состава, структурных и текс-

турных особенностей пород) позволяет предположить, что образование его связано с воздействием содовых вод на бокситы. На это указывает, помимо микроструктур, приуроченность давсонитовых пород преимущественно к средней части разреза, где они, по всей вероятности, замещают наиболее богатые разности бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В.В. Минералогия и генезис бокситов Южного Тимана. Л., "Наука", 1974.
2. Дмитриев Ф.Л., Курочка В.П., Фролов Г.Н. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., "Наука", 1975.
3. О находке давсонита в Белоруссии. — ДАН БССР, т. 16, 1972, № 6. Авт.: Курочка В.П., Фролов Г.Н., Дмитриев Ф.Л., Жукова М.А.
4. Цикличность бобриковских отложений и положение зон высокоглиноземистой минерализации в Припятской впадине. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых БССР, Минск, 1976. (БелНИГРИ). Авт.: Курочка В.П., Савченко Н.А., Парибок В.И., Зигерман А.Я., Сильвестров Н.К., Павленко Н.А.

В. П. КУРОЧКА, И. А. ЗЫКОВ,
А. Я. ЗИНГЕРМАН, М. Г. ЛЕВЫЙ,
Н. К. СИЛЕВЕСТРОВ

О НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВ ДАВСОНИТА
НА ЗАОЗЕРНОЙ ПЛОЩАДИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Давсонитовая минерализация, установленная в нижнекаменноугольных отложениях (бобриковский горизонт) Заозерной площади Припятской впадины, во многом уникальна. Уникальность проявляется как в высоком (20–80%) содержании давсонита, так и в том, что давсонитовые породы переслаиваются с бокситами. При этом гиббсит, являющийся основным породообразующим минералом бокситов, представляет собой псевдоморфозы по давсониту [4]. Кроме того, парагенетическая ассоциация давсонита с каолинитом и ди- и тригидратами алюминия представляет большой интерес в части пересмотра существующих представлений о генезисе и направлении поисков бокситов и отсева появляющихся в последнее время субъективных мнений, основанных на поверхностных и ошибочных наблюдениях.

Поисково-оценочные работы на давсонит в пределах Заозерной площади проводятся с 1973 года. К настоящему времени пробурено 36 скважин, из которых девять вскрыли рудоносный горизонт с давсонитовой минерализацией, а девять других, заложенных в пределах предполагаемой площади распространения зоны с давсонитовой минерализацией, не вскрыли его из-за наличия дизъюнктивных нарушений (по мнению В. П. Курочки); в разрезах 11 скважин, расположенных в сводовой части поднятия, отсутствуют глинистые образования цикла Ш-2, к которым приурочена зо-

на с давсонитовой минерализацией; в разрезах семи скважин (присводовая часть поднятия) рудоносный горизонт представлен тригидратами алюминия без давсонитовой минерализации.

Полученный фактический материал позволяет детализировать строение и сопоставление разрезов Бобриковского горизонта, провести циклический анализ с учетом литологических особенностей пород и промыслово-геофизических данных, выявить дизъюнктивные нарушения и закономерности распределения зон с давсонитовой минерализацией, построить детальные структурные карты по кровле и подошве рудоносного горизонта, дать характеристику вещественного состава пород с давсонитовой минерализацией. Однако такие важные вопросы, как масштаб давсонитовой минерализации, морфология рудоносного горизонта, степень изменчивости содержания давсонита остаются в настоящее время пока на стадии предположений.

Зона с давсонитовой минерализацией прослежена по простиранию в пределах северного крыла поднятия на расстоянии около 7 км, а на южном крыле, вкrest простирания структуры — на протяжении около 4,5 км. По предварительным данным рудоносный горизонт представляет собой кольцеобразную пластовую залежь, опоясывающую поднятие на глубинах от 450 до 1200 м. Оконтуренные участки с проявлением давсонита в северной и южной присводовой частях поднятия составляют всего лишь пятую часть предполагаемой площади распространения минерализации в интервалах глубин 450–750 м.

О степени изменчивости содержания давсонита можно лишь сказать, что весьма интенсивно оно изменяется в присводовых частях и претерпевает незначительные изменения с глубины 600 м и более. Поэтому пластовые залежи с относительно выдержанным содержанием давсонита не следует ожидать в присводовых частях поднятия. Масштаб давсонитовой минерализации тесно связан с характером выклинивания глинистых пород, вмещающих рудоносный горизонт.

Таким образом, для выяснения перспектив Заозерной площади на алюминиевое сырье, а также и содовое, необходимо учитывать ряд факторов. Предлагаемое в настоящей статье направление поисково-оценочных работ ориентировано на установление масштаба давсонитовой минерализации и выяснение морфологии рудного тела.

Выявление площадей, распространения глинистых образований цикла Ш-2. Это одно из основных положений, определяющих направление поисково-оценочных работ, вытекает из приуроченности давсонитовой минерализации к определенной части визейских отложений — глинистым образованиям цикла Ш-2 бобриковского горизонта [4, 5]. Предполагаемые площади распространения рудоносного горизонта выделяются на структурной карте (масштаб 1:25 000) Заозерного поднятия по подошве глинистых образований цикла Ш-2, а там, где они отсутствуют — по кровле отложений, залегающих под тульским горизонтом. В основу построения карты положен имеющийся в настоящее время фактический материал по Заозерной и смежным структурам (Ельская, Наровлянская, Кустовницкая, Анисимовская, Каменская, Мозырская, Буйновичская и др.).

При детальном сопоставлении разрезов часто наблюдаются отклонения от строгой закономерной последовательности наслоения литолого-стратиграфических единиц, характерной для той или иной структурно-тектонической зоны. Эти отклонения можно объяснить фаціальными изменениями или наличием разрывных нарушений в осадочных комплексах. Естественно, что и структурная карта может быть представлена в двух вариантах: первый — отрицающий дизъюнктивные нарушения, второй — с отражением дизъюнктивных нарушений. Большинство исследователей отрицают наличие разрывных нарушений в каменноугольных и выше залегающих отложениях. По данным одного из авторов (В.П. Курочки) разрывные нарушения в пределах Заозерного поднятия прослеживаются до юрских отложений. В основу выделения разрывных нарушений в каменноугольных, пермских и триасовых отложениях по результатам бурения положено:

- а) детальное циклическое строение всех стратиграфических подразделений (до антропогена), вскрываемых скважинами на Заозерной и смежных с ней площадях;
- б) детальное сопоставление разрезов по мелким стратиграфическим подразделениям;
- в) выделение трансгрессивных и регрессивных циклов;
- г) последовательность наслоения литолого-стратиграфических

- д) составление геологических профилей при равных горизонтальном и вертикальном масштабах;
- е) соотношение структурных планов;
- ж) литологические особенности пород.

Заозерное поднятие можно разделить на шесть участков (А, Б, В, Г, Д, Е), ограниченных субмеридиональными дизъюнктивными нарушениями, вскрытых скв. I-р (Анисимовская), 5-р (Заозерная), 32-п, 13-п, 5-у, 14-п, 104-у, 105-у. Участки объединяются в зоны: западную – участки А и Б, центральную – участки В, Г и восточную – участки Д и Е. В пределах каждого участка выделены блоки, ограниченные субширотными и субмеридиональными разрывными нарушениями. Если Заозерное поднятие рассматривать как структуру третьего порядка, то зоны будут соответствовать структурам четвертого порядка, а участки – структурам пятого порядка.

Поисково-оценочные работы до настоящего времени были сосредоточены в основном на участке В, который характеризуется неглубоким залеганием глинистых пород цикла Ш-2 (таблица 1), но появление давсонита отмечается с глубины порядка 450 м. В пределах центральной зоны на северном склоне участка Г давсонитовая минерализация зафиксирована в разрезе скв. 25-п. Весьма перспективной является восточная зона, особенно сводовая и присводовая части участка Е и присводовые части участка Д.

Таблица 1

Глубины залегания глинистых образований (рудоносный горизонт) цикла Ш-2 на Заозерной площади (в м)

Зоны	Западная		Центральная		Восточная	
	А	Б	В	Г	Д	Е
Сводовая часть	850- 950	650- 750	300 350	-	-	550- 750
Южный склон	950- 1300	700- 1200	350- 1300	600- 1400	450- 1200	750- 1300
Северный склон	950- 1200	750- 1100	350- 1200	450- 1300	450- 1100	650- 1200

Проектная глубина поисково-оценочных скважин. Исходя из закономерностей размещения высокоглиноземистой минерализации в отложениях бобриковского горизонта установлено, что давсонит появляется в глинах цикла Ш-2 на глубинах не менее 450 м. Если бобриковский горизонт принимать в объеме только верхнего цикла (III) восьмого порядка, максимальная мощность которого составляет 65 м, то минимальная проектная глубина скважин должна быть порядка 500-550 м. Пачки каолиновых глин весьма сходных по внешнему облику с глинами рудоносного горизонта имеются в нижнем (I) и среднем (II) циклах восьмого порядка. На отдельных участках Заозерного поднятия они могут вскрываться под тульским горизонтом и в этом случае ошибочно могут приниматься за глины рудоносного цикла. Поэтому следует предусматривать вскрытие отдельными скважинами (в присводовой части) I и II циклов, максимальная мощность которых составляет соответственно 100 и 120 м. Таким образом, если в объем бобриковского горизонта включать I и II циклы, то минимальная проектная глубина скважин будет равна около 700-750 м.

Морфология рудного тела. Имеется уже много примеров, когда скважины, заложенные в пределах площади распространения давсонитовой минерализации, не вскрывают рудоносную зону. На северном склоне между скв. 2-п и I-п, вскрывшими давсонитсодержащие породы, расположена скв. I-у, в разрезе которой отсутствуют глинистые образования цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией. В то же время скв. I5-п, расположенная по сравнению со скв. I-у на значительно большем расстоянии от скв. I-п, вскрывает зону с давсонитовой минерализацией. На южном крыле в разрезе скв. 3I-п, расположенной между скв. 33-п и 93-у, вскрывшими зону с давсонитовой минерализацией, отсутствуют глинистые образования цикла Ш-2 и под тульским горизонтом залегают песчаные породы цикла Ш-2. В разрезе скв. 32-п под тульским горизонтом на глубине 1109 м вскрываются отложения I цикла. В скв. 93-у и 2I-р (Ельская), расположенных в этой же структурно-тектонической зоне, под тульским горизонтом вскрываются глинистые образования цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией. Сокращенный разрез бобриковского горизонта, в котором отсутствуют III и II циклы, характерен только

для сводовой и присводовой структурно-тектонических зон Заозерного поднятия. Таким образом, в настоящее время вопрос о характере выклинивания глинистых образований цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией, а, следовательно, и вопрос о морфологии рудного тела, приобретает особое значение и должен быть решен в ближайшее время. Решение этого вопроса, от которого зависит оценка масштаба давсонитовой минерализации во всей впадине в целом, может осуществляться в трех направлениях. Первое - выбор на северном и южном склонах поднятия участка между двумя парами скважин (I-п - 2-п и 20-п - 33-п), вскрывшими зону с давсонитовой минерализацией, с бурением скважин по двум-трем профилям, расположенным по падению рудоносного горизонта. Второе - выбор на северном и южном склонах участка между несколькими скважинами (I-п - 2-п - I6-п, 23-п - 20-п - 33-п), вскрывшими зону с давсонитовой минерализацией в двух смежных блоках, с бурением скважин по трем-четырем профилям, расположенным по простиранию рудоносного горизонта. Третье - предусмотреть бурение двух-трех скважин в местах выклинивания (табл. 2) глинистых образований цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией. При первом и втором вариантах получим данные о морфологии рудного тела и изменении содержания давсонита в пределах небольших участков. При третьем варианте выясняются причины, обуславливающие выклинивание рудоносного горизонта в различных структурно-тектонических зонах поднятия. Еявленные при этом закономерности будут способствовать более эффективному продолжению поисково-оценочных работ. Кроме того, можно будет, хотя и предварительно, судить о минимальных и максимальных размерах структурно-тектонических зон, в пределах которых мощность рудоносного горизонта и содержание давсонита остаются относительно постоянными, а также о том, что участок В не единственный перспективный в пределах Заозерной площади.

Первоочередные участки для постановки поисково-оценочных работ. Новыми, весьма перспективными, являются участки Д и Е восточной структурной зоны Заозерного поднятия. Предполагается, что в пределах этой зоны площадь распространения глинистых образований цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией в интервалах глубин 450-750 м значительно превышает аналогичную площадь

Рекомендуемые для бурения некоторые скважины
в зонах выклинивания глинистых образований
цикла Ш-2 с давсонитовой минерализацией

№ п. п.	Места расположения скважин	Предполагаемая глубина залегания кровли глинистых образований цикла Ш-2, м
1.	150-200 м на северо-запад от скв. 36-п	600-650
2.	400 м на северо-запад от скв. 35-п	500-550
3.	400-500 м на север от скв. 29-п	550-600
4.	200 м на северо-восток от скв. 14-п	550-600
5.	200-250 м на юго-восток от скв. 30-п	700-750
6.	200 м на север от скв. 31-п	750-800
7.	200 м на запад от скв. 32-п	900-950

центральной структурной зоны (участки В и Г). Для оценки перспектив восточной части поднятия на давсонит необходимо предусмотреть бурение двух-трех скважин в сводовой части участка Е к востоку от скв. 105-у, а также по две-три скважины на профиле соответственно в южной и северной присводовых частях участков Д и Е. Для оценки масштаба давсонитовой минерализации участка Г центральной зоны необходимо предусмотреть бурение двух скважин к северо-западу от скв. 25-п и 29-п и к юго-востоку от скв. 100-у.

Поиски полезных ископаемых, сопутствующих давсонитовой минерализации. Давсонит, как рудопроявление в зоне геохимического барьера, следует рассматривать в качестве поискового признака для выявления повышенной концентрации отдельных эле-

ментов [4]. Процессы окисления сидерита, пирита, каолинизации монтмориллонита и гиббсита, выщелачивания давсонита, обусловленные внедрением инфильтрационных вод насыщенных кислородом в бобриковский и тульский палеоводоносные горизонты, проявляются наиболее интенсивно в пръсводовых частях Заозерного поднятия. Зоны выклинивания интенсивного пластового окисления являются весьма благоприятными для повышенной концентрации ряда элементов. Прослеживание и детальное изучение этих зон должно проводиться параллельно с поисками давсонита.

Интенсивное углепроявление в визейских отложениях (на границе бобриковского и тульского горизонтов) прослеживается в разрезах скв. 3-п и 30-п, расположенных в пределах зон субширотных дизъюнктивных нарушений. Это дает основание считать, что проблема угленосности каменноугольных отложений на Заозерной площади не решена окончательно. Ее успешное решение возможно при условии, что дальнейшие работы будут исходить из роли структурно-тектонического фактора в образовании месторождений угля [1].

Геофизические исследования.

Опыт применения ядерно-геофизических исследований скважин (электрокаротаж, нейтрон-нейтронный и нейтронно-активационный каротаж, гамма- и гамма-гамма-каротаж) на Заозерной площади показал, что с их помощью можно получать объективную информацию о строении бобриковского горизонта, мощностях глинистых и песчаных пачек, местоположении пластов с давсонитовой и сидеритовой минерализациями. Эти данные несколько затушевываются при неполном выходе керна по глинистым и, особенно, песчаным породам и могут приводить к неверным построениям и корреляции разрезов. Данные каротажа используются для целенаправленного отбора проб керна, особенно по рудоносному горизонту, поскольку давсонитовые породы отчетливо фиксируются на диаграммах электро- и гамма-гамма-каротажа [2, 3] соответственно повышенными и пониженными показаниями. Однако, как следует из анализа диаграмм этих методов, не всегда подобные показания имеют давсонитовую природу. Они могут быть обусловлены также присутствием других карбонатных минералов (сидерита, кальцита, доломита). Поэтому первоочередной задачей ядерно-геофизических исследований скважин является расшифровка минералогии

ческой природы интервалов повышенных показаний на диаграммах электрокаротажа. Она может быть решена двумя способами. Выделенные интервалы исследуются методом нейтронно-активационного анализа на натрий. Получение активационного эффекта от натрия будет однозначно свидетельствовать о присутствии давсонита. Для этого производится облучение пород в нескольких точках с расстоянием между ними 25–50 см с помощью источника нейтронов в течении 30–40 минут, а затем — измерение наведенной гамма-активности в двух вариантах. По первому варианту перед измерением выдерживается пауза около 20 мин. для полного спада наведенной гамма-активности от алюминия. Наличие гамма-активности после этой паузы связывается только с присутствием радиоактивного натрия — 24 и, следовательно, с давсонитом. Для этой цели используется серийная аппаратура. Можно измерения наведенной гамма-активности начинать также сразу после прекращения облучения. В этом случае снимается спектр наведенной гамма-активности, в котором, наряду с фотопиками от алюминия — 23, будут наблюдаться два фотопика от натрия — 24, если в породе имеется давсонит. Эта методика опробована на модели, имитирующей пласт давсонитсодержащей породы. При этом использовались гамма-спектрометр СГСЛ-2 в паре с многоканальным амплитудным анализатором АИ-256. В этом варианте может быть использован и один каротажный гамма-спектрометр без анализатора. Спектрометр настраивается на измерение только гамма-квантов от натрия. Во всех случаях необходимо перед облучением записывать фон естественной радиоактивности.

Нейтронно-активационный анализ является прямым методом индикации давсонита, так как вмещающие породы имеют низкую фоновую концентрацию натрия. Однако он довольно трудоемкий в том случае, когда ставится задача количественного распределения давсонита. Повышение производительности может достигаться посредством выбора оптимального количества точек активизации, уменьшения времени измерения фона и наведенной гамма-активности, а также времени облучения, использования детекторов больших размеров и другими способами.

Задача достоверности расшифровки природы интервалов повышенного сопротивления (КС) на диаграммах электрокаротажа вероятно может быть решена и более экспрессным методом, посредст-

вом применения нейтрон-нейтронного каротажа (ННК) по тепловым или подтепловым нейтронам. Если рудоносный горизонт сложен давосонитовыми породами, то на диаграммах ННК они не будут отличаться от бокситовых пород и бокситов. Если же они обогащены другими карбонатными минералами, то они будут резко выделяться более высокими показаниями по сравнению с вмещающими породами. Кривые КС и ННК будут подобны. Однако этот метод будет неэффективен в тех случаях, когда давосонит находится в ассоциации с другими карбонатными минералами.

Из других геофизических методов, способных дать ценную информацию, но уже в плане характера выклинивания стратиграфических горизонтов в межскважинном пространстве, следует упомянуть сейсморазведку. На Заозерной площади в течение многих лет проводились сейсморазведочные работы с целью картирования рельефа фундамента, подсолевых и межсолевых отложений и тектонических нарушений. На временных разрезах местами отчетливо коррелируется отражающий горизонт, отождествляемый с пластами карбонатных пород нижнего карбона, под которыми залегают боксит-давосонитовые породы. Несмотря на то, что выбранная методика сейсморазведочных работ имела другое назначение, полученные материалы позволяют дать ориентировочную оценку коррелируемости и глубин залегания различных горизонтов карбона. Значение этой информации было бы более эффективным, если бы сейсморазведка выполнялась по методике, ориентированной для прослеживания в каменноугольных отложениях отражающих горизонтов. Это позволило бы получить представление о структурных условиях залегания рудоносного горизонта и зонах тектонических нарушений, а также о перспективах использования этого метода. Поэтому необходимо в ближайшее время провести опробование сейсморазведки для получения более четкой картины отражения от карбонатных пород нижнего карбона. При этом один профиль целесообразно задать по одному из старых профилей. Сравнение полученных временных разрезов позволило бы дать оценку эффективности новой методики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горький Ю.И. Основные структурно-генетические типы месторождений и углепроявлений БССР. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).
2. Зыков И.А., Курочка В.П., Дмитриев Ф.Л. Геолого-геофизические критерии выявления бокситовых и давсонитосодержащих пород в Белоруссии. — ДАН БССР, т. 20, № 4, 1976.
3. Зыков И.А., Шуравин А.Н. Строение и корреляция бокситовых горизонтов и пластов давсонитосодержащих пород по диаграммам каротажа скважин. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных железных ископаемых БССР, Минск, 1976, (БелНИГРИ).
4. Курочка В.П. О генезисе, закономерностях размещения и направлении поисков давсонита в Припятской впадине. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).
5. Цикличность бобриковских отложений и положение зон высокоглиноземистой минерализации в Припятском прогибе. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых БССР, Минск, 1976, (БелНИГРИ). Авт.: Курочка В.П., Совченко Н.А., Парыбок В.И., Зингерман Н.М., Селивестров Н.М., Павленко Н.А.

Г.Д. АГАФОНОВ,
А.И. ЛОМИНАГО

МЕТОД ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГРАВИМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В УСЛОВИЯХ
БЕЛОРУССКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В пределах Белорусского кристаллического массива (БКМ) выявлено большое количество гравимагнитных аномалий, часть из которых, проверенная бурением, показала наличие железорудных проявлений и месторождений. При этом основным критерием для выбора объектов под проверку бурением являлась интенсивность аномалии, зависящая от формы, глубины залегания объекта и его физических свойств [1]. Авторы статьи имеют целью показать возможности электроразведочного метода переходных процессов для решения поставленной задачи в условиях мощного осадочного чехла в пределах БКМ.

Известные сейчас проявления железорудной и полиметаллической минерализации в пределах БКМ совершенно недостаточно изучены по физическим свойствам, особенно по электропроводности, поляризуемости и т. п. Тем не менее по неполным данным, изложенным в работах А.П. Ерышева (1972)^{*)}, С.П. Петрова (1974)^{*)}, Т.Я. Нестеровой [4] и других можно получить представление об электромагнитных свойствах, которые приведены в нижеследующей таблице, из которой видно, что руды весьма контрастно отличаются от вмещающих пород фундамента, но перекрывающие их оса-

*) Здесь и далее работы, отмеченные * хранятся в Территориальном геологическом фонде.

Участок	Породы и руды	Сопротивление, Ом/м	Поляризуемость, %	Продольная проводимость	Магнитная проницаемость, Гн/м	Длина волны, м	
						частота 25 Гц	частота 1 кГц
Новоселковский	Осадочные отложения	60	1,5-3,5	2,4	$12,6 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^3$	$25 \cdot 10^3$
	Кристаллический фундамент	>10000	-	-	$12,6 \cdot 10^{-7}$	-	-
	Руды (вкрапленные и массивные)	1	30	100	$с 0,02$ ¹⁾	5,0	0,8
Ельнинский	Осадочные отложения	28	1,5-3,5	6,3	$12,6 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^3$	$17 \cdot 10^3$
	Кристаллический фундамент	5000	1,5	-	$12,6 \cdot 10^{-7}$	-	-
	Руды (сульфидные)	0,1	30	1	$12,6 \cdot 10^{-7}$	240	32

Примечание. ¹⁾ Таблица рассчитана, исходя из экспериментальных магниторазведочных данных.

дочные отложения мощностью 150–200 м сильно осложняют условия проведения электроразведки. Необходимо отметить, что некоторые разновидности кристаллических пород содержат графитистые сланцы (ячинская свита), обычно обладающие высокой электропроводностью и поляризуемостью. Это вынуждает использовать достаточно глубинные и высокочувствительные электроразведочные методы и модификации (методы переходных процессов, вызванной поляризации с ИНФАЗ-П и др.), а также применение нестандартных способов интерпретации.

Другие физические свойства руд (плотность, магнитные и т. п.), а также методические возможности и результаты гравимагнито-разведочных исследований нами не рассматриваются, так как они изложены во многих публикациях Б.В. Бондаренко, Ж.П. Хотько и в более поздних статьях М.И. Михненко, А.И. Гришко и др.

На участке Новоселковского ильменит-магнетитового месторождения в 1975–1976 гг. нами совместно с Опытно-производственной партией Геофизической экспедиции Управления геологии при Совете Министров БССР были проведены опытно-методические электроразведочные исследования методом переходных процессов.

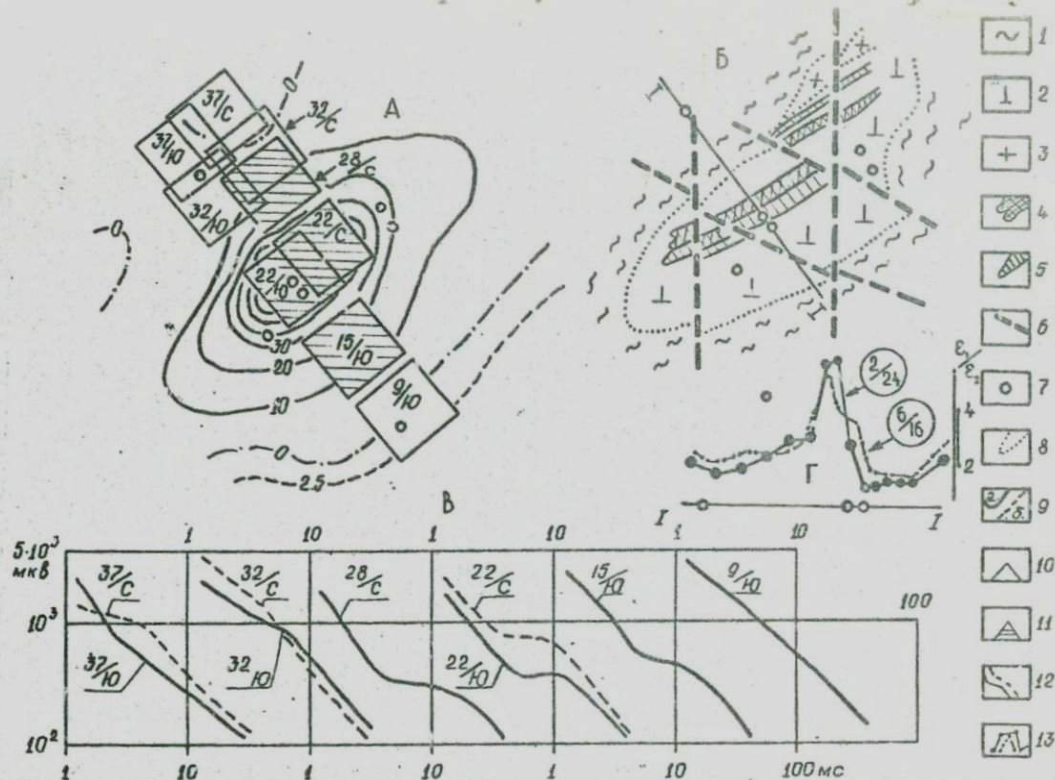
Новоселковское месторождение приурочено к пластообразно-линзовидному габброидному массиву, согласно (?) залегающему в архей-нижнепротерозойских плагигнейсах под осадочным чехлом мощностью 160 м. Массив сложен габбро и габбро-норитами и включает рудные тела сплошного и вкрапленного оруденения ильменит-магнетитового состава с общим падением в юго-восточном направлении. По данным опробования в рудных телах выделяются слабооруденелые и безрудные прослои. Комплекс скважинных исследований позволил установить наличие более сложной системы разрывных нарушений, а также предположить (по электрической корреляции рудных подсечений) о наличии здесь коротких рудных зон северо-западного падения.

Исследования методом переходных процессов проведены в однопетлевом (МПЮ) и петля-рамочном (МППР) вариантах. Наблюдения ставились с размерами квадратной петли от 100 до 500 м, при этом были выбраны оптимальные размеры 300x300 м и проведены работы по двум профилям вкрест простирания рудных зон с использованием аппаратуры МПП-3 (I200) и в незначительном объеме

опробованы также станции ЭРС-67 и ЦЭС-1. По результатам измерений сигнала МПЮ построены интегральные кривые спада (рисунок, в), при этом вычисления произведены от больших времен к меньшим и однократно сглажены ($n=3$). За исходное значение принят уровень сигнала 50 мкВ/А, определенный в большинстве точек по данным ЦЭС-1 для времени задержки 80 мс.

В пределах магнитной аномалии и ближайших окрестностей было изучено девять точек (площадок), из которых четыре оказались аномальными (рисунок, в). Даже визуальное сопоставление между собой кривых спада позволяет выделить часть из них, как аномальные из-за характерного перегиба на средних временах наблюдений (4-12 мс). Как известно, такое замедление переходного процесса, обуславливающее выпуклость хода кривой в логарифмическом масштабе, вызывается проявлением индукционных токов в близрасположенном электропроводящем объекте при ступенчато изменяющемся токе в проводной петле [3]. На этом приеме изучения методом МПЮ и выделения электропроводящих объектов и основан способ оценки магнитных аномалий на железные руды промышленного типа (прожилково-вкрапленные и массивные ильменит-магнетитовые руды).

На рисунке (б) изображена схематическая геологическая карта месторождения, с которой можно сопоставить расположение (рисунок, а) контуров аномальных площадок-петель (центры площадок на пикетах 22/ю, 22/с 28/с и 15/ю). Две центральные площадки 22/ю и 22/с, располагающиеся в максимуме магнитной аномалии, непосредственно охватывают известные залежи ильменит-магнетитовых руд. Располагающаяся чуть севернее площадка 28/с также захватывает одну из рудных зон северо-восточного фланга месторождения и подтверждает, кроме того, для МПЮ определенную чувствительность к "боковым" электропроводящим объектам. Указанные характерные перегибы кривой спада возникают с задержки 4-6 мс и создают на уровне 300-800 мкВ ступени длительностью до 12 мс, а затем сигнал круто снижается до значения 100-120 мкВ. Для других петель, расположенных вне магнитной аномалии, кривые спада сигнала достаточно прямолинейны и лишь для пикета 37/с можно заметить относительно выположенную начальную часть кривой от 1 до 4 мс, по-видимому, обусловленную наличием разрывной дислокации в фундаменте. Расчеты кажущейся



Результаты метода МПП в Новоселковском месторождении (А - план изолиний магнитного поля и расположение петель МПП; Б - схематическая геологическая карта; В - интегральные кривые МПП; Г - графики отношения сигналов по линии 1-11):
 1 - гранито-гнейсы; 2 - габбро; габбро-нориты; 3 - граниты; 4 - ильменит-магнетитовые богатые руды; 5 - бедные руды;
 6 - тектонические нарушения; 7 - скважины; 8 - геологические границы; 9 - изолинии магнитного поля в мГ, положительные (а) и отрицательные (б); 10 - местоположение петли МПП 300х300 м; 11 - то же с аномальными кривыми; 12 - кривые спада сигнала $\frac{dI}{dt}$ в мкВ/А, 37/с номер пикета (центр петли); 13 - графики отношения сигналов МППР шифр кривой - значения задержек в мс, масштаб графика 2/24 занижен в десять раз

продольной проводимости (S_T), проведенные по [2], позволили выделить для пикетов 22 и 26/с скачкообразное изменение S_T величиной до 5–6 тыс. Сим. В то же время для других площадок является общее постепенное нарастание S_T .

На рисунке (г) изображен также график отношения сигналов $\frac{\epsilon(t)}{j}$ для разных времен задержки, полученных на автономной рамке (1500 м²) в средней части петель 300x300 м. Была построена серия графиков $\frac{\epsilon(t_1)}{\epsilon(t_2)}$, среди которых наиболее отчетливые результаты показали отношения сигналов с задержками 2 к 24, 6 к 16 и 6 к 32 (в мс). Причем, в аномальной части профиля отношения повторились как для горизонтального, так и для вертикального положения приемной рамки. По графикам нетрудно выделить аномальный участок профиля, хотя положение центральной части рудной зоны установить невозможно. Следует отметить, что по наблюдениям МППР указанный вариант изображения результатов оказался наиболее информативным.

Особое внимание привлекает аномальная точка наблюдений на пикете 15/ю, которая располагается в юго-восточной части магнитной аномалии. Здесь, на контакте массива габбро-норитов с вмещающими гранито-гнейсами предыдущими исследователями закартирован узел пересечения зон тектонических нарушений северо-западного и меридионального направлений с крутыми углами сместителей (А.С. Колотовский, 1972)^{*}. По данным МПЮ кривая спада сигнала осложнена здесь перегибом на уровне 600–400 мкВ в интервале временных задержек 6–16 мс. Вычисленное S_T для этой кривой изменяется от 400 до 7000 Сим, а кажущееся сопротивление (ρ_T) имеет минимум в пределах 2 Ом. Вблизи пикета 15/ю были зафиксированы повышенные значения вызванной поляризации при опытных исследованиях с коррелометром "Шум" и по методу срединных градиентов при погруженных электродах АВ (по А.П. Ерышеву, 1974)^{*}. Все это с учетом благоприятной структурно-тектонической обстановки вызывает необходимость детального изучения юго-восточного контакта Новоселковского массива габбро-норитов электроразведочными (МПП, ИНФАЗ-ВП и др.) и электрохимическими (частичного извлечения металлов-ЧИМ) методами и последующего поискового бурения для выявления возможной сульфидно-никелевой минерализации.

Проведенные исследования показали вполне удовлетворитель-

ную эффективность опробованной методики для оценки рудоносности гравимагнитных аномалий по электропроводимости пород. Однопетлевой вариант МПП обладает достаточно высокой мобильностью и его применение на базе аппаратуры МПП-3 (I200) оправдывает себя для решения постарленной задачи. Техничко-методические возможности метода переходных процессов далеко не исчерпаны, если ориентироваться на использование более чувствительных и помехоустойчивых станций (ЦИКЛ-2, "Импульс" и т. п.) и глубинные варианты наблюдений (временное зондирование, дифференциальные рамки и пр.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Г.Д. Основные направления дальнейших рудоносных геофизических исследований в кристаллическом фундаменте Белоруссии. — В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых, Минск, 1976, (БелНИГРИ).
2. Каменецкий Ф.М. Руководство по применению метода переходных процессов в рудной геофизике, Л., "Недра", 1976.
3. Кауфман А.А. Теория метода переходных процессов при решении задач геокартирования и рудной электроразведки, Новосибирск, "Наука", 1971.
4. Нестерова Т.Я. О возможном использовании петрофизических характеристик пород при прогнозировании полезных ископаемых в кристаллическом фундаменте Белоруссии, — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).

О ВОЗМОЖНОСТИ "АДИАБАТИЧЕСКОЙ" МОБИЛИЗАЦИИ МЕДИ
 ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЕЕ НАДКЛАРКОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ
 В ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
 ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Предварительные результаты исследований по оценке перспектив Припятской впадины на медь и другие металлы дают основание считать, что выявленные повышенные содержания меди (0,01-0,4%), в осадочных отложениях перми и триаса, могли возникнуть путем перераспределения ее кларкового запаса. При этом очевидно, что при условии постоянства кларкового запаса миграция металла из одних мест в другие должна создавать не только локальные области с аномальными ("надкларковыми") содержаниями, но и области, в которых содержание металла будет ниже кларкового, т. е. области его дефицита или "подкларкового" содержания. Принципиальная схема соотношения данных областей (рис. 1) позволяет записать сказанное в виде следующего равенства:

$$S_0 = S_n \quad (1)$$

где S_0 — линейный кларковый запас металла, определяемый по формуле:

$$S_0 = C_0 (b - a) \quad (2)$$

Здесь: C_0 — кларк металла; $(b - a)$ — интервал, в котором распределен металл. Отсюда следует, что линейный кларковый запас геометрически выражается площадью прямоугольника, одна сторона которого пропорциональна кларку, а другая — интервалу его рас-

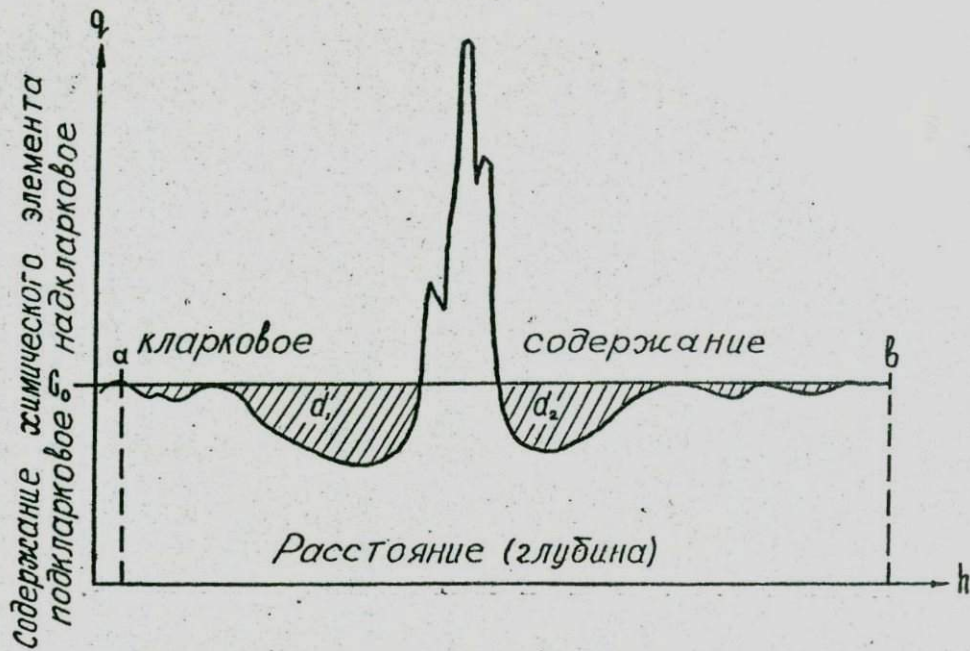


Рис. 1 Схема распределения линейного запаса химического элемента в скважине (d_1 и d_2 — области дефицита химического элемента)

пределения. S_H — наблюдаемый линейный запас металла, распределенный в том же интервале, например, в разрезе скважины.

В свою очередь очевидно, что наблюдаемый линейный запас металла будет пропорционален площади под наблюдаемой кривой его распределения, представляющей графическое выражение некой функции $C = f(h)$, где C — процентное содержание металла в точке отбора пробы и h — ее глубина.

Понятно, что для определения наблюдаемого запаса необходимо знать среднее содержание металла \bar{C} , распределенного в интервале $(b-a)$. Поскольку площадь S под кривой $C = f(h)$ можно представить как определенный интеграл

$$S = \int_a^b f(h) \cdot dh,$$

то среднее значение функции $f(h)$ определится выражением:

$$\bar{C} = \frac{\int_a^b f(h) \cdot dh}{b-a}.$$

(3)

Отсюда наблюдаемый запас металла в интервале $(b-a)$ будет равен:

$$S_H = \frac{\int_a^b f(h) dh}{(b-a)} \cdot (b-a),$$

(4)

или

$$S_H = \int_a^b f(h) dh.$$

Следовательно, равенство (I), выражающее геохимический баланс элементов, можно записать следующим образом:

$$C_0(b-a) = \int_a^b f(h) dh.$$

(5)

Отсюда кларк химического элемента

$$C_0 = \frac{\int_a^b f(h) dh}{(b-a)}$$

(6)

представляет среднее значение функции $f(h)$.

Вместе с тем в геохимической практике определение кларка производится по выборочным данным как среднее (среднее арифметическое или среднее весовое) содержание элемента в породах. Поэтому в зависимости от типа статистического распределения, среднее содержание элемента, вычисленное указанными выше методами, может оказаться равным или значительно отклоняться от истинного значения кларка, или от его несмещенной оценки C_0 . Учет этих отклонений представляет известную проблему, в особенности при подсчете запасов полезных ископаемых, решению которой посвящен целый ряд исследований [1].

Применение интегрального выражения (6) для определения среднего значения показателя само по себе избавляет нас от упомянутых трудностей, поскольку оно не зависит от типа функции распределения. Очевидно, что сказанное будет также справедливо и для определения среднего значения показателя по выборочным данным, которые всегда можно представить в виде некоторой функции распределения, например, в виде интегральной функции [2]:

$$F(x) = P(X < x),$$

где X — случайная величина; x — некоторая текущая переменная; P — вероятность.

Зная распределение случайной величины, можно легко построить ее функцию распределения. Действительно,

$$F(x) = P(X < x) = \sum_{x_i < x} P(X = x_i),$$

где неравенство $x_i < x$ под знаком суммы указывает, что суммированию подлежат все те значения x_i , которые меньше x .

Функцию $F(x)$ можно изобразить графически. Для этого используем выборку из 1423 спектральных определений меди в осадочных породах (табл. I) и построим интегральную (кумулятивную) кривую (рис. 2).

Очевидно, что содержание меди (x) можно рассматривать также как функцию накопленной частоты (w), т. е.

$$x = f(w).$$

Таблица I

Распределение содержаний меди в осадочных породах
Припятской впадины (данные спектрального анализа)

Интервал группирова- ния, %	Число проб, n	Доля, P	Накопленная частость, W
0,0 - 0,001	1249	0,8780	0,878
0,001 - 0,003	154	0,1080	0,986
0,003 - 0,005	9	0,0063	0,992
0,005 - 0,007	3	0,0021	0,994
0,007 - 0,010	6	0,0042	0,998
0,010 - 0,015	0	0,0000	0,998
0,015 - 0,020	2	0,0014	1,000
В с е г о	1423	1 000	

Из этого следует, что площадь над интегральной кривой, ограниченная сверху ординатой $W=1$, будет соответствовать накопленному запасу меди S_H , вычислить который можно как разность между площадью $S_0 = W \cdot b$ и площадью S_1 под интегральной кривой (рис. 2), т. е.

$$S_H = S_0 - S_1. \quad (8)$$

Поскольку вычисление площади S_1 сводится к вычислению определенного интеграла

$$S_1 = \int_0^b f(x) dx,$$

а значение $W=1$, то равенство (8) можно записать следующим образом:

$$S_H = b - \int_0^b f(x) dx, \quad (9)$$

где b - значение аргумента X , соответствующее значению функции $W=1$.

Определив таким образом общий запас металла S_H , легко найти его среднее содержание (среднее значение функции S_H),

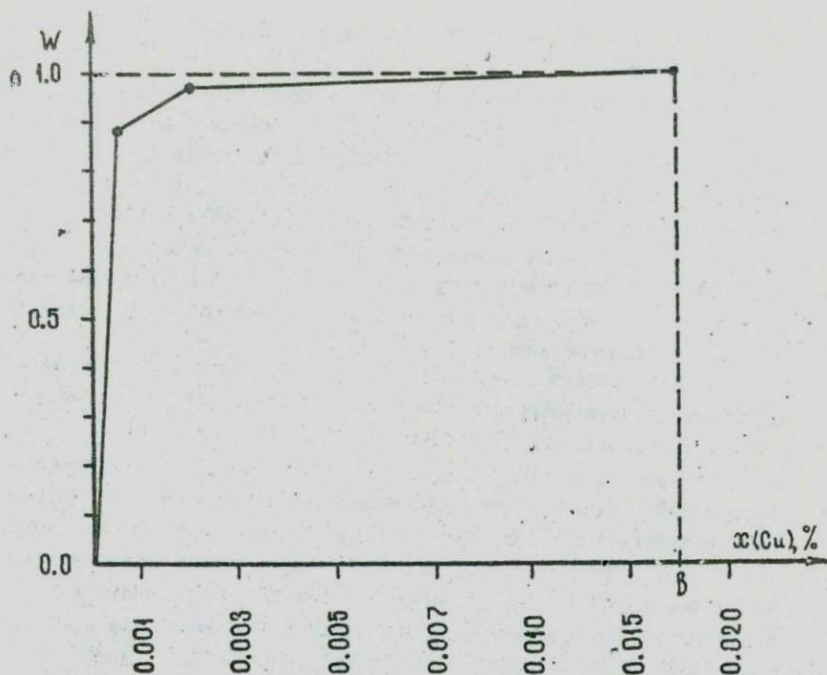


Рис. 2. Функция распределения меди в породах Припятской впадины (кумулятивная кривая)

т. е. кларк C_0 . Для этого, очевидно, надо разделить площадь S_n на величину $W=1$, тогда кларк C_0 определится выражением:

$$C_0 = b - \int_0^b f(x) dx \quad (10)$$

Пользуясь численными методами интегрирования, например, методом трапеций и данными табл. I, можно вычислить кларк C_0 по следующей формуле

$$C_0 = \left[1 - \frac{1}{n} \left(\frac{W_0}{2} + W_1 + \dots + W_{n-1} + \frac{W_n}{2} \right) \right] \cdot b, \quad (11)$$

где $b=0,0175\%$ (верхний предел интегрирования); n - число интервалов группировки ($n=7$); W - накопленные частоты.

Подставив из табл. I соответствующие значения, полу-

чим кларк меди для осадочных пород Припятской впадины, равный 0,0028%.

Для сличения укажем, что кларки меди в осадочных породах изменяются от 0,0012 до 0,0042% [6]. С приведенными значениями согласуется кларк меди, установленный в свитах Кадаро-Удоканской зоны, равный 0,0035%, а также кларки меди в осадочных породах удоканской серии, изменяющиеся от 0,0007 до 0,0047% [6]. При этом среднее содержание меди для некарбонатных пород (0,0029%) оказывается практически равным вычисленному значению кларка для пород Припятской впадины и несколько ниже кларка для пород Кадаро-Удоканской зоны [6].

Покажем теперь (табл. 2) соотношение средних содержаний металлов, вычисленных методом среднего арифметического для ряда месторождений [I] и пересчитанных по формуле (II).

Показанное в табл. 2 сопоставление средних арифметических содержаний с несмещенными оценками средних содержаний металлов, вычисленных по формуле (II), свидетельствует об их близости. Так, завышение среднего содержания золота относительно его несмещенной оценки оказывается практически одинаковым с завышением, вычисленным В.В. Богацким [I]. Однако для вольфрама завышение среднего его содержания оказывается значительно ниже. То же самое можно сказать и относительно содержания олова, для которого имеет место не завышение среднего арифметического на - 8,5%, а занижение его на 5,0% по сравнению с несмещенной оценкой, вычисленной по формуле (II). Однако для другого случая (табл. 2) завышение среднего арифметического на 7,7% оказывается практически равным таковому (7,02%), вычисленному с применением формулы (II).

Вычислим теперь геохимический баланс меди по скв. № 93 (Заозерная площадь) и по скв. № 39 (Южно-Копаткевичский участок), в разрезах которых наблюдаются отчетливо выраженные области ее дефицита и их переход в области аномальных ("надкларковых") содержаний. В скв. № 93 (приложение 2) интервал 315,5-454,5 м. представлен двумя аномалиями меди, между которыми заключена область дефицита, где содержание ее значительно ниже кларка $C_0 = 0,0028\%$. Полагая, что дефицит меди возник в результате перераспределения кларковых запасов, имеет смысл проверить равенство (I). Для этого по результатам спектрального

Таблица 2

Сопоставление средних содержаний металлов,
вычисленных различными способами

Металлы	По В.В. Богацкому [I]		По формуле (II)	
	Среднее арифметическое содержание	Завышение среднего содержания, %	Среднее содержание	Завышение среднего содержания, %
Золото	3,59 г/т	- 2,1	3,51 г/т	- 2,2
Вольфрам	0,574%	- 21,9	0,540%	- 5,9
Олово	0,631%	- 8,5	0,664%	+ 5,0
Олово	0,623%	- 7,7	0,670%	- 7,02

анализа, вычислим по (4) наблюдаемый линейный запас меди в указанном интервале. Для вычисления интеграла в выражении (4) применим метод трапеций, согласно которому будем иметь:

$$S_n = \int_a^b f(h) dh = \frac{b-a}{n} \left(\frac{Z_0}{2} + Z_1 + \dots + Z_{n-1} + \frac{Z_n}{2} \right), \quad (12)$$

где a и b — пределы интегрирования, соответственно равные 315,5 и 454,5 м; n — число проб (96); Z_n — содержание меди в точках опробования.

Произведя вычисления, получим значение наблюдаемого линейного запаса равное 0,15 м х процент. Согласно (6), среднее содержание меди в этом интервале будет равно 0,001%. Следовательно, для образования рассматриваемых аномалий меди в скв. № 93 достаточно, чтобы ее кларк был равен 0,001%. Однако, как было показано выше, кларк меди в осадочных породах Припятской впадины составляет 0,0028%, что почти в три раза выше необходимой величины. Отсюда ее кларковый запас в рассматриваемом интервале, равный, согласно (2), 0,389 м х процент и превосходящий в 2,8 раза запас, необходимый для образования отмеченных аномалий в скв. № 93, способен создать значительно более высокие концентрации меди.

Аналогичная картина наблюдается и по скв. № 39 (приложение 3). Хотя здесь область дефицита меди на глубину не оконту-

рена, тем не менее полученное значение наблюдаемого линейного запаса металла, равное 0,138 м х процент, показывает, что аномальные содержания, зафиксированные в интервале 255,3–269,8 м, вполне обеспечиваются кларковым запасом меди:

$$C_0 = \frac{0,138}{290,0 - 245,0} = 0,003\%$$

и

$$S_0 = 0,0028 \times (290,0 - 245,0) = 0,126 \text{ м х процент}$$

Таким образом, изложенное выше позволяет заключить, что локальное увеличение содержания меди может возникнуть путем перераспределения ее кларковых запасов.

В настоящее время известен целый ряд исследований, посвященных процессам рудообразования, при которых промышленные концентрации химических элементов возникают за счет кларковых запасов вмещающих пород. Так, например, Ф.О. Касанички [4], обследовав рудное месторождение Дьендье-эрсси, отметил гидротермальные изменения во вмещающих андезитах и пониженное содержание в них свинца и цинка по сравнению с их содержанием в тех же породах, удаленных от жил на 1,0–1,5 км.

Ю.А. Долгов и др. [3] выявили зону с пониженным содержанием фтора вокруг пегматитового тела в гранитах. При этом подсчитанный вес фтора (в пересчете на флюорит), вынесенного из зоны современного дефицита, в пятнадцать раз превосходит вес флюорита, полученного из пегматитового тела.

Д.С. Коржинский [5] также считает, что боковые породы являются существенным источником рудообразования.

В формировании рудных объектов в рассматриваемом случае существенную роль могут играть дизъюнктивные нарушения. Развитие трещин в породах, вызывающее приращение их объема к ранее существовавшему, влечет за собой падение давления и температуры (адиабатический процесс). В пределах таких участков может возникнуть по трещинам и межзерновому пространству подток растворов, содержащих различные компоненты [3]. В осаждении их из раствора, кроме давления и температуры, значительную роль могут играть также и геохимические факторы.

Помимо всего изложенного выше равенство (5), описывающее геохимический баланс, позволяет построить простейшую математическую модель процесса рудокализации, которая может быть по-

лезна в определенных геологических условиях при оценке перспектив исследуемой территории. Полагая, что разность $(b - a)$ в этом равенстве представляет собой мощность m рудолокализирующей зоны, а C_0 равно содержанию C элемента в интервале $(b - a) = m$, равенство (13) можно представить в следующем виде:

$$m = \frac{\int_a^b f(h) \cdot dh}{C} \quad (13)$$

или

$$m = \frac{b - a}{C \cdot n} \left(\frac{Z_0}{2} + Z_1 + \dots + Z_{n-1} + \frac{Z_n}{2} \right) \quad (14)$$

Задаваясь теперь интересующими нас содержаниями C исследуемого элемента, можно определить (при наличии геохимического баланса) мощность потенциальной рудолокализирующей зоны. Так, например, по скв. № 93 кларковый запас меди в интервале от $a = 315,5$ до $b = 454,5$ м составляет $0,15$ м х процент. Предположим, что нас интересует какой может быть мощность рудолокализирующей зоны при содержании в ней меди равном $1,5\%$. Полагая, что 65% линейного запаса меди будет сконцентрировано в интервале m , а это соответствует реальному снижению среднего содержания до $0,001\%$, значение этого параметра будет равно:

$$m = \frac{0,15 \times 0,65}{1,5} = 0,065 \text{ м}$$

Следовательно, кларковые запасы меди, распределенные в интервале $315,5 - 454,5$ м, способны дать промышленное содержание в $1,5\%$, однако мощность рудолокализирующей зоны при этом будет не промышленной. Отсюда следует, что для образования мощности, соответствующей минимальным требованиям промышленности, надо иметь в несколько раз большие зоны дефицита металла.

Таким образом, определение параметра зон дефицита дает возможность, при наличии геохимического баланса вещества и признаков его адиабатической мобилизации, правильно подойти к общей оценке перспектив исследуемой территории.

Применительно к Припятской впадине такую оценку в настоящее время дать затруднительно. Тем не менее обращает на себя внимание факт наличия здесь обширных зон дефицита меди, охва-

тывающих не только пермские и триасовые отложения, но также и отложения девонского, каменноугольного и юрского периодов, что свидетельствует в постседиментационном происхождении встречаемых аномальных содаржаний меди. Необходимо продолжить соответствующие исследования в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б о г а ц к и й В.В. Математический анализ разведочной сети. М., Госгеолтехиздат, 1963.
2. В е н ц е л ь В.Е. Теория вероятностей. М., "Наука", 1964.
3. Д о л г о в Ю.А., Б а з а р о в Л.Ш., Ю с у п о в С.Ш. Поиски не выходящих на поверхность рудных тел по распространению элементов во вмещающих породах. — "Разведка и охрана недр", 1969, № 7.
4. К а с а н и ц к и Ф.О. О происхождении горизонтальной зональности руды месторождения Дьендешорси. — В кн.: Геохимическая конференция. Будапешт, Отделение технических наук АН Венгрии, 1959.
5. К о р ж и н с к и й Д.С. Образование контактовых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1954. Серия геологическая, № 8.
6. Стратифицированные месторождения меди в СССР. Л., "Недра", 1973. Авт.: Богданов Ю.В., Бурьянова Е.З., Кутырев Э.И., Феоктистов В.П., Трифионов В.П.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА
В ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЕ

Структурно-тектонический фактор является основоопределяющим как в накоплении самих угленосных отложений, так и в локализации угольных залежей. Однако, если изучение фациально-палеогеографических условий осадко- и угленакопления получило в свое время достаточное развитие, то выяснение структурно-тектонических особенностей периода накопления продуктивных отложений неогена в Припятской впадине незаслуженно отставало. Это отрицательно сказывалось на эффективности поисковых работ, особенно в начальной стадии их проведения в указанном регионе.

В первом приближении основные структурно-тектонические критерии для поисков месторождений бурых углей неогена в Припятской впадине были сформулированы автором в 1968 г. в результате ознакомления с генетическими особенностями разновозрастных месторождений бурых углей Украины и Польши. Они были положены в основу проведения дальнейших поисково-разведочных работ, что способствовало открытию первых промышленных залежей бурых углей в республике (Житковичское, Бриневское месторождения).

Исходя из структурно-тектонического фактора, к числу первоочередных объектов для проведения поисковых работ на бурые угли неогена в пределах Припятской впадины были отнесены приобортовые зоны глубинных разломов, а также площади наиболее ин-

тенсивного проявления соляного тектогенеза и процессов выщелачивания галогенных масс.

Роль тектонических движений в зонах глубинных разломов. По данным геолого-геофизических исследований на территории Припятской впадины установлены многочисленные разрывные дислокации. Наибольшее влияние на накопление угленосных отложений неогена могли оказывать тектонические движения в зонах краевых глубинных разломов, ибо проявление их в зонах внутренних разломов впадины "гасилось" мощной толщей соляных масс и надсолевых отложений и в лучшем случае трансформировалось в форме соляного тектогенеза. Исключение составляют зоны региональных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, обуславливающие отмечающуюся зональность в распространении, глубинах залегания, мощности и фациальном составе определенных горизонтов палеозоя, мезозоя и кайнозоя [8, 10] и др. .

Из числа краевых глубинных разломов, ограничивающих Припятскую впадину, как по протяженности, так и по амплитудам смещения пород наиболее выражены Северный и Южный. Протяженность первого составляет около 325, второго - 240 км. Микашевичско-Житковичский и Лоевский разломы характеризуются меньшей протяженностью. Длина первого не превышает 75, а второго - 55 км. По данным исследований З.А. Горелика и других указанные разломы по своей кинематической природе сбросового типа. Плоскости сбрасывателей Северного и Южного разломов падают в направлении к центру впадины под углами $60-70^{\circ}$, которые на отдельных участках Южного разлома достигают $80-85^{\circ}$. В западном направлении углы падения несколько уплощаются. Плоскости сбрасывателей Лоевского разлома также круто падают в сторону Припятской впадины, а Микашевичско-Житковичского - в сторону ее Туровской депрессии под углами $75-80^{\circ}$.

Суммарные вертикальные амплитуды смещения поверхности кристаллического фундамента в Северной разломной зоне на крайнем востоке ее составляют около 3500, в районе Кнышевичской площади - 4000-4100, Глуска - 2250, Осовца - 1800, Слуцка - 500 и на крайнем западе - 200-300 м. В Южной разломной зоне амплитуды смещения поверхности кристаллического фундамента также снижаются в восточном и западном направлениях. Так, в райо-

не Дерновичской площади они не превышают 300, в районе Высту — повичской скв. I-р достигают 5200 и в районе Южно-Валавской площади — 4000 м. В Микашевичско-Житковичской разломной зоне увеличение амплитуд смещения наблюдается в восточном направлении, где они достигают 2500-3000 м, в западном направлении они снижаются и составляют первые сотни метров. Наименьшие амплитуды смещения поверхности кристаллического фундамента фиксируются в Лоевской разломной зоне, где они не превышают 1000-1200 м. Основное формирование разломных зон произошло в девонско-каменноугольный этап их развития, при наибольшей активизации тектонических движений в верхнефаменское время. В кайнозойский этап относительно более крупные амплитуды смещения отмечаются для Микашевичско-Житковичского разлома, восточной части Северного и северной части Лоевского разломов. Южная разломная зона в это время оставалась более стабильной. В этой связи наиболее эффективной оказалась постановка поисковых работ на бурные угли неогена в зоне Микашевичско-Житковичского глубинного разлома, в результате которых было выявлено Житковичское месторождение. На других участках — Слуцком, расположенном в западной части зоны Северного глубинного разлома, Скородненском, приуроченном к центральной части зоны Южного глубинного разлома, получены отрицательные результаты. Более того, в пределах этих участков сколь-нибудь заметного увеличения мощности продуктивных отложений неогена вдоль зон глубинных разломов не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии по ним нисходящих движений в период неогенового осадконакопления. Указанное согласуется с отмеченной выше активностью глубинных разломов в кайнозойский этап их развития. Исключение составляет западная часть зоны Южного глубинного разлома, где выявлено Глушковичское угленепроявление, в разрезе которого отмечается увеличение мощности угленосных отложений неогена в направлении к глубинному разлому. Последнее обстоятельство свидетельствует видимо о том, что отдельные блоки фундамента, ограниченные в пределах зон глубинных разломов субширотными и субмеридиональными разрывными дислокациями, имели различные амплитуды смещений, в том числе и в кайнозойское время. С этих позиций следует дифференцированно подходить к оценке степени влияния зон глубинных разломов на накопление в их пределах уг-

леносных отложений неогена, учитывая амплитуды смещения отдельных блоков и проявление этих смещений во времени.

Из анализа площадей распространения отложений миоцена, изменения глубин их залегания и мощности вытекает, что наибольшее влияние на накопление различных его горизонтов оказывал Микашевичско-Житковитский глубинный разлом, к зоне которого приурочен ряд площадей развития отложений нижнего и среднего миоцена повышенной мощности. Что касается зоны Северного глубинного разлома, то площади развития угленосных отложений среднего миоцена тяготеют к его центральной и восточной частям в виде отдельных изолированных "пятен". Для зоны Южного глубинного разлома характерна приуроченность площадей развития в основном отложений нижнего миоцена и частично, при некотором смещении от нее в северном направлении, отложений среднего и верхнего миоцена в западной ее части. В зоне Лоевского глубинного разлома угленосные отложения среднего миоцена тяготеют к ее северной части, которая, как отмечалось выше, являлась наиболее мобильной на всем протяжении развития разлома, в том числе и в кайнозойское время.

Роль соляного тектогенеза. Исходя из структурного плана поверхности ферхнефаменских соленосных отложений, в пределах Припятской впадины насчитывается свыше 140 локальных поднятий и более 50 синклиналей, брахисинклиналей и мульд проседания. В формировании соляных структур впадины выделяется четыре крупных этапа: поднелебедянский, данковско-раннепермский, позднепермско-среднетриасовый и поздне-триасово-кайнозойский [2].

Позднелебедянский этап является основным этапом в формировании многих соляных структур. Амплитуда роста их на этом этапе достигает порой 2000 м (Первомайское поднятие). Соляные массивы большинства поднятий были более чем на половину сформированы в это время. В данковско-раннепермский этап наблюдается некоторый спад тектонической активности в развитии соляных структур, хотя амплитуды их роста остаются все еще довольно значительными, увеличиваясь, как и в позднелебедянское время, в восточном направлении. Для этого этапа характерно также формирование наложенных соляных поднятий, которые возникли в средних частях ступеней при течении соли вверх по их восста-

нию. Нередко своды соляных массивов выходили на поверхность или оказывались в приповерхностных условиях, что приводило к растворению соли с образованием брекчий кепрока и мульд оседания [2].

В позднепермско-среднетриасовый этап соляные структуры развивались при дальнейшем снижении активности их роста и тектонических движений по разломам. Развитие их шло без заметного воздействия разломной тектоники при участии в основном гравитационного фактора. Рост соляных почвчатий происходил за счет течения соли внутри соляных массивов от крыльев к их сводам, что обуславливало образование присклоновых (прислоненных) компенсационных мульд оседания с накоплением в их пределах осадков значительной мощности. Осевые части прислоненных компенсационных мульд и синклиналей в процессе развития последовательно смещались к соляным поднятиям, в результате чего нижнетриасовые компенсационные синклинали и мульды смещены относительно каменноугольных в сторону соляных поднятий, а выполняющие их верхнепермские и нижнетриасовые отложения увеличенной мощности подстилаются каменноугольными и верхнедевонскими (данковскими) отложениями сокращенной мощности.

При росте поднятий происходило растяжение верхнепермских и триасовых отложений в их сводовой части, что приводило нередко к образованию разрывных дислокаций и просядок грабенообразного типа [3]. Большую роль в формировании структурного плана верхнепермских и триасовых отложений играли процессы растворения (выщелачивания) соляных масс пластовыми и грунтовыми водами. В результате этого над некоторыми соляными поднятиями в позднепермско-среднетриасовый этап формировались мульды оседания. Мульды оседания формировались не только на криптодиapiroх, соляные массивы которых были выведены на поверхность в предпозднепермское время, но и на диапироидах, где в их своде выщелачивалась соль глинисто-галитовой подтолщи, перекрытой данковскими отложениями. Примером могут служить Давыдовское и Мармовичское диапироидные поднятия, на которых в триасовое время формировались мульды оседания с амплитудой погружения до 100 м [7].

Наложенные соляные поднятия на позднепермско-среднетриасовом этапе развивались более активно, чем расположенные рядом

с ними приразломные соляные поднятия, но с некоторым оставанием во времени от последних.

На поздне триасово-кайнозойском этапе соляные поднятия развивались в стадию затухания соляной тектоники. Большинство разломов в это время не проявлялось, и лишь по некоторым из них отмечаются малоамплитудные подвиги. Соляные структуры развивались по ранее заложеному структурному плану с амплитудами роста и прогибания в основном в первые десятки метров. Формирование их происходило как и на предыдущем этапе, вследствие течения соли от крыльев к сводовым частям поднятий и процессов растворения соли в этих частях. Скорости движения по разломам и роста соляных поднятий обычно составляют 0,2–0,5 м/млн. лет. Более высокие скорости роста характерны для наложенных соляных поднятий, которые достигают 1–3 м/млн. лет [2].

В поздне триасово-юрское время структуры формировались, в основном, в предмеловую, а в меловое время – в предпалеогеновую фазы куполообразования во время перерывов в осадконакоплении. Амплитуды роста поднятий и прогибания мульд оседания составляли преимущественно 30–40, изредка достигая 60–80 м.

В кайнозойское время наблюдается дальнейшее снижение амплитуд, которые обычно не превышают 30 м. Структуры формировались главным образом в течение послепалеогенового перерыва в осадконакоплении.

Анализ закономерностей площадного распространения отложений неогена, условий их залегания, изменения мощности, литологического и фациального состава показывает, что отложения нижнего миоцена в основном приурочены к западной части Припятской впадины. Преимущественное развитие в западной части впадины имеют также и угленосные отложения среднего миоцена. В противоположность им отложения верхнего миоцена в большей мере распространены в центральной части впадины, где наиболее крупные их площади приурочены к южной ее зоне. Менее четкая связь с локальными поднятиями и мульдами прогибания по кровле верхне-фаменских соленосных отложений отмечается для отложений среднего миоцена. Из числа участков их распространения, для которых такая связь наблюдается, большинство тяготеет к присклонным частям поднятий (Глуескому, Борисовскому, Южно-Копаткевичскому, Великоборскому, Сологубовскому, Западно-Хойникскому и

Хойникскому), где накопление осадков среднего миоцена обуславливалось развитием прислоненных компенсационных мульд оседания. Эти поднятия относятся, как правило, к числу активных, а также к группе отраженных несоляных [2], которые, как было показано выше, более активно развивались на позднем этапе проявления соляной тектоники. В единичных случаях участки распространения угленосных отложений среднего миоцена приурочены к надкупольным частям структур (Кустовницкое и Ельское поднятия), которые относятся к числу деградирующих, и накопление осадков среднего миоцена в их пределах обуславливалось образованием мульд оседания. Ряд участков распространения угленосных отложений среднего миоцена приурочен к межкупольным понижениям (Южно-Азерецкая, Восточно-Салтановская, Северо-Василевская, Северо-Зареченская мульды).

Более высокие мощности и низкие абсолютные отметки залегания подошвы отложений среднего миоцена характерны для участков, приуроченных к присклоновым частям структур, что свидетельствует о более значительном их прогибании в период среднего миоцена, обусловленном унаследованным развитием прислоненных компенсационных мульд оседания. Как следствие этого, здесь создавались более благоприятные условия для угленакопления, в подтверждение чего говорит тот факт, что из числа выявленных углепроявлений (не связанных с зонами глубинных разломов и выщелачивания галогенных масс) большинство приурочено к присклоновым частям поднятий (Боровскому, Найдовскому, Петриковскому, Туровскому, Каменскому). Тот факт, что для отложений верхнего миоцена такой приуроченности не наблюдается, свидетельствует о том, что в этот период центральная часть впадины, в особенности ее южная зона, испытала общее погружение, в результате чего создавались условия для преимущественного накопления глинистых осадков.

При проведении в 1974–1975 гг. поисковых работ на Скрыгаловско-Каменской площади, охватывающей Гороховское, Азерецкое, Конковичское, Птичское, Шестовичское, Скрыгаловское, Прудокское, Калинковичское, Сколодинское, Каземировское, Каменское и Мозырское поднятия, установлено, что поверхность палеогеновых отложений, имеющих повсеместное развитие на площади проведенных работ, имеет волнистый характер залегания. Наиболее круп-

ное понижение кровли палеогена было зафиксировано между Западно-Гороховским и Конковичским поднятиями, где абсолютные отметки ее снижаются до 29,0—44,4 м. Понижения кровли палеогена установлены также на западном и южном склонах Азерецкого и южном склоне Калинковичского поднятий, а также в межкупольном погружении между Прудокским и Каменским поднятиями (Северо-Каменская синклиналиальная зона). Эти факты, хотя и косвенно, но еще раз свидетельствуют о том, что в период накопления кайнозойских отложений в Припятской впадине проявление соляной тектоники имело место. В неогеновый период это проявление в большей мере, как показывают результаты исследований, выразилось в предверхнемиоценовое время.

Роль процесса выщелачивания галогенных масс. Наличие мощных толщ галогенных масс в пределах Припятской впадины обуславливало проявление не только соляного тектогенеза, но и процессов выщелачивания с формированием соляного карста. Галогенная формация во впадине представлена в основном легкорастворимыми солями (хлоридами, сульфатами), а также хорошо карсующимися карбонатными породами (известняками, доломитами). Наиболее активно карстообразовательные процессы протекают в галогенных массах (гипса, ангидрита, каменной соли). Несмотря на общность основных условий, необходимых для возникновения и развития карста в известняках, гипсах и каменной соли, ход карстообразовательных процессов в каждом из этих типов пород имеет свои специфические особенности [4].

На карстообразование в каменной соли сказывается ее высокая растворимость, большая скорость растворения и резко меняющиеся физические свойства растворяющей соль воды. Ископаемые соли, в связи с высокой податливостью их к пластическим деформациям [2], льяются в то же время монолитными (водонепроницаемыми), что обуславливает преимущественное развитие палеокарста по периферии соляных масс, проявляющегося как путем возникновения своеобразных карстовых форм, так и путем накопления иногда довольно мощных толщ нерастворимого остатка, так называемых карстогенных пород [4]. В приповерхностных зонах соляных толщ в результате развития процессов выветривания происходит потеря солью своей водоупорности, в результате чего кар-

тообразовательные процессы проникают вглубь соляных тол с образованием карстовых полостей, которые, в зависимости от гидрогеологических условий, могут развиваться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Для широкого развития карстообразовательных процессов необходима большая мощность и выдержанность состава карстующихся толщ по их простираению, наличие перерывов в осадконакоплении, складчатых и разрывных нарушений в карстующихся толщах, гидродинамических связей между различными горизонтами, общая приподнятость карстующихся массивов или соленосных толщ в целом, что обеспечивает значительную глубину и масштабность форм проявления карстообразовательных процессов [5].

Большую роль, как в горно-складчатых, так и в платформенных областях развития карстообразовательных процессов играют глубинные разломы кристаллического фундамента, отражающиеся в осадочном чехле [6], а также наличие континентальных перерывов [9], что во многом обуславливает и стимулирует развитие данных процессов.

Припятская впадина, исходя из особенностей ее геологического строения и истории развития, во многом отвечает вышеуказанным предпосылкам для развития процессов выщелачивания галогенных масс. На развитие этих процессов в верхнефаменской соленосной толще указывалось выше. В кайнозойское время процессы подземного выщелачивания галогенных масс также имели место, но вследствие довольно мощной толщи надсолевых отложений амплитуды просядок как бы полностью поглощались ею и лишь в некоторых случаях (Ельское, Наровлянское, Окт.брьское поднятия) достигали первых десятков метров. В отличие от этого, в Днепровско-Донецкой впадине, например, соляные массивы выходили на поверхность в преднеогеновое время, в результате чего широкое место имел развитие приповерхностный карст с образованием глубоких мульд (воронки) проседания, в которых накапливалась порой мощная толща угленосных отложений с крупными залежами бурых углей (Ново-Дмитровское месторождение).

В большей мере процессы выщелачивания галогенных масс могли оказывать влияние на накопление угленосных отложений неогена в западной части Припятской впадины, в полосе относительно неглубокого залегания верхнефаменской соленосной толщи.

Здесь в разрезе надсолевых отложений выпадает целый ряд гори — зонтов, и отложения девона подстилают непосредственно осадки мела, а местами и палеогена. Поэтому образующиеся мульды оседания, обусловленные процессами выщелачивания галогенных масс, могли находить более непосредственное свое выражение в период накопления угленосных отложений неогена вследствие значительно меньшей мощности разделяющих надсолевых отложений.

Впервые приуроченность накопления угленосных отложений неогена и залежей бурых углей к мульдам проседания, обязанным своим происхождением процессами подземного выщелачивания легко растворимых залегающих стратиграфически ниже пород, была установлена в Брестской впадине, при проведении в ее пределах в 1965—1967 гг. поисковых работ. Выявленные здесь многочисленные углепроявления (Кобринская, Антопольская, Березовская группы) были отнесены нами к карстовому типу. Для них характерны большие мощности угольных залежей (до 30,6 м), резко выклинивающиеся на коротких расстояниях (до 50—25 м), овальная, нередко изометрическая (в плане) и линзовидная (в разрезе) формы залегания. Наиболее крупные (по мощности) залежи приурочены к карстобразным воронкам в подстилающей палеогеновые отложения карбонатной толще верхнемеловых пород. Диаметр воронок порой не превышает 50 м. Борты (стенки) их крутые, почти отвесные, высотой до 80 м и более. Определенной закономерности в площадном их распространении не наблюдается. В общем плане они тяготеют к юго-восточной части впадины, к зоне сочленения ее с Полесской седловиной, где, по-видимому, более тектонически мобильные условия способствовали широкому и глубокому развитию карстообразовательных процессов.

При возобновлении поисковых работ в Припятской впадине (1968 г.) последние первоначально были поставлены на Красно — слободском участке с целью дополнительной оценки ранее выявленного одноименного углепроявления. Исходя из особенностей геологического строения как непосредственно самого углепроявления, так и района в целом, было высказано предположение, что ою приурочено к мульде проседания, возникновение которой увязывалось с процессами выщелачивания галогенных масс верхнефаменской соленосной толщи. В этой связи было предусмотрено расширение поисковых работ вдоль западной краевой зоны распрост-

ранения верхнефаменских соленосных отложений. В результате проведенных работ в указанной зоне установлено несколько мульдообразных понижений, в которых абсолютные отметки кровли девона снижаются до 70-60 м. К этим понижениям приурочены отложения неогена повышенной мощности (до 50-70 м), в то время как на остальной площади она обычно не превышает 20-25 м, уменьшаясь к югу до 10-15 м. Сравнительно выдержанная мощность палеогеновых отложений на всей площади участка и резкое увеличение мощности отложений неогена в мульдах оседания свидетельствует о том, что просадка кровли девона происходила в период их накопления. В некоторых случаях мульды оседания развивались в юрское, меловое и палеогеновое время, не находя своего отражения в период формирования неогеновых отложений. К ним приурочены иногда пласты бурых углей юрского возраста довольно значительной мощности (Червоноозерское углепроявление), но также имеющие ограниченное площадное распространение [1].

Кроме Краснослободского углепроявления, в мульдах оседания, приуроченных к полосе развития процессов выщелачивания галогенных масс, поисковыми работами выявлен целый ряд новых углепроявлений. Наиболее типичными из них являются Краснобережное, Дубровское, а также углепроявления в пределах Домановичского участка.

Таким образом, суммируя изложенное, можно заключить, что процессы выщелачивания галогенных масс оказывали в ряде случаев непосредственное влияние как на накопление угленосных отложений неогена, так и на локализацию угольных залежей. Наиболее широкое проявление эти процессы имели в западной части Припятской впадины, в полосе относительно неглубокого залегания верхнефаменской соленосной толщи и сокращенной мощности разделяющих надсолевых отложений. Немаловажным условием также является и более высокое гипсометрическое положение в этой части впадины кристаллического фундамента с широко развитыми зонами разрывных дислокаций, во многом обуславливавшими и стимулировавшими проявление карстообразовательных процессов.

Рассмотренные структурно-тектонические особенности накопления угленосных отложений должны учитываться при планировании и проведении геологоразведочных работ на бурые угли неогена в Припятской впадине. Первоочередного внимания при этом заслужи-

вают мобильные в среднемиоценовое время участки зон глубинных разломов, солянокупольных поднятий и подземного выщелачивания галогенных масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горький Ю.И. Основные структурно-генетические типы месторождений и углепроявлений БССР. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).
2. Конишев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба, Минск, "Наука и техника", 1975.
3. Конишев В.С., Макаревич В.Н. Разрывные нарушения нового типа в Припятской впадине. — В кн.: Геология и разведка нефтяных месторождений, М., "Недра", 1971. (Труды УкрНИИПНД, Вып. 8-9).
4. Короткевич Г.В. Некоторые особенности возникновения и развития соляного карста. — В кн.: Состояние и задачи карсто-спелеологических исследований, М., 1975. (ГО СССР).
5. Ломаев А.А., Ломаева Е.Т. Геологические условия формирования карста горно-складчатых и платформенных областей. — В кн.: Состояние и задачи карсто-спелеологических исследований, М., 1975. (ГО СССР).
6. Мартин В.И. Связь карстовых пещер Башкирии с элементами разрывной тектоники. — В кн.: Состояние и задачи карсто-спелеологических исследований, М., 1975. (ГО СССР).
7. Монкевич К.Н. Разрывные нарушения в пермских и триасовых отложениях Припятского прогиба. — В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики, Минск, "Наука и техника", 1974.
8. Состояние изученности сырьевой базы горючих сланцев БССР и основные направления дальнейших исследований по ее расширению и использованию. — В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР, Минск, 1976. (БелНИГРИ). Авт.: Горький Ю.И., Ажгиревич Л.Ф., Палер Л.М., Яременко И.А.
9. Сырица Н.И. Древний карст и карсто-пластовые воды Волго-Камского артезианского бассейна. — В кн.: Состояние и задачи карсто-спелеологических исследований, М., 1975. (ГО СССР).
10. Угленосность каменноугольных и юрских отложений БССР. — В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР, Минск, "Наука и техника", 1970. Авт.: Ажгиревич Л.Ф., Горький Ю.И., Жижка З.В., Палер Л.М., Савченко Н.А., Соловьев Г.И., Яременко И.А.

УДК 553.96.041+553.492.041 :550.812(476-13)

В.П. КУРОЧКА, Ю.И. ГОРЬКИЙ,
З.М. НЕВМЕРЖИЦКАЯ, А.Я. ЗИНГЕРМАН,
Л.Ф. ДЕРЕВЯНКИНА

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ УГЛЕЙ
И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Структурно-тектонический фактор рассматривается как основной, который должен учитываться при выборе [1] направлений дальнейших поисковых работ на бурные угли неогена в Припятской впадине. К числу дополнительных критериев можно отнести литологические особенности вмещающих пород, в частности, закономерности изменения состава глинистых минералов. При этом учитывается, что органическое вещество углей, начиная со стадии своего образования, весьма активно воздействует на толкодиоперсную часть пород.

Изучение минерального состава глин может осуществляться в различных направлениях. Как полезное ископаемое они должны рассматриваться в комплексе с угольными залежами, на всех этапах геологоразведочных работ. Но только располагая данными об их минеральном составе можно наметить тот минимальный комплекс технологических испытаний, который необходим для решения вопроса о наиболее рациональном использовании глинистого сырья в народном хозяйстве. Исследования в этом направлении приобретают все большее развитие [2, 3]. Если высокоглиноземистую минерализацию в генетическом отношении связывать с определенным этапом эпигенетического минералообразования под влиянием процессов гидрогенеза [5], то неогеновые глины, содержащие орга-

ническое вещество на контакте с палеоводоносным горизонтом с четко выраженными наложенными вторичными процессами под воздействием подземных вод, следует относить к перспективным на высокоглиноземистое сырье в пределах структур с замедленным водообменом. Поиски таких структур, в пределах которых неогеновые глины подвергнуты интенсивной каолинизации не только вблизи угольной залежи, но и по всей угленосной пачке, возможны на основании закономерностей распределения глинистых минералов в разрезе и по площади. При этом необходимо учитывать результаты гидрогеологических и гидрохимических исследований на фоне детальной крупномасштабной структурной карты по кровле или подошве угленосных глинистых отложений. Зональность в распределении глинистых минералов в осадочных образованиях впервые прослежена в разрезах надсолевого фаменско-турнейского комплекса [4], где также показана возможность использования закономерностей в распределении глинистых минералов для оценки перспектив осадочных образований на высокоглиноземистое сырье.

Интенсивность каолинизации глинистых пород и анализ зональности в распределении глинистых минералов в угленосных (глинистых) отложениях неогена дает основание считать, что участки, в пределах которых проводились поисковые работы на уголь, не могут рассматриваться как структуры с замедленным водообменом. Этим и объясняется тот факт, что до настоящего времени в неогеновых отложениях не установлены значительные проявления высокоглиноземистой минерализации.

Из закономерностей распределения глинистых минералов в разрезах угленосных отложений видно, что каолинизация наиболее интенсивно прослеживается в глинах вблизи угольного пласта и вверх по разрезу постепенно убывает. Монтмориллонит значительно преобладает над каолинитом. Такая же зональность в распределении каолинита и монтмориллонита наблюдается в безугольных разрезах глинистых образований неогена, что позволяет рассматривать интенсивность каолинизации в глинистых образованиях неогена как один из возможных литологических критериев поисков уделей. Каолинизация в монтмориллонитовых или монтмориллонит-гидрослюдистых глинах вблизи угольного пласта общезвестный и весьма распространенный процесс в различных по возрасту угленосных отложениях. В низах безугольных разрезов глинистых от-

ложений неогена также выражена каолинизация, убывающая вверх по разрезу. Возможно, что каолинизация глин в таких разрезах обусловлена миграционным органическим веществом. Этот вопрос, решение которого во многом зависит от детальных исследований компонентного состава органической части углей современным комплексом методов исследований, представляет большой интерес для уточнения условий образования углей, выяснения причин, обуславливающих неоднородный их состав по площади и выявления вторичных их изменений под влиянием подземных вод. При этих исследованиях данные о распределении глинистых минералов, в частности каолинита, будут способствовать выяснению путей и форм миграции растворенного в воде органического вещества, а также выделению зон (в разрезе и по площади) наиболее интенсивного воздействия органического вещества на вмещающие глинистые породы.

Разведанные месторождения неогеновых углей располагаются вблизи Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента, который наряду с Украинским кристаллическим щитом, являлся, по-видимому, областью сноса в неогеновое время. Если в глинистых отложениях неогена преобладает в основном монтмориллонит, то в корках выветривания фундамента — каолинит. Выяснение причин, обуславливающих такое резкое различие в составе преобладающих глинистых минералов неогеновых глин и коры выветривания пород фундамента Микашевичско-Житковичского выступа, позволило бы уточнить палеогеографическую обстановку и проследить эволюцию минерального состава тонкодисперсной части продуктов выветривания в областях сноса. Возможно, что такое резкое различие в составе преобладающих глинистых минералов объясняется тем, что каолинизация монтмориллонита в неогеновых глинах совпадает по времени с более интенсивной каолинизацией продуктов выветривания фундамента, имеющих монтмориллонитовый состав.

В данной статье приводятся результаты изучения глинистых минералов неогеновых глин из разрезов скважин, пробуренных на различных участках района проведения поисково-разведочных работ на уголь (Бринев, Скрыгалово, Каменка, Кошевичи, Слуцк и Клииск), и показана возможность использования закономерностей в распределении глинистых минералов для оценки перспектив уг-

леносных отложений на высокоглиноземистое сырье, а также как одного из потенциальных литологических критериев при поисках углей.

Всего отобрано для исследований 294 пробы. Часть разрезов изучалась детально: отбирались пробы каждой литологической разновидности пород, а при однородном литологическом составе — через 0,5–1,0 м. В разрезах, близко расположенных к детально опробованным скважинам, пробы отбирались из глинистых разностей, выделяющихся по окраске, структурным и текстурным особенностям.

Глинистые минералы исследовались комплексом методов: рентгеновским, термическим, химическим, электронномикроскопическим, а также микроскопически в плоскопараллельных шлифах.

В наиболее полных разрезах неогена, вскрытых на Бриневском месторождении, четко выделяются пять циклов. Каждый из них представлен нижним (песчаным) и верхним (глинистым) элементами. Угли приурочены ко второму циклу, соответствующему аналогичному циклу Житковичского месторождения. Четвертый и пятый циклы прослеживаются только в пределах первого месторождения.

В зависимости от состава глинистых минералов выделены несколько разновидностей глин в неогеновых отложениях. Каолиновые глины представлены только каолинитом. В виде примеси присутствует кварц. Такой состав имеют обычно углистые глины, встречающиеся среди углей (Бринев, скв. № 2391, интервал 75,5–76,5 м, мощность 1,0 м), над углями или под ними на границе с нижним (песчаным) элементом угленосного цикла (Бринев, скв. № 2440).

На дифрактограммах глин с незначительной примесью кварца четко отражены рефлексы каолинита $7,14 \text{ \AA}$, $4,35 \text{ \AA}$, $4,16 \text{ \AA}$, $3,57 \text{ \AA}$. На дифференциальной кривой нагревания фиксируются характерные для каолинита эндотермический эффект с максимумом при 580° и экзотермический — при 975° . Кроме того, на термограмме отражена интенсивная эндотермическая остановка в широком температурном интервале — $130\text{--}230^\circ$, которая обусловлена наличием примеси аллофана и другого высокоглиноземистого минерала (по-видимому, из группы сульфатов алюминия). Экзотермический эффект с максимумом при 380° связан с наличием орга-

нического вещества. Микроскопические исследования такой глины (Бринев, скв. № 2391) показывают, что среди тонкодисперсной массы глинистого вещества наблюдаются таблитчатые и призматические кристаллы весьма сходные с кристаллами гиббсита в каолиновых глинах бобринковского горизонта. Псевдоморфозы каолинита по гиббситу часто встречаются в бобринковском горизонте. Поэтому наличие псевдоморфоз каолинита по гиббситу в углистых глинах указывает, с одной стороны, на то, что в глинистых породах неогена могли образоваться значительные скопления высокоглиноземистых минералов (гиббсита), но, с другой стороны, могли быть преобразованы или уничтожены инфильтрационными водами. В связи с этим поиски промышленных скоплений гиббсита в неогеновых отложениях имеют свою сложность, ибо при выявлении участков с благоприятными условиями для образования высокоглиноземистой минерализации необходимо учитывать степень ее сохранения. Для выяснения этого вопроса на Бриневском месторождении были детально изучены разрезы скважин, расположенных в различных структурных условиях (скв. № 2440, 2391, 2387, 2349, 1799, 2355). Установлено, что проявление гиббситовой минерализации в скв. № 2367 [6] представляет собой мелкую вкрапленность, которая имеет локальное распространение и по положению в разрезе соответствует псевдоморфозам каолинита по гиббситу, установленным нами ранее в скв. № 2391. Это дает основание предполагать в северо-восточной части месторождения наличие залежей гиббсита (мощностью не менее одного метра), которые не подвергались каолинизации. Поэтому дальнейшие поисково-разведочные работы по оконтуриванию залежи бурого угля в северо-восточной части месторождения необходимо вести с учетом возможного обнаружения залежей бокситов гиббситового состава.

На дифрактограммах глин с повышенным содержанием примеси кварца первый базальный рефлекс имеет пониженное значение — 7,12 Å. Рефлексы 4,16 Å и 4,33 Å не дифференцированы и объединяются в один рефлекс при 4,25 Å. На кривых нагревания более интенсивно проявляются низкотемпературные эндо- и экзотермический (при 420°) эффекты.

Глины, представленные каолинитом (слабо окристаллизованным), слагают цемент слабосцементированных алевролитов и песчаников нижнего элемента второго цикла (скв. № 2226, Клинск).

На кривых нагревания таких глин фиксируется интенсивный эндотермический эффект с максимумом при $540-545^{\circ}$ и слабо выраженный экзотермический эффект с максимумом при $920-940^{\circ}$.

Глины монтмориллонит-каолинитового состава встречаются под угольной залежью (Бринев, скв. № 2391, 2395, 2367), а при отсутствии в разрезе углей, приурочены к нижним частям (глинистого) верхнего элемента II и III циклов (Клинок, скв. № 2251, 2226; Скрыгалово, скв. № 2595, 2696, 2602, 2619, 2632; Каменка, скв. № 2662, 2665, 2668, 2793; Кошевичи, скв. № 3096, 3107). На дифференциальных кривых нагревания интенсивный эндотермический эффект с максимумом при $115-130^{\circ}$ обусловлен монтмориллонитом. На всех кривых первый эндотермический эффект осложнен слабой эндотермической обстановкой при $180-200^{\circ}$, указывающей на присутствие примеси кварца и сульфатов алюминия. Наличие кварца подтверждается данными химического анализа и появлением рефлексов $4,25 \text{ \AA}$ и $3,33 \text{ \AA}$ на дифрактограммах. Следует отметить, что повсеместно в неогеновых глинах отмечается примесь кварца. Монтмориллониту соответствует рефлекс $14-15 \text{ \AA}$. В большинстве случаев на дифференциальных кривых нагревания фиксируется интенсивный экзотермический эффект при $320-360^{\circ}$, который обусловлен наличием тонкодисперсного органического вещества. Редко на термограммах фиксируется эндотермический эффект с максимумом при $405-440^{\circ}$, переходящий непосредственно в экзотермический эффект с максимумом при $425-460^{\circ}$, который связан с присутствием примеси сидерита. Переход второго, каолинитового эндотермического эффекта в интенсивный экзотермический эффект при 660° вызван присутствием пирита.

Глины каолинит-монтмориллонитового состава имеют наиболее широкое распространение в разрезе неогена. Обычно они приурочены к верхней и средней частям глинистого элемента II и III циклов. Каолинит слабо окристаллизованный. Завышенные значения межплоскостных расстояний $7,20-7,25 \text{ \AA}$ и заниженные значения $3,51-3,55 \text{ \AA}$ указывают на то, что среди этой группы глин часто встречаются смешанно-слоистые каолинит-монтмориллонитовые образования.

Дифференциальные кривые нагревания каолинит-монтмориллонитовых глин характеризуются очень интенсивным первым эндотермическим эффектом, равным или нередко превышающим по интен-

сивности второй, каолиновый эндотермический эффект. Интенсивность высокотемпературного экзотермического эффекта находится в прямой зависимости от содержания в глине каолинита. Постоянной примесью является кварц, который на дифрактограммах устанавливается по рефлексам 3,35 и 4,25 Å. На дифференциальных кривых нагревания примесь кварца обуславливает дополнительный эндотермический эффект при 180–220° на фоне первого, монтмориллонитового эндотермического эффекта. Другой постоянной примесью является тонкодисперсное органическое вещество, сгорание которого обуславливает появление на кривых нагревания экзотермического эффекта при 300–350°. Непостоянной примесью является гидрослюда, которая на дифрактограмме фиксируется по появлению рефлекса 10–10,1 Å. По данным химического анализа в таких пробах увеличивается содержание K_2O . Примесь гетита устанавливается по появлению рефлекса 4,96–4,98 Å на дифрактограммах. Редко отмечается примесь бемита, гиббсита и анкерита (Клинск, скв. № 2251, 2252).

Гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью каолинита широко распространены на Слущком участке (скв. № 2104). Для этих глин характерно повышенное содержание MgO (3,32–5,31%) и K_2O (2,61–4,58%). Наблюдается четкая дифференциация глин II и III циклов по содержанию MgO . В глинах II цикла содержание MgO – 3,32–3,95%, а в глинах III цикла – 4,22–5,31%. Повышенное содержание CaO (5,50–11,91%) обусловлено наличием кальцита, что согласуется с данными термического анализа. На всех дифференциальных кривых нагревания отражается интенсивный эндотермический эффект с максимумом при 805–890°, вызванный диссоциацией кальцита.

Гидрослюдисто-каолиновые глины на исследованных участках имеют ограниченное распространение. Они установлены среди пестроцветных разностей глинистых пород на Кошевичском участке. На дифрактограмме кроме основных рефлексов каолинита (7,14 и 3,55 Å) и гидрослюда (10,1 Å) фиксируются интенсивные рефлексы кварца (4,26 и 3,34 Å).

В отдельную группу пород выделены глины каолинит-монтмориллонитового и монтмориллонит-каолинового состава, на термограммах которых четко проявляется эндотермический эффект с максимумом при 290–350°. Такие глины окрашены в красно-бурый и

желтовато-бурый цвет и внешне напоминают охру. Приурочены они к нижней части глинистого элемента II цикла на участках Кошевичи, Клинок, Скрыгалово, Каменка. Мощность зоны, в пределах которой прослеживаются эти глины — от двух до четырех мет. ов.

Эндотермический эффект с максимумом $290-350^{\circ}$ проявляется на кривой нагревания гиббсита. На рентгенограммах исследованных образцов (Клинок, скв. № 2226, глубина 40,2 м; Кошевичи, скв. № 3088, глубина 42,0 м; скв. № 3096, глубина 31,5 м; Нежин-Кошевичи, скв. № 3109, глубина 37,0 м; Каменка, скв. № 2668, глубина 58,9 м) рефлексы гиббсита отсутствуют. Фиксируются рефлексы кварца, каолинита, гетита и серия рефлексов ($2,81 \text{ \AA}$, $2,69 \text{ \AA}$, $2,57 \text{ \AA}$, $2,44 \text{ \AA}$, $2,28 \text{ \AA}$, $2,23 \text{ \AA}$, $2,12 \text{ \AA}$, $1,98 \text{ \AA}$), которая совпадает с рефлексами органо-минерального соединения алюминия и железа, синтезированного В.П. Курочкой и А.П. Войтовым при искусственном получении давсонита из монтмориллонита. Это дает основание использовать в дальнейшем предполагаемое органо-минеральное соединение, после его детального изучения, в качестве поискового признака зон с интенсивным проявлением высокоглиноземистой минерализации.

В распределении по разрезу различных по составу глин наблюдается определенная закономерность. В угленосном II цикле (Бринев, скв. № 2376) верхняя часть глинистого элемента сложена глинами каолинит-монтмориллонитового состава, причем, монтмориллонит значительно преобладает над каолинитом. Вниз по разрезу содержание каолинита постепенно увеличивается. Это четко прослеживается по увеличению интенсивности эндо- и экзотермических эффектов каолинита на дифференциальных кривых нагревания. На глубине 65,0 м (в 6 м от кровли глинистого элемента и 3,8 м от кровли угольной залежи) каолинит значительно преобладает над монтмориллонитом. Это хорошо согласуется с данными химического анализа. Если в верхней части глинистого элемента содержание Al_2O_3 и SiO_2 составляет соответственно 7,05 и 84,24%, то в средней части (в местах проявления гиббситовой минерализации) оно равно 32,4 и 48,28%, а в углистых глинах над угольной залежью — соответственно 26,38-26,73 и 40,16-43,74%. Такая же закономерность в зональном распределении глинистых минералов наблюдается и в разрезе скв. № 2395. В верхней части глинистого элемента глины имеют каолинит-монтморил-

лонитовый состав с незначительной примесью гидрослюда. Вниз по разрезу примесь гидрослюда не обнаруживается, содержание каолинита увеличивается и в 3 м от кровли цикла, в 6,3 м от кровли залежи угля соотношение каолинита и монтмориллонита примерно одинаковое. В 4,3 м от кровли залежи угля каолинит в глинах преобладает над монтмориллонитом, а в 2,3 м — глины представлены уже каолинитом с примесью монтмориллонита. По данным химического анализа содержание Al_2O_3 в глинах верхней части глинистого элемента составляет 23,83, в средней — 24,68 и в нижней — 31,26%.

Зональность в распределении глинистых минералов наблюдается и в III цикле. но она выражена не так четко как в угленосном цикле. В разрезе скв. № 2406 (Бринев) отложения III цикла вскрыты в интервале 41,0—52,6 м. В верхней части цикла в глинах монтмориллонит (по данным термического и рентгеновского анализов) преобладает над каолинитом. Такое соотношение глинистых минералов прослеживается почти по всему разрезу глинистого элемента и только в его нижней части содержание каолинита увеличивается и соотношение монтмориллонита и каолинита становится примерно одинаковым. Каолинит преобладает над монтмориллонитом в глинистом цементе песчано-алевритовых пород нижнего элемента цикла. По данным химического анализа не наблюдается резкого изменения и в содержании Al_2O_3 и SiO_2 . Так, если в верхней части III цикла содержание этих компонентов составляет соответственно 23,35 и 50,67%, то в песчано-алевритовом (нижнем) элементе цикла, где каолинит преобладает над монтмориллонитом, оно равно 25,54 и 48,83%. Таким образом, если в угленосном цикле соотношение каолинита и монтмориллонита выравнивается примерно в средней части разреза глинистого элемента, то в безугольном верхнем цикле одинаковое содержание каолинита и монтмориллонита наблюдается только в самой нижней части глинистого элемента (имеющего примерно такую же мощность как и во II цикле). Это указывает на более интенсивную каолинизацию монтмориллонита в глинах угленосного цикла по сравнению с глинами безугольного цикла.

Глины антропогена по составу глинистых минералов отличаются от глин неогена. В них (Бринев, скв. № 2427) основной ассоциацией глинистых минералов является гидрослюдисто-монтмо-

риллонитовая с примесью каолинита и каолинит-монтмориллонито-
вая с примесью гидрослюда. Примесь неглинистых минералов пред-
ставлена гетитом и кальцитом. Четкая граница между антропоге-
ном и неогеном прослеживается по данным химического анализа
(Бринев, скв. № 2427). В глинах антропогена резко возрастает
содержание CaO (II, 35-14,80%), MgO (2,86-3,85%), K_2O (2,77-
2,86%). Повышенное содержание SiO_2 (63,17-90,09%) наблюдается
в глинах неогена.

По данным химического анализа четко отражается также гра-
ница между палеогеном и неогеном. Так, например, в разрезе
скв. № 2406 (Бринев) песчано-алевроитовые породы палеогена по
сравнению с аналогичными образованиями неогена характеризуются
повышенным содержанием Al_2O_3 , FeO , K_2O , SO_3 и пониженным
содержанием SiO_2 .

В безугольном III цикле на примере разреза скв. № 2226
(Клинск) прослеживается такая же зональность в распределении
глинистых минералов как и в угленосном II цикле на Бриневском
месторождении. В верхней части цикла глины представлены монт-
мориллонитом и каолинитом с преобладанием первого. Кроме того,
в глинах установлена примесь сидерита. Вниз по разрезу содер-
жание каолинита увеличивается и в пробе, отобранной в 4,4 м от
кровли II цикла и в 1,4 м от кровли нижнего, песчано-алевроито-
вого элемента II цикла соотношение каолинита и монтмориллонита
примерно одинаковое. Вблизи песчано-алевроитового элемента као-
линит преобладает над монтмориллонитом, уменьшается содержание
сидерита и появляются органо-минеральные соединения Fe и Al .
В алевролитах и песчаных образованиях нижнего элемента глинист-
ое вещество представлено слабо окристаллизованным каолини-
том.

В разрезе скв. № 2252 (Клинск) глины в верхней части III
цикла сложены монтмориллонитом и каолинитом с примесью кварца
и гетита. Монтмориллонит преобладает над каолинитом. В нижней
части того же цикла соотношение каолинита и монтмориллонита
примерно одинаковое, здесь появляется примесь бемита.

В разрезе скв. № 2619 (Скрыгалово) глины сложены монтмо-
риллонитом и каолинитом с преобладанием первого. Дифференциро-
ванного колебания в содержании каолинита и монтмориллонита не

наблюдается. Только в глинистом цементе слабосцементированных песчаников II цикла каолинит значительно преобладает над монтмориллонитом. Не наблюдается четкой зональности в распределении монтмориллонита и каолинита и в разрезе скв. № 2602 на том же участке. Здесь также по всему разрезу в глинах монтмориллонит преобладает над каолинитом. Только в нижней части глинистого элемента цикла вблизи кровли песчаников (слабосцементированных) каолинит преобладает над монтмориллонитом. Четкая зональность в распределении каолинита и монтмориллонита наблюдается и в разрезе скв. № 2596. В верхней части цикла соотношение каолинита и монтмориллонита примерно одинаковое. В нижней части глинистого элемента каолинит преобладает над монтмориллонитом.

В разрезе скв. № 2104 (Слуцк) глины имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав с примесью каолинита. Четкой зональности в распределении по разрезу глинистых минералов не наблюдается.

Из приведенных выше примеров распределения глинистых минералов в отложениях неогена можно выделить в настоящее время четыре группы разрезов.

Первая группа объединяет разрезы Бриневского месторождения, где четко проявляется зональность в распределении глинистых минералов (каолинита и монтмориллонита), причем дифференциация в соотношении каолинита и монтмориллонита наблюдается даже в пределах небольших интервалов глубин.

Ко второй группе относятся безугольные разрезы Клинского участка, в которых также четко проявляется зональность в распределении каолинита и монтмориллонита. Наличие в этих разрезах такой же зональности в распределении каолинита и монтмориллонита, как и в угольных разрезах Бриневского месторождения, дает основание считать, что в процессах каолинизации монтмориллонита участвовало растворенное органическое вещество, мигрировавшее в палеоводоносном горизонте.

Третья группа включает разрезы Скрыгаловского участка, в которых зональность в распределении глинистых минералов (каолинита и монтмориллонита) проявляется нечетко, хотя каолинизация отмечается по всему разрезу неогена.

К четвертой группе следует отнести разрезы Слуцкого

участка, в которых каолинизация монтмориллонита проявилась слабо и четкой зональностью в распределении глинистых минералов (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит) не наблюдается.

Учитывая, что процессы каолинизации обусловлены воздействием органического вещества на глины монтмориллонитового состава и то, что интенсивность каолинизации зависит от количества органического вещества растворенного в воде, можно рассматривать степень каолинизации монтмориллонита в разрезах неогена, как один из возможных литологических критериев поисков углей. К наиболее перспективным следует относить участки, в пределах которых вскрываются разрезы первой и второй групп, мало перспективными будут участки с разрезами четвертой группы.

Зональность в распределении глинистых минералов в разрезах неогена отмечалась и другими исследователями (Е.А. Ильин, З.М. Невмержицкая и др.), но причины, обуславливающие ее, не выяснены до конца. Если считать, что зональность закладывалась в процессе осадконакопления при механической дифференциации сносимого из области питания неоднородного по составу глинистого вещества, то трудно объяснить, с одной стороны, наличие разрезов с четко выраженной зональностью в распределении глинистых минералов как во II, так и в III циклах, с другой стороны, наличие разрезов, где четкая зональность отсутствует, в том числе и на участках, сравнительно недалеко расположенных от области сноса. Наиболее приемлемое объяснение зональности (по данным В.П. Курочки) можно представить в виде следующей общей схемы. Первый этап — поступление в область осадконакопления терригенного материала, тонкодисперсная часть которого имела монтмориллонитовый состав. Второй этап — взаимодействие глинистых пород монтмориллонитового состава, контактирующих с палеоводоносными горизонтами неогена, с органическим веществом, привнесенным в палеоводоносный горизонт из глубинных зон или за счет выщелачивания углей; частичное разложение монтмориллонитовых глин с образованием органо-минеральных комплексов алюминия, железа и других элементов. Третий этап — подток подземных вод, обогащенных кремнеземом, железом, уголекислотой и другими компонентами, их взаимодействие с органо-минеральными соединениями алюминия, железа и других элементов; образование каолинита, гидрослюда, сидерита и иных карбонатных стяжений. Четвертый

этап — инфильтрация поверхностных вод, богатых кислородом, в палеоводоносный горизонт и взаимодействие с минералами, образовавшимися на третьем этапе; окисление сидерита, разрушение гиббсита (на участках с интенсивным водообменом), гидратация каолинита с переходом его в слабо окристаллизованные разновидности.

С целью более эффективного использования глинистых минералов в качестве литологических критериев при поисках угля и высокоглиноземистого сырья необходимо провести детальное опробование наиболее полного разреза отложений неогена в пределах того или иного участка. При этом пробы должны отбираться по каждой литологической разновидности. При однородном литологическом составе пробы отбираются через 0,3–0,5 м (в зависимости от мощности однородных прослоев). При отборе проб в 5–6 м выше кровли угля, а в безугольных разрезах — в 5–6 м выше кровли слабосцементированных песчаников III цикла следует учитывать то, что к этой части разреза могут быть приурочены проявления высокоглиноземистых минералов (гиббсита, сульфатов алюминия и его органических соединений). В остальных разрезах отбор проб можно ограничить одно-, двухметровыми интервалами от кровли угля, а при его отсутствии — от кровли слабосцементированного песчаника, а также ниже подошвы антропогена и неогена. Пробы целесообразно исследовать термическим и рентгеновским методами с обязательным определением свободного глинозема, сульфатной серы и общего органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горький Ю.И., Основные структурно-генетические типы месторождений и углепроявлений БССР. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975. (БелНИГРИ).

2. Ильин Е.А. Зональное распределение монтмориллонитовых и каолинитовых глин в неогенных отложениях юга Белоруссии. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975. (БелНИГРИ).

3. Ильин Е.А. Каолины и каолинитовые глины полтавской серии юга Белоруссии. — В кн.: Геология негрудных полезных ископаемых БССР. Минск, 1976. (БелНИГРИ).

4. Курочка В.П., Ляхович Л.В. Изучение глинистых минералов при оценке перспектив бокситоносности надсолевого фаменско-гурнойского комплекса. — В кн.: Изучение и использование глин, Минск, "Наука и техника", 1971.

5. Курочка В.П. О генезисе, закономерностях размещения и направлениях поисков давсонита в Припятской впадине. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975. (БелНИГРИ).

6. Лукашев К.И., Лукашев В.К., Вечер В.А. Гиббит в неогеновых глинах БССР. — ДАН БССР, т. 19, № 7, 1975.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА
ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Континентальные отложения неогена довольно широко распространены в Припятской впадине. Вдоль правого коренного берега р. Днепр (от Лоева до Стародубки) и в Столинском районе Брестской области они выходят на дневную поверхность. Залегают отложения часто с размывом на палеогеновых, а порой и на более древних осадках. В ряде районов, где породы палеогена размещаются относительно высоко (Брагинский, Хойникский, Речицкий, отчасти Мозырский, Калинковичский, Ельский районы; левобережье Днепра и Сожа), неогеновые образования обычно отсутствуют. В изученных разрезах, где континентальные отложения неогена подстилаются морскими породами палеогена, контакт обычно выражен четко благодаря смене зеленовато-серых глауконитово-кварцевых песков или алевроитов харьковской или киевской свит серыми и темно-серыми континентальными песками, часто с примесью углистого вещества и сильно разложившихся растительных остатков, прослоями бурого угля, глинами и (или) алевроитами. Кровля неогеновых отложений неровная (особенно в местах проявления ледниковой эрозии), контакт их с перекрывающими антропогеновыми образованиями преимущественно отчетливый. Следует отметить, что в антропогеновое время, в результате ледниковой эрозии и деятельности речных водотоков, на многих участках отложения неогена были частично или полностью уничтожены. Мощность их характеризуется значительной изменчивостью и выдержанностью и

составляет обычно 5-35 м. Намечается тенденция к возрастанию ее по направлению к южному борту впадины. Отложения отличаются большой пестротой фаций, неравномерной отсортированностью материала и невыдержанностью мощности отдельных горизонтов.

Стратиграфическое расчленение континентальных отложений неогена Белоруссии (в том числе и Припятской впадины) основано на данных спорово-пыльцевого анализа. С.С. Манькин [4 и др.] отождествил их с полтавской серией, выделив в ее составе образования верхнего олигоцена, нижнего, среднего, верхнего миоцена и среднего плиоцена (последние установлены им только в Брестской впадине). Среди исследователей нет единой точки зрения относительно возраста указанных отложений, в результате чего вопрос об их стратиграфической принадлежности не имеет пока однозначного решения [1]. Имеющийся фактический материал позволяет склониться к точке зрения, что континентальные отложения низов полтавской серии целесообразнее относить к нижнемиоценовым. Возможно, в позднем олигоцене осадконакопления на территории Припятской впадины не происходило и между морскими отложениями палеогена и континентальными неогена существует стратиграфический перерыв. Подобный перерыв в осадконакоплении в позднеолигоценное время, вероятно, существовал и на других территориях Русской платформы.

Ниже приводятся материалы по палинологическому изучению континентальных осадков неогена Припятской впадины и дается стратиграфическая схема их расчленения, несколько отличная от предложенной в свое время С.С. Манькиным (приложение 4). Так С.С. Манькин считает верхнеолигоценными отложения, которые отнесены к нижнему миоцену (на основании сопоставления спорово-пыльцевого комплекса этой части разреза с соответствующими комплексами других районов СССР и соседних территорий Западной Европы). При анализе ранее проведенных С.С. Манькиным палинологических исследований установлено, что спорово-пыльцевой комплекс, по которому им выделяются нижнемиоценовые отложения, не имеет четкой характеристики и может быть отождествлен со среднемиоценовым спорово-пыльцевым комплексом, в связи с чем название отложения включены на предлагаемой схеме в состав среднего миоцена. Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий залегающие выше образования, очень близок к верхнемиоценовому

комплексу С.С. Манькина [4]. Исходя из этого, а также вследствие сходства его с одновозрастными комплексами, известными в литературе, возраст пород, из которых он выделен, установлен как верхнемиоценовый. В ряде разрезов на территории Припятской впадины (районы Житковичей, Речицы, Красной Слободы, Калинковичей) обнаружены карпологические остатки переходного типа, которые П.И. Дорофеев [2 и др.] датирует верхним миоценом — нижним плиоценом. Нижне- и среднеплиоценовые отложения с остатками бесспорно ранне- и среднеплиоценовой флоры на территории впадины пока не установлены. В немногочисленных разрезах выделен спорово-пыльцевой комплекс, который сопоставлен с верхнеплиоценовыми комплексами ряда районов европейской части СССР. Таким образом, на основании палинологических и карпологических исследований в толще континентальных неогеновых отложений Припятской впадины выделены образования нижнего, среднего и верхнего миоцена, а участками и плиоцена (приложение 5). Сведения о мощности, литологическом составе и условиях их залегания даются по разрезам, которые изучены указанными выше методами.

Отложения нижнего миоцена распространены в основном в окраинных (западной, южной и восточной) частях впадины в виде ограниченных по площади участков. Представлены они разнофациальными образованиями (аллювиальными, озерными и болотными), а именно серыми, темно-серыми разнозернистыми песками, преимущественно мелкозернистыми, кварцевыми, в разной степени углистыми, часто с прослоями углистых алевроитов и зольного угля, а также серыми, плотными, жирными глинами, с присыпками мелкозернистого песка по плоскостям напластования и бурями углями. Породы нижнего миоцена, судя по их литологическому составу, накапливались в долинах палеорек, часто с заболоченными поймами и старицами, в обширных бессточных озерах, местами с заболоченными берегами. Мощность их обычно небольшая (7–15 м), максимальная (20,5 м) установлена на Северной залежи Житковичского месторождения. Залегают они преимущественно на глауконитово-кварцевых песках и алевроитах харьковской и киевской свит. Нижняя граница отчетливая. Перекрываются отложения породами среднего или верхнего миоцена, либо антропогеновыми образованиями. В первых случаях, при сходстве литологического

состава пород, граница между ними устанавливается лишь по палинологическим данным.

А Спорово-пыльцевой комплекс нижнего миоцена характеризуется преобладанием в общем составе пыльцы голосеменных, главным образом различных *Pinus* и *Taxodiaceae*. Чаше господствует пыльца семейства *Taxodiaceae*. Среди пыльцевых зерен сосен определены 8–10 видов (*Pinus* aff. *koraiensis* Sieb. et Zucc., *P. protocembra* Zakl., *P. bicornis* Zakl. и др.). Пыльца семейства *Taxodiaceae* представлена такими родами и видами, как *Sciadopitys* (2 вида), *Sequoia* aff. *sempervirens* Engl., *Sequoiadendron*, *Taxodium* aff. *distichum* (L.) Rich., *Glyptostrobus*, *Cryptomeria* и некоторые др. Пыльцевые оболочки родов и семейств голосеменных встречаются в небольшом количестве или единично. Попадают виды родов *Podocarpus* (до 5 видов), *Cedrus*, *Abies*, *Keteleeria*, *Picea* (2–3 вида), *Tsuga* (2 вида), *Libocedrus*, *Cupressites pollen* Zakl.

Покрытосеменные представлены богато и разнообразно, хотя их в процентном содержании несколько меньше, чем пыльцы голосеменных. Доминирующее положение занимает пыльца широколиственных пород. Постоянно встречаются пыльцевые зерна рода *Myrica* (4–5 видов). Семейство *Juglandaceae* представлено родами *Carya* (2–3 вида), *Engelhardtia* (2 вида), *Pterocarya*. В небольшом количестве, но постоянно попадает пыльца семейства *Fagaceae* (*Quercus*, *Castanea*), единично отмечены *Ulmus*, *Liquidambar*, *Acer*. Характерно значительное содержание и пыльцы субтропических растений (*Rhus*, *Ilex*, *Nyssa*), причем преобладает пыльца рода *Rhus*. Пыльца бореальных сережкоцветных (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ostrya*, *Carpinus*) отмечается постоянно в небольшом количестве; спорадически встречаются пыльцевые оболочки травянистых (*Gramineae*, *Umbelliferae*, *Leguminosae*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Typhaceae*, *Potamogetonaceae*), единично – пыльцевые зерна покрытосеменных, определенные по морфологической классификации. Споры в этом комплексе не играют значительной роли, представлены они, в основном, семействами *Sphagnaceae*, *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*.

Возраст отложений, характеризующихся описанным спорово-пыльцевым комплексом, установлен как нижнемиоценовый на основании сходства его с комплексами из одновозрастных отложений

Украины, Южной Прибалтики, Предкавказья, Южного Предуралья и Башкирии, а также соседних территорий зарубежных стран.

Отложения среднего миоцена распространены в западной, центральной и южной частях впадины. На правом берегу р. Днепр, у д. Стародубка Лоевского района они выходят на дневную поверхность. Подобно нижнемиоценовым отложениям среднего миоцена представлены породами аллювиального, озерного и болотного комплексов — серыми и темно-серыми песками, в разной степени углистыми, мелкозернистыми, кварцевыми, изредка с примесью крупных, хорошо окатанных зерен кварца; бурими углями; глинами темно-серыми, песчанистыми; алевролитами от светло-до темно-серых с горизонтальной слоистостью, участками песчанистыми с растительными остатками. Мощность их изменяется в широких пределах от 3 до 39 м и составляет в среднем 16 м; более часто отмечаются мощности в 10–27 м. Максимальная мощность угольных залежей среднемиоценового возраста достигает на Житковичском месторождении 12,6, на Бриневском — 19,9 и на Краснослободском углепроявлении — 10,0 м.

Подстилаются отложения нижнемиоценовыми и более древними образованиями, перекрываются — верхнемиоценовыми, а в ряде мест — непосредственно осадками антропогена. Контакты их с перекрывающимися и с подстилающими породами миоцена можно установить только по палеоботаническим данным. В тех случаях, когда отложения подстилаются морскими палеогеновыми или более древними образованиями (например, кора выветривания кристаллических пород в районе г. Житковичи), а перекрываются осадками антропогена, нижний и верхний контакты обычно четкие с наличием стратиграфических перерывов.

Спорово-пыльцевой комплекс среднего миоцена был получен при изучении пыли и спор из серых и темно-серых кварцевых песков, в разной степени углистых, бурых углей, серых, темно-серых, плотных, комковатых, углистых глин и серых, темно-серых, горизонтальнослоистых алевролитов с растительными остатками. В этом комплексе резко увеличивается количество пыли сосновых, хотя род *Pinus* включает только около восьми видов. Значительно сокращается процентное участие родов *Taxodium*, *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Glyptostrobus*, *Podocarpus*, зато увеличивается содержание пыли рода *Picea*. В общем составе преобладает

пыльца покрытосеменных, представленная довольно разнообразно, хотя, по сравнению с нижнемиоценовым спорово-пыльцевым комплексом, наблюдается некоторое сокращение процентного участия широколиственных древесных пород и обеднение их видового состава. Соотношение пыльцы широколиственных и мелколиственных пород здесь уже почти одинаково. Часто встречаются пыльца родов *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Nyssa*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*. Постоянно присутствуют пыльцевые зерна типа *Gramineae*, *Compositae*, *Turpha*, *Ericaceae*. Папоротникообразные и мохоподобные представлены в основном спорами родов *Sphagnum*, *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*.

Описанный комплекс хорошо сопоставляется со среднемиоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами Украины, некоторых районов Русской платформы и Причерноморской впадины.

Отложения верхнего миоцена, по сравнению с другими образованиями неогена, распространены на территории впадины наиболее широко. На востоке ее они обнажаются на правом берегу р. Днепр у дд. Переделка и Городок Лоевского района. Представлены они, в основном, глинами преимущественно серыми, со слабым зеленовато-голубоватым оттенком, плотными, жирными; участками песчанистыми или алевритистыми. Местами глины темно-серого цвета за счет присутствия тонкодисперсной органики. Иногда наблюдаются пестроцветные глины. В целом ряде разрезов западной и центральной частей впадины отмечается переслаивание песков, алевритов и глин. Мощность верхнемиоценовых отложений обычно составляет 8–23 м, изменяясь от 3,0 (обнажение у д. Переделка) до 33,0 м (скв. № 40 Мозырский район).

Подстилаются верхнемиоценовые отложения обычно сходными по литологическому составу породами среднего миоцена (в этом случае граница между ними устанавливается по палеоботаническим данным), а также морскими образованиями налегена. Контакт с антропогенными осадками отчетливый. В тех разрезах, где они сменяются такими же по составу отложениями плиоцена, границу можно установить также только по палеоботаническим данным.

Спорово-пыльцевой комплекс верхнего миоцена характеризует лесной тип растительности. Особенно широко были распрост-

ранены хвойно-мелколиственные леса. Господствующее положение в этом комплексе принадлежит пыльце родов *Pinus* (около 7 видов), *Picea* (3 вида), *Alnus* (3 вида), *Betula* (3 вида), *Corylus* (2 вида), *Acer*, *Quercus* (4 вида), *Carpinus*, *Ulmus* (2 вида). В небольшом количестве, но постоянно попадает пыльца типа *Tsuga* (2 вида), *Juglans*, *Carya* (2 вида), *Pterocarya*, *Ilex*, *Fagus*, *Sequoia*, *Turpa* (2 вида), изредка *Rhus* (2 вида), *Nyssa* (2 вида). Постоянно, иногда в большом количестве встречается пыльца травянистых растений, семейств *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Leguminosae*, *Compositae*. Споры представлены семейством *Polypodiaceae*, родами *Sphagnum*, *Selaginella*, *Lycoperidium*.

По составу и процентному соотношению отдельных форм пыльцы описанный спорово-пыльцевой комплекс близок к верхнемиоценовым комплексам северных районов Башкирии, Южного Предуралья, к сарматским (верхнемиоценовым) комплексам Ставрополя, Дно-Сал-Маньчского района, различных районов Украины, а также к верхнемиоценовым (сармат-мэотис) комплексам Окско-Донской низменности и Волжско-Хоперского междуречья.

Отложения плиоцена в пределах впадины имеют ограниченное распространение. В ряде разрезов западной части в серых и темно-серых, мелкозернистых, кварцевых, в различной степени углистых песках и в серых алевроитовых и песчаных глинах были обнаружены карпологические остатки переходного типа, которые П.И. Дорофеев [2, 3] датирует верхним миоценом — нижним плиоценом. Возможно, что для указанных пород возраст со временем будет уточнен. Как отмечалось выше, нижнеплиоценовые отложения с остатками бесспорно раннеплиоценовой флоры в Припятской впадине пока не установлены. Можно полагать, что флора переходного типа на самом деле является раннеплиоценовой. Среднеплиоценовые отложения по палеоботаническим данным также не обнаружены.

На основании палинологического анализа образцов из небольшого количества разрезов были выделены отложения, которые удалось сопоставить с верхнеплиоценовыми образованиями других территорий Европейской части СССР. Эти отложения встречены в западной и центральной частях впадины, где они представлены серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми глинами и алевроитами с

растительными остатками, а также серыми мелкозернистыми кварцевыми песками. Мощность отложений чаще всего составляет 5-11 м. Подстилаются верхнеплиоценовые отложения в центральной части впадины морскими палеогеновыми образованиями, а в западной части — верхнемиоценовыми породами, граница с которыми устанавливается по палеоботаническим данным. Перекрываются отложения повсеместно антропогеновыми осадками, представленными желтовато-серыми полевошпатово-кварцевыми, разнозернистыми песками (преимущественно средне- и мелко-зернистыми) с крупными зернами кварца.

Спорово-пыльцевой комплекс верхнего плиоцена характеризуется преобладанием голосеменных в общем составе пыльцы и спор. Доминирующая роль принадлежит пыльце *Pinus*, представленной несколькими видами (*P. sylvestris* L., *P. excelsa* Wall., *P. sibirica* (Rupr.) Mayr.), довольно часто отмечается пыльца *Podocarpus*, реже — *Picea*. Единично встречаются пыльцевые зерна *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Glyptostrobus*, *Tsuga*. Покрытосеменные занимают подчиненное положение и представлены, в основном, пыльцой семейства *Betulaceae*, среди которой довольно часто встречаются *Betula*, *Alnus*, *Corylus*. В небольшом количестве или единично зафиксировано присутствие пыльцевых зерен широколиственных листопадных и субтропических пород (*Castanea*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Acer*, *Myrica*, *Nyssa*). По сравнению с верхнемиоценовым спорово-пыльцевым комплексом здесь обеднен состав травянистых растений. Единично или в небольшом количестве представлена пыльца семейств *Turphaceae*, *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Euphorbiaceae*, *Umbelliferae*, *Compositae*, причем пыльца семейства *Compositae* отмечается чаще, чем микрофоссилии других семейств травянистых. Пыльца кустарников и кустарничков семейства *Ericaceae* встречается во всех образцах, хотя и в незначительном количестве, семейства *Rosaceae* — спорадически. Споры в основном представлены семейством *Polypodiaceae*, семейство *Sphagnaceae* играет подчиненную роль, споры других семейств (*Lycopodiaceae*, *Selaginellaceae*, *Osmundaceae*) встречены единично и не во всех образцах.

Таким образом, верхнеплиоценовый спорово-пыльцевой комплекс, по сравнению со спорово-пыльцевыми комплексами миоцена,

характеризуется обеднением родового и видового состава всех групп, господством голосеменных (главным образом, *Pinus*) с подчиненным участием покрытосеменных, в том числе пыльцы древесных, относящихся к родам *Betula*, *Alnus* и травянистых (в основном семейства *Compositae*), преобладанием спор семейства *Polypodiaceae* в группе спор. Спорово-пыльцевые спектры, послужившие основой для выделения верхнеплиоценового спорово-пыльцевого комплекса, значительно беднее спектров среднеплиоценовых отложений, установленных С.С. Маныкиным [4] на территории Брестской впадины.

Описанный спорово-пыльцевой комплекс имеет сходство с верхнеплиоценовыми (акчадаильскими) комплексами Окско-Донской низменности, Северного Прикаспия, Саратовского Заволжья, Оренбургского и Башкирского Предуралья. Следует отметить, что верхнеплиоценовый комплекс выделен из небольшого количества образцов и изучен еще недостаточно. Задачей дальнейших исследований является выявление новых опорных разрезов с палеонтологическими остатками, уточнение стратиграфического положения площадей распространения отдельных выделенных подразделений, увязка их с аналогичными отложениями смежных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурлак А.Ф. Палинологическая характеристика угленосных неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое и палеогеографическое значение. — Автореф. диссертации на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, Вильнюс, 1973.
2. Дорощев П.И. О неогеновой флоре поселка Житковичи на юге Белоруссии. — ДАН БССР, т. 11, № 8, 1967.
3. Дорощев П.И. К систематике ископаемых *Mugiorphyllum*. — ДАН БССР, т. 17, № 9, 1973.
4. Маныкин С.С. Пыльца верхнеплиоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. 5. Минск, "Наука и техника", 1966.

Ю.И. ГОРЬКИЙ, И.А. ЯРЕМЕНКО,
Л.Ф. ДЕРЕВЯНКИНА

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БРИНЕВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бриневское месторождение открыто в середине 1973 г. при проведении поисковых работ к востоку от Житковичского в полосе развития солянокупольных поднятий, рассматривавшейся как перспективная на выявление месторождений одноименного типа. В административном отношении оно расположено на территории Петриковского района Гомельской области вблизи д. Бринева. По результатам предварительной разведки, проведенной в 1974-1976 гг., установлено, что месторождение заключает в себе единую угольную залежь неправильной (вытянутой в меридиональном направлении) линзовидной формы, которая нередко в разрезе имеет сложное строение, вследствие расщепления ее породными прослоями на ряд пачек, отдельные из которых приобретают местами самостоятельное значение в виде изолированных от основной части залежи маломощных линз. В субмеридиональном направлении залежь протягивается на 7,2 км при ширине до 1,3 км (рис. 1).

Угленосные отложения среднего миоцена на площади месторождения залегают на глубинах от 31,4 до 69,6 м, при колебании их мощности от 1,8 до 61,8 м. Основная угольная залежь вскрыта 127 скважинами, по данным которых глубина залегания ее колеблется от 39,7 до 82,8 м, а мощность — от 0,4 до 19,9 м и в среднем (в двухметровом контуре) составляет 5,8 м. В разрезе залежь имеет мульдообразную линзовидную форму залегания. Более крутым является северо-западное ее крыло, где углы падения по-

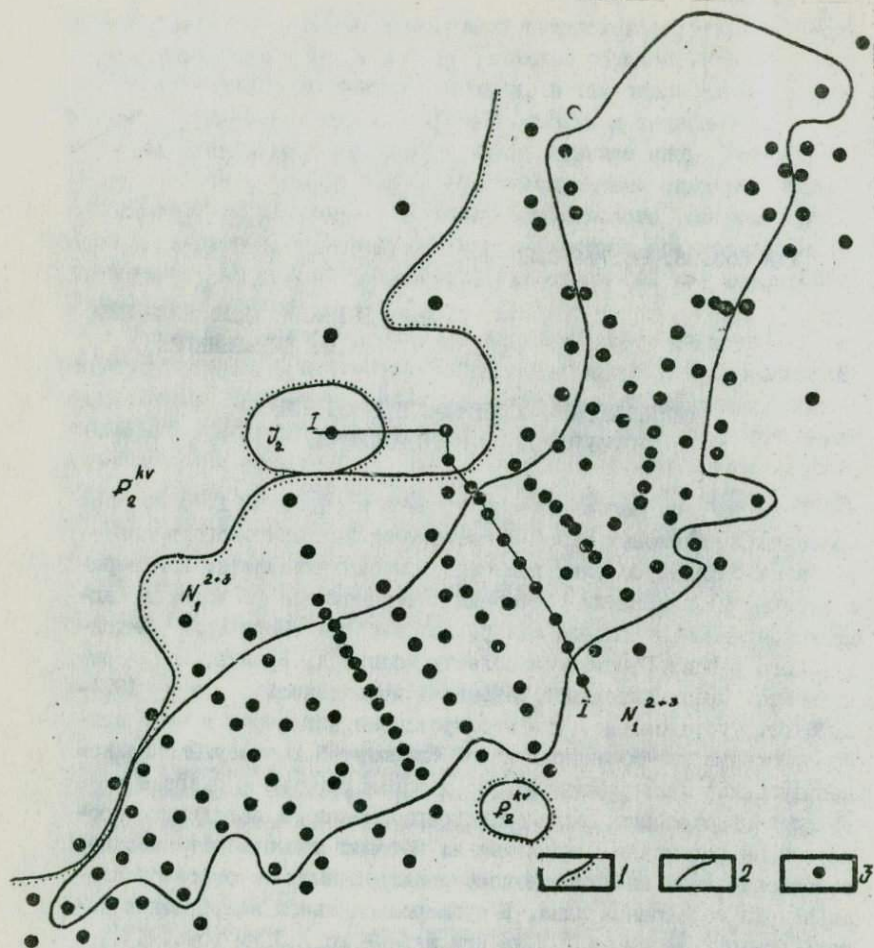


Рис. 1. Схематическая карта Бриневского бурогоугольного месторождения:
 1 - стратиграфические границы; 2 - контур угольной залежи; 3 - разведочные скважины

род составляет 3,5-6,5°, достигая в центральной части 8-10°. Максимальная мощность угольной залежи наблюдается в 2-3 местах наибольшего погружения подошвы отложений миоцена. Выше и ниже основной залежи встречаются изолированные маломощные угольные

линзы, не имеющие самостоятельного промышленного значения. Мощность их изменяется от 0,3 до 3,5 м, а глубина залегания — от 45,2 до 79,0 м.

Кровлей залежи обычно являются глины от серой до черной окраски мощностью 0,5–21,5 м. Подстилается угольная залежь также обычно глинами аналогичной окраски и лишь местами — песками, преимущественно углистыми. Угли месторождения бурые, гумусовые, среди них, как и на Житковичском месторождении, выделяется две основных разновидности — рыхлые и плотные.

По данным Л.Ф. Ажгиревич преобладающим типом являются угли, сложенные гелифицированным веществом с различными соотношениями основной массы и фрагментов тканей. Рыхлые угли образовались в условиях обводненных болот различной степени проточности, в которых процессы дезинтеграции не были глубокими и основная масса их представлена не продуктами предельного остудневания растительных тканей, а различного рода аттритами (микото-аттриты), которые лишены цементирующей способности, и фрагменты тканей в них не сцементированы основной массой. Среди углей этой группы встречен (скв. № 1688) своеобразный тип угля с большим содержанием смоляных тел и склероций грибов, обломков доплерита и обрывков коровых тканей. Подобный тип угля был отмечен ранее на Антопольском углепроявлении Брестской впадины, а также на Житковичском месторождении.

В группе плотных углей выделяются клафны, состоящие более чем на 90% из гелифицированного вещества, дорено-кларены и кларено-дорены с фюзенизированным и (или) липоидным веществом. В отличие от рыхлых углей, основная масса плотных углей обладает некоторой способностью цементировать форменные элементы. Преобладающими на месторождении являются плотные угли, что обусловлено фаціальными особенностями накопления и составом их минеральной части. Последняя представлена преимущественно глинистым веществом, которое в какой-то мере является цементирующим наряду с основной массой.

По степени углефикации угли относятся к бурым марки Б_Г. Качественная характеристика их по отдельным пластопересечениям и в целом по месторождению приведена в табл. I.

Более зольные угли приурочены к краевым частям месторождения, а также к верхним и нижним пачкам в разрезе залежи. Хи-

Таблица I

Качественная характеристика углей Бринеовского месторождения

Качественные показатели	Единица измерения	Значения: от — до среднее
Зольность (A^C)	%	16,1—41,8 25,6
Влажность (W^P)	%	47,0—62,0 54,0
Объемный вес	г/см ³	0,94—1,31 1,19
Теплота сгорания (O_8^C)	ккал/кг	3400—5150 ?
Выход летучих веществ (V^r)	%	50,4—66,2 55,3
Содержание серы ($S_{общ}^C$)	%	0,6—2,3 1,0
Выход смол (T^r)	%	7,6—14,6 11,3
Выход гуминовых кислот	%	41,4—47,5 44,3
Содержание водорода (H^r)	%	3,9—7,1 5,0
Содержание углерода (C^r)	%	64,7—70,2 67,9
Содержание азота (N^r)	%	0,5—1,0 0,7

О
 мический состав золы углей характеризуется следующими показателями: содержание SiO_2 колеблется от 42,2 до 72,1%, Al_2O_3 — от 2,9 до 38,5%, Fe_2O_3 — от 4,4 до 10,5%, TiO_2 — от 1,3 до

2,8%, CaO — от 8,4 до 14,3%, MgO — от 1,0 до 2,3%, Na₂O — от 0,1 до 0,3%, K₂O — от 0,1 до 0,4%, SO₃ — от 3,0 до 8,2%. Таким образом, зола углей месторождения имеет в основном глиноземисто-кремнеземистый состав.

Вследствие повышенного содержания в углях гуминовых кислот из них, по заключению Института торфа АН БССР, возможно получение гуминовых удобрений и стимуляторов роста.

Подсчет запасов углей произведен по кондициям, утвержденным для Житковичского месторождения. Суммарные запасы оценены в 40 млн. т (табл. 2). Прирост их возможен за счет доразведки северо-восточной части месторождения, которая, из-за заболоченности территории, осталась недоизученной.

В структурном отношении Бриневское месторождение приурочено к юго-восточному склону одноименного отраженного поднятия [4], которое фиксируется и на неотектоническом плане по материалам аэрофотосъемки с некоторым смещением его купольной части в юго-восточном направлении. Поднятие довольно резко выражено. В купольной его части отложения миоцена отсутствуют, и породы антропогена непосредственно залегают либо на юрских образованиях (скв. 129), либо на осадках киевской звиты палеогена. На основании этих особенностей месторождение в свое время [3] было отнесено к солянокупольному типу, к подтипу прискло — новых частей структур. Дальнейший анализ материалов показал, что угленосные отложения выполняют здесь углубленную мульду, в плане

Таблица 2
Запасы бурых углей Бриневского месторождения
(тыс. т)

Балансовые				Забалансовые			
категории		в том числе в охранном целике (C _I)	итого	категории		итого	всего
C _I	C ₂			C _I	C ₂		
30194 ^x	5197	3512	35391	1220	628	1848	37239
32264	5877	3707	38141	1220	628	1848	39989

^x В числителе — запасы чистой угольной массы, в знаменателе — с учетом засорения породными прослоями.

совпадающую с зоной глубинного разлома, выделяемого по геофизическим данным в породах нижнего структурного яруса. На карте аномалий силы тяжести, составленной в 1973 г. Б.В. Бондаренко, рассматриваемое месторождение приурочено к зоне резких перепадов осредненных градиентов $F(g)$. В связи с этим месторождение было отнесено к солянокупольному типу, но к подтипу грабеннообразных впадин, в возникновении которых сказывалась роль гравитационного тектогенеза, а в накоплении в их пределах осадков угленосной толщи и самих угольных залежей — гравитационных движений (перемещений) минеральных масс [3].

С целью уточнения структурно-генетических особенностей месторождения в период его предварительной разведки было пройдено шесть глубоких скважин, четыре из которых пробурены в центральной его части вкрест простирания залежи и две — соответственно в юго-западной и северо-восточной частях (рис. 2). Скважинами пройдены на полную мощность отложения антропогена, неогена, палеогена, мела, юры и забой их остановлен в отложениях карбона. По результатам бурения установлено, что мульдообразное погружение фиксируется и по нижележащим горизонтам палеогена, мела, юры и карбона без увеличения их мощности. На основании этого можно заключить, что мульда проседания по времени своего возникновения и развития совпадает с периодом накопления отложений миоцена, характеризующихся резко увеличенной мощностью (рис. 2). При бурении скв. № 469 на калийные соли вблизи купольной части поднятия на глубине 85 м встречены надсолевые отложения верхнего девона, а на глубине 176 м — мощная (100 м) гипсоносная толща, заключающая в себе три пласта гипса мощностью 2,7 (глубина 190 м), 9,6 (глубина 231 м) и 3,3 м (глубина 264 м). Учитывая, что при образовании гипса в результате гидратации ангидрита [1] происходит резкое увеличение объема (до 30%), можно предположить, что в формировании Бриневского поднятия в заключительную стадию его развития эти процессы сыграли существенную роль. При его росте в миоценовое время на восточном склоне образовалась мульда проседания, в плане совпадающая с зоной глубинного разлома, фиксирующегося в отложениях нижнего яруса, к которой и приурочено месторождение.

В этом отношении генетические особенности Бриневского

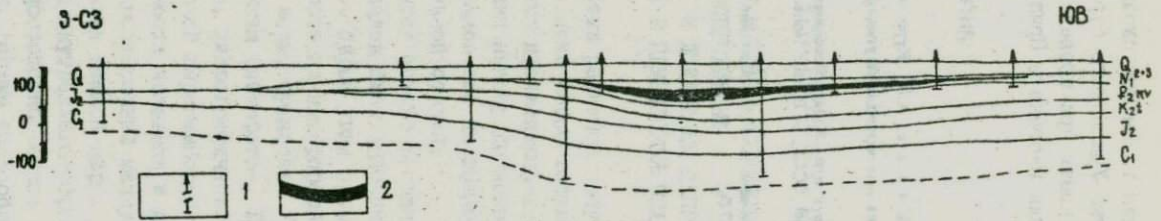


Рис. 2. Геологический разрез по линии 1-1: 1 - разведочные скважины; 2 - угольная залежь

месторождения во многом сходны с условиями образования месторождений Южно-Уральского бурогоугольного бассейна [2]. Их необходимо учитывать при проведении дальнейших поисковых работах на бурые угли неогена в Припятской впадине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии, М., Гостеолтехиздат, 1956.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 4. М., "Недра", 1967.
3. Горький Ю.И. Основные структуро-генетические типы месторождений и углепроявлений БССР. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975, (БелНИГРИ).
4. Конышев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба, Минск, "Наука и техника", 1975.

Л.С. ГИРИЛОВИЧ, Ю.И. ГОРЬКИЙ

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ
СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН И ЛОКАЛЬНЫХ ДЕПРЕССИЙ
КАИНОЗОЙСКОГО УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЕ

В условиях геологически закрытых регионов получило достаточно широкое применение дешифрирование аэрофотоснимков при геологосъемочных, гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. Однако при проведении непосредственно поисковых работ использование аэрофотоматериалов еще не вышло из опытно-методической и опытно-производственной стадий.

С 1970 г. в институте проводятся опытно-методические исследования по использованию материалов дистанционных съемок при поисково-разведочных работах на бурые угли применительно к условиям Припятской впадины. В основе их интерпретации лежит ландшафтный метод познания земной коры. Сущность последнего заключается в изучении по аэроснимкам (аэрофото-, РЛ- и другим видам съемки) особенностей рельефа, гидрографической сети, почв, растительности, морфологической выраженности объектов, результатов хозяйственной деятельности человека и других компонентов, а также в раскрытии взаимосвязей между современным ландшафтом и внутренним строением земной коры.

Одним из основных индикаторов внутреннего строения ландшафта является рельеф, находящий достаточно четкое отображение на материалах дистанционных съемок. Весьма разнообразный рельеф исследованной территории является следствием сложного глубинного строения, особенностей проявления неотектоники, эрози-

онис-аккумулятивной деятельности ледников и их талых вод, а также последующей переработки современными рельефообразующими процессами. В соответствии с геоморфологическим районированием [2, 3] территория впадины относится к Полесской провинции обширной Русской равнины и представлена Припятской и западной окраиной Деснянской аллювиально-зандровой равнинами.

По данным предыдущих исследователей, дополненных нашими наблюдениями применительно к изученной территории, между особенностями современного рельефа и формировавшими его рельефообразующими (эндогенными и экзогенными) процессами и геологическими структурами существует определенная связь и взаимозависимость. Так, Припятскому прогибу по фундаменту соответствует обширная заболоченная и пониженная, по сравнению с окружающими пространствами, территория, соответствующая [1] Полесской и северу Приднепровской низменностям, представляющая собой широкие пойменные и надпойменные террасы рек Припять, Березина, Днепр и Сож. Сравнительно однообразная поверхность этих террас нарушается эрозионными останцами моренной и водноледниковой равнин. Над склонами Белорусского массива, Украинского кристаллического щита, западной периклинали Воронежского массива, Полесской и Жлобинской седловинами ширина надпойменных террас рек резко уменьшается, а в строении рельефа преобладают водноледниковая и моренная равнины.

В строении современного рельефа находят отображение структурные элементы и более высокого порядка. Наиболее приподнятой части Шестовичской ступени соответствуют хорошо выраженные деформации второй надпойменной террасы р. Припять. Отдельными зонами положительных деформаций геоморфологических уровней характеризуется наиболее приподнятая часть Речичко-Шатилковской ступени. Для этих участков характерно наличие эрозионных останцов моренной и водноледниковой равнин и значительных по площади массивов волового рельефа. Туровской депрессии, Предберезинской, Предречичкой, Предмалолушинской и другим зонам опущений по фундаменту соответствуют наиболее пониженные (по сравнению с окружающими районами) участки современного рельефа. Здесь широко распространены заторфовывающиеся низины и котловины. Золовые формы рельефа и эрозионные останцы встречаются редко и имеют небольшие разме-

ры. В строении рельефа отображаются и отдельные локальные поднятия. Положительными деформациями геоморфологических уровней характеризуется Малодушинское, Первомайское, Пасековское, Соколовское и другие поднятия.

Интерпретация материалов аэрофотосъемки и РЛ-снимков (геологическое, геоморфологическое и структурное дешифрирование), выполненная в комплексе со структурно-геоморфологическим картированием, позволяет выделить в пределах Припятской впадины зоны разной интенсивности неотектонических движений. Анализ схемы неотектонического строения впадины, составленной на основании аэрогеологических исследований, показывает, что в неотектоническом структурном плане находят отображение известные структурные формы и их элементы по глубоководящим горизонтам. На ней отчетливо устанавливаются крупные продольные и их осложняющие, как бы наложенные на них, поперечные зоны неотектонических поднятий, разграниченные зонами опусканий, достаточно хорошо совпадающие с продольными зонами по глубоководящим горизонтам, предположительно сопоставляемым с поверхностью верхнефаменских соленосных и подсолевых отложений. Зоны преобладающих положительных и отрицательных неотектонических движений разграничиваются и осложняются продольными и поперечными разломами, активными в неотектонический этап. Наложение поперечных и продольных зон поднятий привело к формированию в их пределах участков, характеризующихся неотектоническими движениями средней и значительной интенсивности.

Особенности неотектонического строения территории отражаются и в строении кайнозойских отложений, фиксируясь на материалах дистанционных съемок. Так, центр Северной залежи Житковичского месторождения бурых углей совпадает с хорошо выраженной по подошве неогеновых образований пониженной частью первой (от Микашевичско-Житковичского выступа фундамента) тектонической ступени, ограниченной с севера региональным Микашевичско-Житковичским разломом, а с юга — Освенской зоной разрывных нарушений. Амплитуда относительного опускания этой части ступени за неотектонический этап, судя по положению подошвы неогеновых отложений, составляет 20–35 м. Мощность неогеновых осадков здесь достигает 35 м, а угольных пластов — 9–11 м. В строении второй надпойменной террасы р. Припять пониженная

часть ступени отображается отрицательной деформацией с амплитудой 2-4 м, широким развитием заторфованных и заторфовывающихся понижений, более близким залеганием уровня грунтовых вод, почти полным отсутствием массивов золотого рельефа. Аналогичное отображение в строении ландшафта характерно для Северной в целом и Южной залежей Житковичского месторождения. В то же время зона неотектонических поднятий, контролируемая Остренской зоной разрывных нарушений, характеризуется высоким положением кровли палеогеновых осадков, отсутствием или незначительной мощностью неогеновых образований, отсутствием угольных пластов. В современном рельефе ей соответствует положительная деформация второй надпойменной террасы с амплитудой 3-5 м, практическое отсутствие заторфованных и заторфовывающихся понижений, более глубокое залегание уровня грунтовых вод и весьма широкое распространение массивов грядово-бугристого золотого рельефа и отдельных золотых гряд. Указанные различия позволяют с определенной степенью достоверности выделять по материалам дистанционных съемок зоны относительных поднятий и опусканий в аналогичных геологических условиях (зона южного склона Микашевичско-Житковичского выступа, зона Северного и Южного краевых разломов, ограничивающих Припятскую впадину и др.).

Над Микашевичским горстом проведенными поисковыми и аэрогеологическими работами предположительно установлены участки древних, частично унаследованных в четвертичное время долин. По результатам буровых работ они выполнены неогеновыми отложениями с прослоями бурого угля и четвертичными образованиями. В современном рельефе им соответствуют протяженные заторфованные и заторфовывающиеся понижения, частично выполненные современными озерно-болотными и аллювиальными образованиями. Морфологическая выраженность этих понижений, литологический состав слагающих их пород, большая водообильность и соответствующие почвенный и растительный покровы способствуют достаточно четкому отображению на аэрофотоматериалах этих участков.

В условиях Припятской впадины по закономерной ориентировке различных компонентов ландшафта можно выделить локальные неотектонические поднятия, характеризующиеся по данным бурения сравнительно небольшими амплитудами по подошве неогеновых отложений. По результатам структурного дешифрирования (рис. I) в

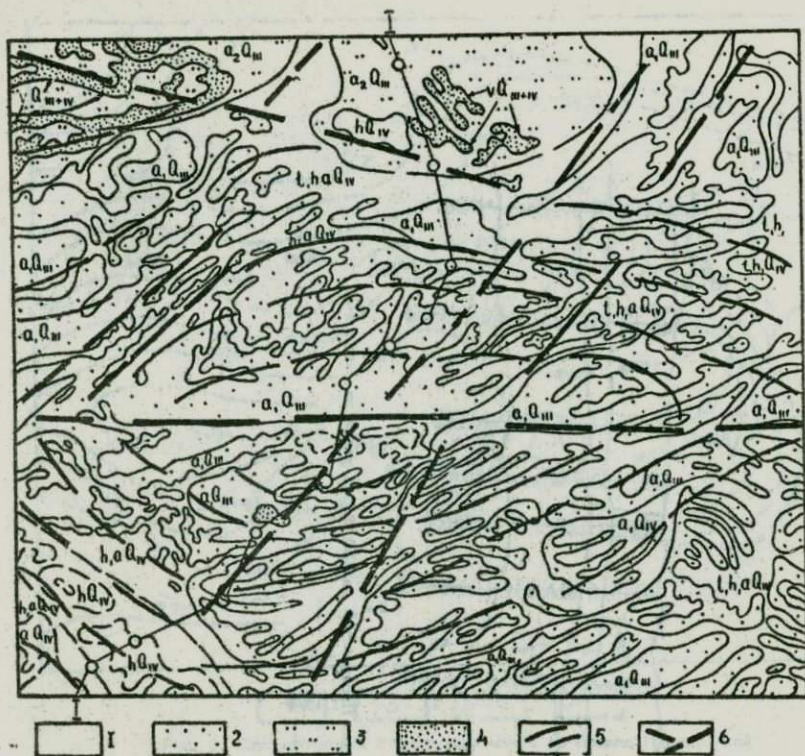


Рис. 1. Карта-схема четвертичных отложений с элементами структурного дешифрирования района Пасоквской залежи бурых углей:

1 - современные аллювиально-болотные и озерные нерасчлененные отложения; 2 - древнеаллювиальные мелкозернистые пески первой надпойменной террасы; 3 - древнеаллювиальные пески второй надпойменной террасы; 4 - вулканические мелкозернистые пески; 5 - структурная линия складчативного характера; 6 - структурная линия дизъюнктивного характера

районе д. Пасека предположительно выделялось неотектоническое поднятие. Буровыми работами (рис. 2) было установлено наличие угольной залежи, приуроченной к данному поднятию, амплитуда которого по подошве неогеновых пород составляет 8-12 м а по кровле угольного пласта - 6-8 м. (рис. 3).

Достаточно четкое отображение в современном ландшафте имеет Борковское поднятие (рис. 4). В пределах его в 1970-

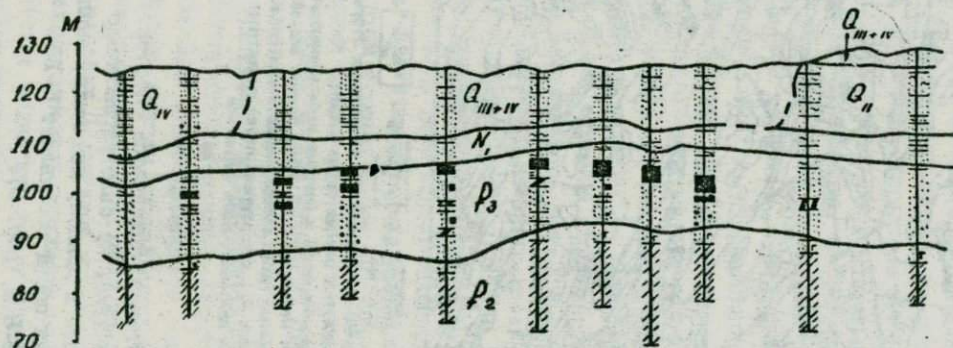


Рис. 2. Геологический разрез Пасиковской залежи бурых углей по линии 1-1

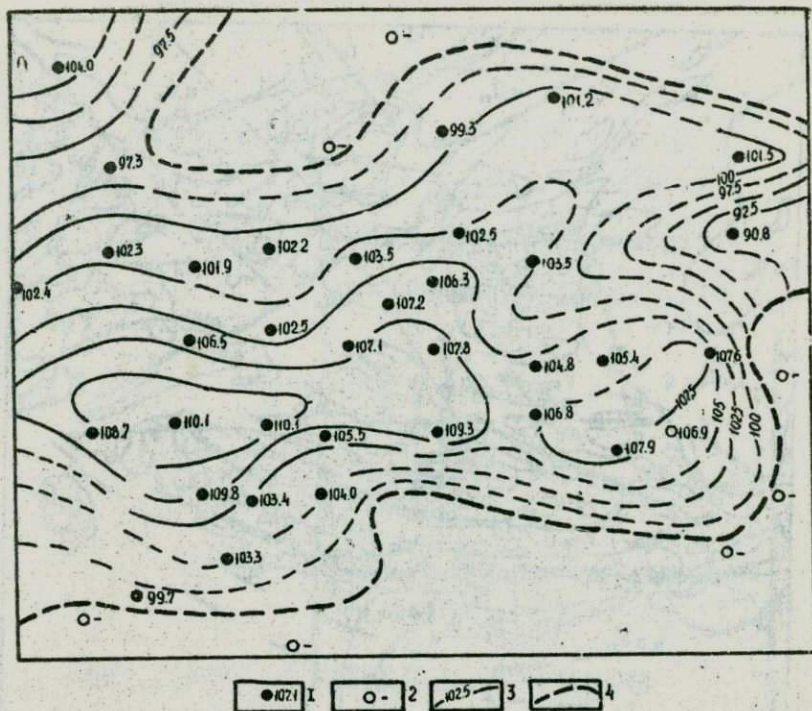


Рис. 3. Схематическая структурная карта по кровле Пасековской залежи бурых углей:

1 - скважина, вскрывшая бурый уголь (справа - абсолютная отметка кровли угольной залежи, м); 2 - скважина, не вскрывшая уголь; 3 - изогонса по кровле угольной залежи; 4 - нулевой контур угольной залежи

1971 гг. пробурено восемь скважин (рис. 5). Угольные пласты мощностью 1,5-0,8 м встречены только в двух скважинах (рис. 6). По подошве антропогенных и неогеновых образований поднятие представляет собой брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крылом, с амплитудами соответственно 10-15 и 20-25 м. Это поднятие расположено в непосредственной близости от Пасенской, сопоставимо с ним по размерам и отличается от последнего только увеличенными (до 20-25 против 10-12 м) амплитудами

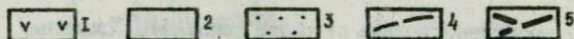
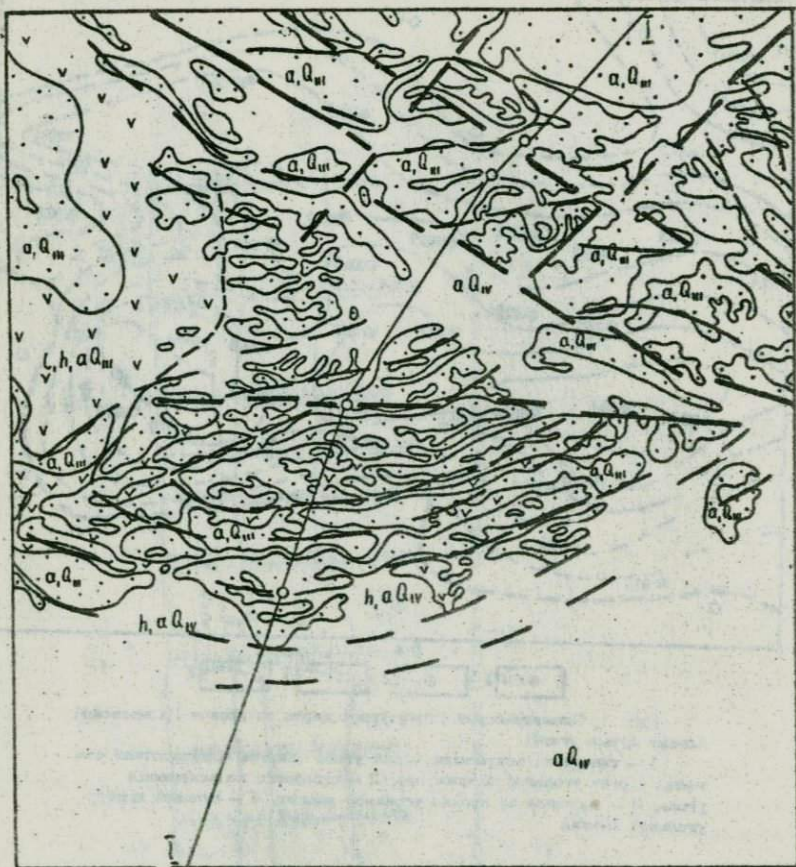


Рис. 4. Карта-схема четвертичных отложений с элементами структурного дешифрирования района Боржомского неотектонического поднятия:

- 1 - современные аллювиально-болотные и озерные нерасчлененные отложения; 2 - аллювиальные мелко- и тонкозернистые пески поймы; 3 - древнеаллювиальные мелкозернистые пески первой надпойменной террасы; 4 - структурная линия пликативно-э характера; 5 - структурная линия дизъюнктивного характера

неотектонических движений. По-видимому, последнее обстоятельство и явилось причиной отсутствия бурогоугольной залежи в его пределах. Отрицательные результаты получены в итоге поисковых

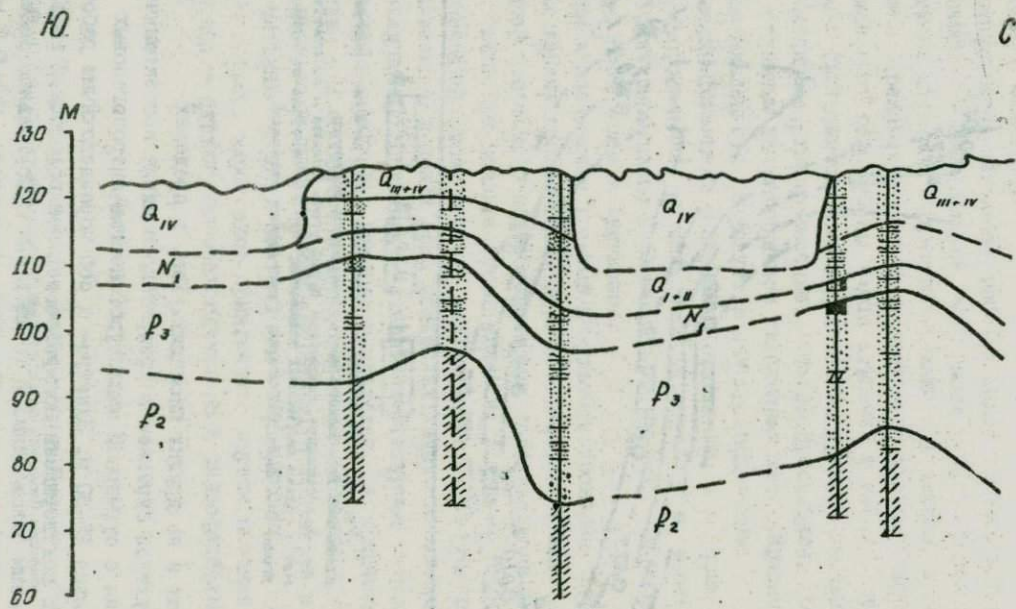


Рис. 5. Геологический разрез Боржомского неотектонического поднятия по линии 1-1

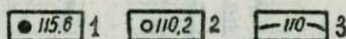
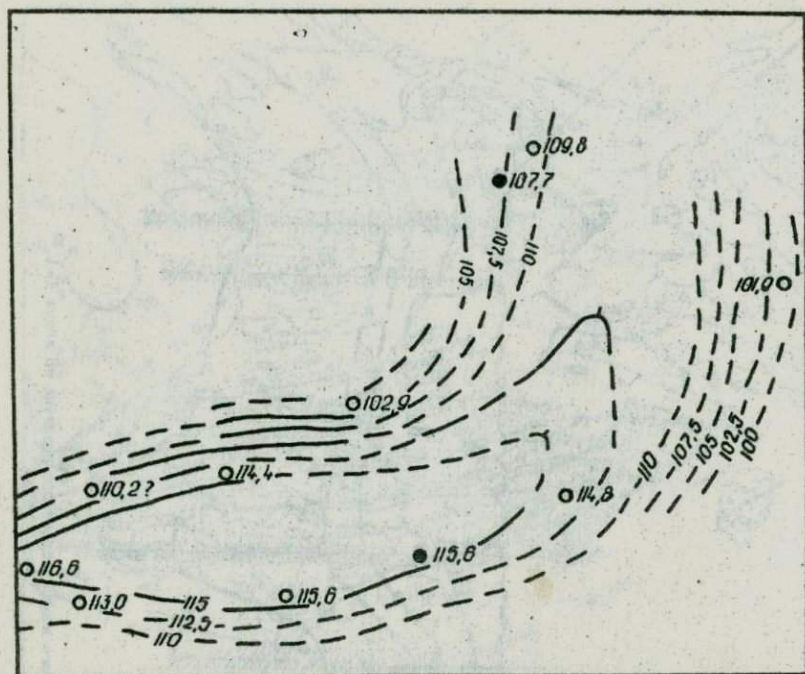


Рис. 6. Схематическая структурная карта по кровле неогеновых отложений Борковского неотектонического поднятия:
 1 - скважина, вскрывшая бурый уголь (справа - абсолютная отметка кровли неогеновых отложений, м); 2 - скважина не вскрывшая уголь; 3 - изогипса по кровле неогеновых отложений

работ и на других площадях. Так, в пределах Бокланьской структуры бурением подтверждено наличие неотектонического поднятия с суммарной амплитудой неоген-антропогенных движений порядка 25-30 м. Электро- и сейсморазведочными работами структура подтверждена по кровле верхней соленосной толщи и внутрисолевым отложениям. В то же время буроугольная залежь в пределах структуры не установлена. Маломощные (0,5-0,7 м) пласты угля вскрыты только двумя (из семи пробуренных) скважинами в пределах юго-западного крыла; над сводом и в околосводовой час-

ти пласты угля не установлены. Причиной этого следует считать по-видимому более крупные амплитуды неотектонических движений, чем на Пасековском поднятии.

Анализ результатов поисковых работ в целом свидетельствует о приуроченности к определенной мере выявленных угольных залежей в неотектоническом структурном плане к участкам, испытавшим движения, преимущественно отрицательного знака. Участки опускания унаследуют погруженные части ступеней в зонах глубинных разломов (Житковичское месторождение), древние эрозионные долины (Ситницкое углепроявление), муьды проседания, обусловленные подземным выщелачиванием галогенных масс (Краснобережное углепроявление). Локальные поднятия, выделенные по поверхности верхнефаменских соленосных отложений, к которым приурочены углепроявления, находят свое отражение и в неотектоническом структурном плане в форме положительных структур, как, например, Найдовское и Туровское.

Имеющиеся к настоящему времени результаты проверки аэрогеологических данных последующими буровыми работами свидетельствуют, с одной стороны, о целесообразности использования дистанционных методов при поисках бурых углей и, с другой стороны, — об ограниченных возможностях этих методов на современной стадии их развития в решении ряда поисковых задач. Аэрогеологические исследования позволяют выделить структурные элементы, представляющие поисковый интерес в пределах Припятской впадины. Однако они не обеспечивают разделения выявленных структурных форм по количественным признакам, в том числе и по величинам суммарных амплитуд неотектонических движений. Для решения этого вопроса необходимо привлечение других методов и в первую очередь — структурно-геологического и палеогеографического.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дементьев В.А. Основные черты Белорусского Полесья. Минск, Изд-во АН БССР, 1956. (Труды комплексной экспедиции по изучению водоемов Полесья).
2. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М., "Мысль", 1972.
3. Гвинны Европейской части СССР. М., "Наука", 1974.

О ГЛУБИНАХ ДРЕВНИХ МОРСКИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ
(НА ПРИМЕРЕ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА)

В последнее время в отечественной и зарубежной литературе при рассмотрении проблем соленакопления и условий образования галогенных формаций все большее внимание уделяется палеоглубинам бассейнов. При этом в вопросе о глубинах древних солеродных бассейнов намечаются две точки зрения: одни исследователи считают, что все они были мелководными [1, 4, 13], другие — предполагают, что солёносные отложения могли накапливаться и в глубоководных условиях [16, 19, 21, 23, 24, 25]. Как известно, солеродные бассейны разделяются на морские, лагунные и континентальные [15]. Анализ геологического материала по различным районам осадконакопления и опубликованных данных показывает, что солёносные формации лагунных и континентальных бассейнов являются мелководными. Среди морских солёносных отложений выделяются формации, образование которых происходило как в глубоководных, так и в мелководных условиях.

Методы и приемы определения первоначальных глубин солеродных водоемов, используемые большинством исследователей [23, 24, 25], имеют существенные недостатки или не верны в своей основе. Можно сослаться на широко известный в литературе [4] пример определения глубины цехштейнового бассейна Ф. Бишоффом, который, исходя из среднего содержания солей в океане и мощности солёносных отложений, оценил ее в 18,6 км. Подобные определения заставляют весьма осторожно подходить к публикуемым и ныне в литературе цифрам, полученным без должного обос-

нования и доказательства. Делаются попытки оценить глубины бассейнов по какому-либо одному фактору без учета комплекса признаков. Известны неудачи в этом вопросе, связанные с использованием определений в солях брома, отмеченные А.А. Ивановым [4]. Однако из этого отнюдь не следует, что в прошлые геологические эпохи соленосные отложения не накапливались в относительно глубоководных условиях.

В качестве примера рассмотрим один из наиболее хорошо изученных регионов — Припятский прогиб, в котором выявлены эйфельские, верхнефранские и верхнефаменские соленосные отложения, сформировавшиеся в морских солеродных бассейнах. Среди них наибольший интерес представляет верхнефаменная галогенная формация, состоящая из двух субформаций: нижней (галитовой) и верхней (калиеносной).

Реконструкция палеоглубин верхнефаменского солеродного бассейна может быть проведена на основании анализа как соленосных, так и подстилающих их задонско-елецких межсолевых отложений. Межсолевой комплекс характеризуется достаточно сложным литолого-фациальным составом отложений, свидетельствующим о существовании разнообразных седиментационных обстановок. Согласно современным представлениям в пределах прогиба выделяется шесть литолого-фациальных зон [14]. Первая зона располагается на юге региона и примыкает к Украинскому кристаллическому щиту. Преобладающим типом пород здесь являются песчаники, алевролиты, аргиллитоподобные глины и мергели. Для мергелей и глин характерна тонкая слоистость и темноцветный облик пород, связанный с наличием равномерно рассеянного органического вещества. В центральной части Ельской депрессии среди отложений задонского возраста развит пласт каменной соли мощностью до 8,5 м (Восточно-Выступовичская скв. 2-р). Мощность межсолевого комплекса в среднем составляет 400–500 м и по мере удаления к северу уменьшается до 150–200 м, а в прибортовой зоне — увеличивается до 990 м.

Вторая литолого-фациальная зона, приуроченная к юго-западной части Припятского прогиба, характеризуется преобладанием в разрезе известняков и мергелей, наряду с наличием прослоев алевролитов и песчаников, аргиллитовых глин. Мощность отложений составляет обычно 450–580 м.

Центральную часть прогиба занимает третья литолого-фациальная зона, сложенная глубоководными аргиллито-мергельными породами. Мощность отложений в центре ее составляет 150-310 м, а в периферических частях увеличивается до 350-539 м. На долю глинистых мергелей и глин приходится до 85-90% мощности комплекса. Известняки характерны в основном для нижней части разреза, при этом более широко карбонатные породы распространены на севере и западе. В Мозырской скв. 2-р в средней части разреза присутствует пласт каменной соли светло-серого цвета мощностью 2,5 м.

Особенностью отложений этой зоны является широкое распространение тонкослоистых битуминозных пород типа доманчика (обычно вверху разреза), обогащенных свободным кремнеземом при наличии специфического состава органических остатков (радиолярии, аммоноидеи, губки, ребристые остракоды группы энтомозид и т. д.), что характерно для относительно глубоководных бассейнов.

Четвертая литолого-фациальная зона охватывает северную часть прогиба и сложена преимущественно органогенными и хемогенными карбонатными породами. Выделяется несколько полос обильного развития водорослевых известняков, образующих постройки типа биостромов. Наиболее широко они распространены вдоль Северного краевого разлома и на западе зоны (Калиновская, Северо-Калиновская и другие площади). Здесь развиты органогенные образования как задонского, так и елецкого возрастов. В разрезе они чередуются с прослоями и пачками плотных хемогенных или органогенно-хемогенных пород. Мощность межсолевого комплекса в этой полосе составляет обычно 500-800 м.

Органогенные и доломитизированные известняки встречаются среди задонских отложений Речицко-Вишанского вала и обнаружены в других частях рассматриваемой зоны (Кормянская, Моисеевская и другие площади). Однако здесь отмечаются значительные фациальные изменения. Так, при прослеживании светло-серых органогенных образований задонского возраста Речицко-Вишанского вала к югу от регионального разлома происходит замещение их темно-серыми и черными тонкослоистыми глинистыми известняками и мергелями. Распространение органогенных построек контролируется пространственным расположением положительных форм палеорельефа.

Верхняя (елецкая) часть разреза межсолевого комплекса на большей части зоны (за исключением севера и запада) сложена темно-серыми глинами и мергелями.

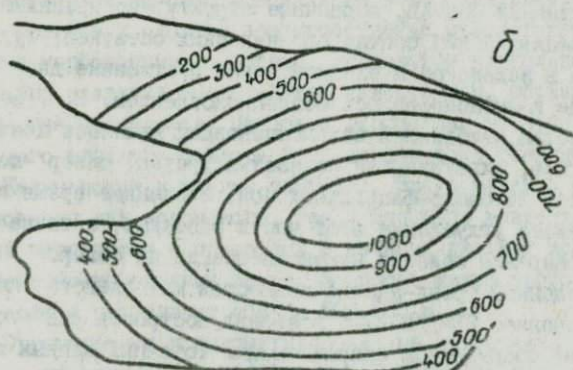
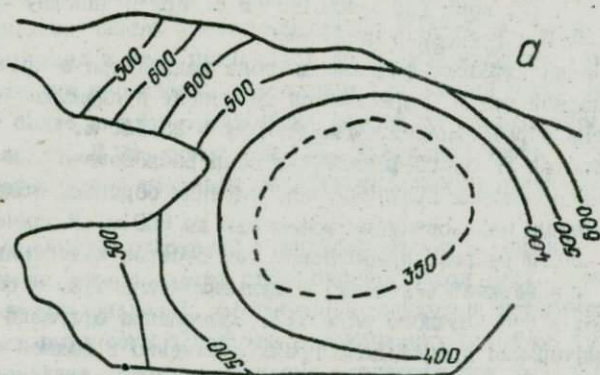
Пятая литолого-фациальная зона выделяется в краевой северо-западной части Старобинской депрессии и сложена прибрежно-морскими образованиями. Мощность их — 35–130 м.

Шестая литолого-фациальная зона расположена на северо-востоке прогиба и представлена, главным образом, осадочно-вулканогенными образованиями мощностью до 800 м. В нижней (задонской) части разреза преобладают темно-серые известняки и мергели, а в верхней (елецкой) — вулканические туфы и эффузивы щелочного и субщелочного ряда [7]. Накопление эффузивно-обломочного материала происходило преимущественно в водной среде, а сами извержения носили как подводный, так и надводный характер.

Литологические особенности отложений межсолевого комплекса, вещественный состав, первичные структурные признаки пород, а также специфический состав органических остатков указывают на то, что в задонское и елецкое время прогибание дна бассейна не везде компенсировалось осадконакоплением. В задонское время областью наибольшей недокомпенсации являлась центральная часть прогиба, охватывающая полностью третью, север первой и запад шестой литолого-фациальных зон. В елецкое время происходит дальнейшее углубление этой части бассейна, а также существенное расширение области недокомпенсации на север.

Проведенный тренд-анализ мощностей межсолевого комплекса с использованием ЭВМ "М-220" позволил построить ряд схематических карт посредством аппроксимации точечных данных по мощности алгебраическими полиномами разных степеней. На рисунке (а) показана схематическая карта изолиний полинома третьей степени, отражающая тенденцию уменьшения мощностей в центральной части прогиба, где к предлебедянскому времени, т. е. к началу верхнефаменского соленакопления была сформирована относительно глубоководная, некомпенсированная осадконакоплением, котловина.

Пользуясь способом, предложенным В.Е. Хаиным [17], который считает, что конечная глубина бассейна не может быть меньше разности максимальных мощностей мелководных и глубоководных



Схематические карты изолиний полинома третьей степени полей распределения мощности:

а - мезозойский комплекс; б - галитовая субформация

осадков, можно оценить глубину котловины к началу лебедянского времени. В нашем случае разница максимальных мощностей мелководных (органогенные образования) и глубоководных (темноцветные аргиллито-мергельные породы) отложений составляет 450-700 м. Введя соответствующую поправку на гравитационное уплотнение глин и глинистых мергелей, рассчитанную по методике И.Н.

Нестерова [II], получаем цифры 400–620 м, характеризующие глубину бассейна.

О значительной глубине котловины в центре прогиба может свидетельствовать также наличие на востоке вулканогенных образований елецкого возраста мощностью 370–600 м [7], скорость накопления которых чрезвычайно высока и не зависит от темпа прогибания ложа. К началу лебедянского времени восточная часть ее была компенсирована вулканогенными образованиями [14]. Следовательно, глубина бассейна вблизи области развития этой вулканогенной толщи может быть соизмерима с ее мощностью, т. е. составлять 370–600 м.

По периферии прогиба и в районах распространения елецких органогенных известняков и вулканогенных образований глубина водоема измерялась десятками метров и вряд ли превышала 100 м. Зоны относительного мелководья существовали также и во внутренних частях бассейна. Пространственно они были связаны с положительными формами палеорельефа. Наличие полосы органогенных построек на севере и западе, а также мощной вулканогенно-осадочной толщи на востоке способствовало созданию определенной изоляции бассейна в предлебедянское время.

Из приведенных выше данных видно, что накопление верхнефаменской соленосной формации начиналось в бассейне, характеризующемся весьма сложной морфологией дна, которая была создана в результате проявления интенсивных дифференцированных движений блоков кристаллического фундамента и неравномерно идущей седиментации осадков в различных частях его.

Залегающая непосредственно на отложениях межсолевого комплекса галитовая субформация на большей части территории прогиба представлена соленосным типом разреза и только на северо-западе замещается доломитово-ангидритовой толщей, на юго-западе – глинисто-песчаной и на крайнем северо-востоке (в районе л. Шарпилровка) – вулканогенной [7]. Для нее характерны высокая соленасыщенность разреза (80–95%), нечетко выраженная сезонная ритмичность, белая и светло-серая окраска каменной соли, невысокое содержание в ней хлористого калия (0,003–0,10%, среднее 0,036%) и низкие значения бромхлорного отношения для галита (0,030–0,163, среднее 0,080).

Современный характер распределения мощностей субформации

весьма сложный. В краевых частях прогиба (особенно на западе), где условия залегания относительно спокойные, мощность ее обычно не превышает 400 м. На преобладающей части территории первичноседиментационная картина распределения мощностей значительно искажена в результате проявления соляного тектогенеза. Здесь минимальные значения (менее 400 м) отмечаются в межкупольных зонах, а максимальные (до 2500 м и более) — в сводах соляных структур.

В целях выяснения седиментационных закономерностей распределения мощностей карта изопакит субформации была аппроксимирована алгебраическими полиномами разных степеней. На рисунке (б) приведена схематическая карта изолиний полинома третьей степени, отражающая в общих чертах первичную картину регионального распределения мощностей. Сравнение этих двух карт показывает, что максимальные мощности галитовой субформации в плане совпадают с зоной развития минимальных мощностей межсолевого комплекса в центре прогиба. В данном случае галитовая субформация играет роль компенсирующей толщи и является своеобразным "заполнителем" глубоководной котловины, возникшей в задонско-елецкое время. С другой стороны, это свидетельствует о том, что созданный к концу накопления межсолевого комплекса региональный рельеф дна бассейна к началу соленакопления не претерпел существенных изменений, иначе характер распределения мощностей галитовой субформации был бы иным.

В лебедянское время скорость осадконакопления значительно превышала темп погружения ложа. В результате солеродный бассейн заполнялся осадками и уже к началу образования калиеносной субформации (конец лебедянского времени) он значительно обмелел. Следовательно, суммарная мощность отложений межсолевого комплекса и галитовой субформации соответствует величине тектонического прогибания за весь промежуток времени от задонского до лебедянского).

М.С. Бурштар и др. [12] считают, что глубину бассейна в центральной части глубоководной впадины следует определять как разность между мощностью компенсирующей толщи во впадине и мощностью осадков в шельфовой области. Глубина котловины в центральной части прогиба к началу накопления отложений субформации, определенная этим способом, оказалась равной 400-

620 м. Имеются ли другие данные, подтверждающие значительную глубину верхнефаменского солеродного бассейна на начальном этапе его развития? Обратимся к особенностям строения разреза галитовой субформации. В районах, не затронутых соляным тектогенезом, субформация представлена чередованием пачек каменной соли и несоляных пород. Мощность первых колеблется от нескольких десятков метров до 200 м и более, а вторых от 2-3 до 40 м. Более мощные пачки каменной соли располагаются, как правило, в нижней части разреза, а пачки несоляных пород — в верхней. При этом внизу субформации залегают разновозрастные пачки и пласты каменной соли, что связано с появлением дополнительных линз каменной соли в отрицательных формах палеорельефа и неодновременным началом соленакопления на разных участках.

На севере прогиба в основании субформации на ряде площадей залегают "переходная" пачка лебедянского возраста, имеющая преимущественно сульфатный состав. Мощность ее достигает 100 м. Отложения этой пачки приурочены, главным образом, к положительным формам палеорельефа. При переходе в депрессионные зоны глинисто-карбонатно-сульфатные отложения переходной пачки замещаются соленосными, в результате чего мощность субформации в палеодепрессиях существенно возрастает, а коэффициент соленасыщения увеличивается до 90-95%. Эти переходы хорошо обнаруживаются при сопоставлении разрезов Вишанских скв. I-р и 6-р, из которых первая расположена на поднятии, а вторая — в депрессии. Постепенное выклинивание нижних соляных пачек, вследствие чего происходит "наращивание" верхней части межсолевого комплекса за счет сульфатно-карбонатных пород маркирующих горизонтов, установлено также в западной краевой части бассейна.

На основании изложенных фактов следует, что в начале соленакопления интенсивно заполнялись глубоководные депрессии, т. е. отрицательные формы палеорельефа, где формировались линзы и пачки каменной соли большой мощности. В дальнейшем, когда неровности рельефа дна были заполнены, произошло расширение площади соленакопления, т. е. началась седиментация каменной соли на ранее существовавших локальных палеоподнятиях внутри бассейна и периферических частях его, где ранее накапливались преимущественно карбонатно-сульфатные отложения незначительной мощности.

Анализ литолого-фациальных особенностей несоляных пачек субформации свидетельствует о региональной преемственности состава и фациальных зон межсолевого комплекса. Так, в северной части прогиба среди несоляных пород доминирующую роль играют известняки, ангидриты, мергели и смешанные разности карбонатно-сульфатного состава, на юге и юго-западе — песчаники, алевролиты, глины, мергели, а в центре — глинистые мергели и глины.

Отмечается также определенная смена состава несоляных пород и в разрезе, что позволяет проследить эволюцию глубины бассейна в целом и в разных фациальных зонах. В северной зоне прогиба глинистые мергели и глины развиты только в основании субформации, в центральной и южной — практически во всем разрезе, за исключением верхней части. Глины обычно темно-серые, слоистые и тонкослоистые. Иногда внизу разреза субформации в центре и на юге региона встречаются прослои темных (до черных) сильно битуминозных глин. При прокаливании они издают резкий запах битумов, а в тонких пластинках горят.

Вверх по разрезу в составе несоляных пород повсеместно возрастает роль карбонатных и сульфатных образований. В крайних частях бассейна, особенно на северо-западе, они накапливались почти на протяжении всего времени образования субформации. Здесь достаточно часто встречаются прослои строматолитовых известняков [9]. В настоящее время они установлены также во внутренних районах прогиба (Южно-Вишанская, Сосновская, Кормянская и другие площади) и приурочены преимущественно к верхней части разреза субформации.

Отмеченные особенности распределения литофаций несоляных пород субформации и текстурные их признаки свидетельствуют, что в начале лебедянского времени в глубоководной котловине, существовавшей в центре, и в локальных палеодепрессиях на севере и юге прогиба накапливались в основном темноцветные глинистые породы типа "доманика", обедненные сульфатами кальция и в определенной степени карбонатами, осаждение которых происходило в мелководных периферических частях бассейна и внутри его на палеоподнятиях. По мере того, как неровности в рельефе дна заполнялись соленозными отложениями, глубоководные условия осадконакопления постепенно сменялись мелководными, о чем, наряду

с другими факторами, свидетельствует прогрессирующее распространение сульфатных и карбонатных пород.

Показателями относительной глубины солеродного бассейна являются различные литолого-батиметрические признаки. К числу их А.А. Иванов [4] относит: заполнение трещин усиланя, следы внутриформационных размывов, брекчии седиментации и взламывания, местные перерывы в осадконакоплении, иероглифы, следы дождевых капель и наземных животных, глиптоморфозы по соляным минералам, наличие водорослей и водорослевых структур, волно-прибойные знаки и следы мелкой и крупной волновой ряби, оолитовая структура, косая слоистость. При образовании отложений в мелководных условиях эти признаки должны встречаться на разных уровнях стратиграфического разреза соленосных отложений и практически во всех частях бассейна, в том числе и в центральных. Действительно, в галитовой субформации некоторые из упомянутых литолого-батиметрических признаков (наличие водорослей и водорослевых структур, брекчии седиментации) обнаружены только по периферии бассейна, а во внутренних частях его отмечены в верхней части разреза или в пределах палеоподнятий.

Имеются также косвенные признаки, на основании которых можно судить об относительной глубоководности и высокой скорости накопления соленосных отложений. Одним из таких показателей является годично-сезонная ритмичность в каменной соли. По мнению Г. Борхерта [20] годовые ритмы лучше выражены в относительно небольших солеродных бассейнах, чем в более крупных и глубоких. В разрезах субформации в центральной части прогиба в каменной соли не наблюдается обычной и характерной для нее слоистости. Происходит лишь чередование чистой и загрязненной несолевыми примесями каменной соли; при этом мощность первых составляет 0,5-0,7, а вторых - 0,1-0,4 м. Косвенными признаками, указывающими на относительную глубоководность лебедянского солеродного бассейна, могут являться также светло-серая окраска каменной соли, низкие содержания брома в галите и др.

В завершающую стадию накопления субформации проявилась тектоническая фаза, выразившаяся в относительном подъеме территории, прилегающей с севера к прогибу [6], в результате чего регрессирующий солеродный морской бассейн превратился в континентально-морской, в котором в данковское время образовалась

калиеносная субформация. Мощность ее колеблется от нескольких сотен метров до 2650 м, при этом максимальные значения отмечаются в депрессиях, а минимальные — на сводах структур. Субформация сложена чередующимися в разрезе пачками каменной соли и карбонатно-глинистых пород, мощность которых изменяется от 2 до 50 м и более. Присутствуют многочисленные горизонты калийных солей. Соленасыщенность разреза колеблется от 25 до 65%.

Среди несоляных пород преобладают гелопелиты, глины и глинистые мергели. На юге и юго-западе прогиба широко развиты песчаники и алевролиты. Чистые разности карбонатных и сульфатных пород встречаются редко в виде тонких прослоев и корочек. В составе несоляных пород почти всегда присутствуют воднорастворимые компоненты — хлориды натрия, калия, магния и кальция. В целом литолого-фацциальный состав несоляных пород субформации по простиранию остается довольно выдержанным, и только в периферических частях возрастает роль кластогенных пород, а на востоке — продуктов разложения вулканических туфов и пеплов.

Для каменной соли характерно преобладание разностей окрашенных в оранжевый, желтый, бурый и красный цвета. В основной своей массе она представлена кристаллически-зернистым галитом, не подвергшимся существенной перекристаллизации и сохранившим черты зонально-зернистого строения. Каменная соль характеризуется отчетливо выраженной годичной слоистостью. Мощность элементарных прослоев колеблется от 1 до 25, составляя в среднем 5–10 см. Геохимической особенностью галита является значительное содержание в нем хлористого калия (0,06–0,23, среднее 0,11%) и относительно высокие значения бром-хлорного отношения (0,12–0,55, среднее 0,28).

Накопление отложений субформации происходило в мелководном бассейне с глубинами, не превышающими несколько десятков метров. Это подтверждается характером распространения калийных горизонтов, наличием местных перерывов в осадконакоплении, оолитов, конгломерато-брекчий и т. д.

В настоящее время в разрезе субформации выявлено более 50 калийных горизонтов, которые развиты практически на всей территории прогиба. В некоторых из них, наряду с сильвином, присутствуют пласты карналита, мощностью до 3–7 м.

Учитывая последовательность садки солей из морской мета-

морфизованной воды и происходящее при этом сближение объемов жидких и твердых фаз, кристаллизация калийных солей должна протекать в существенно мелководных условиях [1]. Местные перерывы в осадконакоплении зафиксированы на начальных этапах образования субформации на Вишанской, Дагдговской и других площадях [6]. В это время могли размываться наиболее приподнятые сводовые и присводовые части конседиментационных поднятий.

На западе прогиба, в районе Старобинского и Петриковского месторождений калийных солей, установлены оолитовые образования. Прослои их мощностью 0,2–0,3 м приурочены к нижней и средней частям разреза и располагаются на трех уровнях. Петрографическими исследованиями, выполненными С.М. Обровец, выявлен ряд разновидностей оолитов. Среди них наиболее широко развиты типичные оолиты "классической" формы. Они обычно шаровидные и эллипсовидные, размером 0,4–1,4 мм. Ядра сложены кварцем и полевыми шпатами. Карбонатная оболочка имеет концентрическое и концентрически-радиальное строение. Кроме того, присутствуют оферолиты и псевдооолиты. По мнению В.Е. Хайна [17] наличие карбонатных оолитов свидетельствует о глубине бассейна менее 20 м.

В прослоях оолитов встречаются конгломерато-брекчии, состоящие из различной окатанности обломков известняка, ангидрита, кварца и мергеля размером 2–4 см, сцементированных обычно глиной и солью. Седиментационные гравелиты, конгломераты, брекчии наиболее широко развиты в краевых частях бассейна и чаще всего приурочены к подошве или кровле пластов песчаников. Прослои конгломератов обнаружены также в центральных районах прогиба (Золотухинская и другие площади).

О небольшой глубине солеродного бассейна в данковское время свидетельствуют косая слоистость в песчаниках и алевролитах, наличие знаков ряби и трещин усыхания в каменной соли, мелкие линзовидные включения галита в калийных горизонтах и другие признаки. Наиболее полный комплекс литолого-батиметрических признаков выявлен в северо-западной части прогиба, некоторые из которых специально изучались в горных выработках [8]. Кроме того, имеются косвенные признаки, указывающие также на накопление отложений в мелководных условиях. К ним можно отнести четкую сезонную ритмичность в каменной соли, преобла-

дание окрашенных ее разновидностей, наличие прослоев песчани — ковидной каменной соли и относительно высокие значения бром-хлорного отношения для галита.

В данковское время, несмотря на мелководные условия, сформировался весьма мощный разрез соленосных отложений, достигающий 2650 м. Осадки такой мощности за относительно короткий отрезок времени могли накопиться лишь при исключительно высоком темпе прогибания дна бассейна. По нашим расчетам средняя скорость прогибания на севере превышала 2—3 мм в год. В целом накопление калиеносной субформации происходило в условиях практически полной компенсации прогибания осадконакоплением.

Таким образом, исходя из изложенного, можно заключить, что соленакопление в верхнефаменское время начиналось в бассейне, глубина которого в центральной части прогиба составляла 300—650 м. К концу образования галитовой субформации глубоководная котловина была в основном заполнена и в дальнейшем соленакопление происходило в существенно мелководных условиях.

Как видно на примере Припятского прогиба, реконструкция глубин древних солеродных бассейнов является весьма сложной задачей, решение которой возможно только при всестороннем анализе исходных данных. К сожалению по большинству районов соленакопления таких данных явно недостаточно, поэтому, при определении глубин, часто применяется принцип, в соответствии с которым начальная глубина бассейна принимается приблизительно равной окончательной мощности соленосных отложений [24, 25]. Если пользоваться этим принципом, то максимальная глубина Припятского солеродного бассейна в верхнефаменское время должна была бы составлять более 3100 м, что примерно в 5—9 раз превышает рассчитанную. Нами использован несколько иной принцип определения глубин древних солеродных бассейнов, в соответствии с которым начальная глубина бассейна не может быть больше разности седиментационных мощностей компенсирующей соленосной толщи в центральной части котловины и ее краевых областей. Компенсирующая глубоководную котловину часть соленосной толщи определяется от подстилающих отложений, имеющих явные признаки глубоководности, до появления первых в разрезе осаджений с признаками мелководности осадконакопления. Хорошим показателем такой границы могут служить горизонты калийных солей.

Рассмотрим некоторые соленосные формации, накопление ко-

торых происходило в сходных условиях. К числу их может быть отнесена нижнепермская галогенная формация, развитая на востоке Русской платформы и приуроченная к Предуральскому прогибу и Прикаспийской синеклизе. Здесь выделяются две группы оселородных бассейнов — северная и южная [5]. Первая включает Верхнепечорский, Верхнекамский и Косьюенско-Сыльвенский бассейны, вторая — Предуральско-Прикаспийский бассейн, охватывающий Прикаспийскую синеклизу и прилегающие к ней с севера и северо-запада районы Русской платформы.

Обстановка накопления галогенных осадков на этой обширной территории была существенно различной [5, 13]. В Предуральско-Прикаспийском бассейне (район Волгоградского Поволжья, Оренбургского Предуралья) формирование первых пластов каменной соли зафиксировано в верхнеартинское время [18], а в бассейнах северной группы — в кунгурское. В Башкирском Предуралье накопление галогенной формации началось в условиях сильно расчлененного рельефа, созданного сакмарско-артинскими рифогенными массивами, возвышавшимися до 1000–1300 м над некомпенсированными осадконакоплением впадинами [5, 13 и др.]. При этом контакт между галогенной формацией и подстилающими артинскими породами различен. Так, в полосе развития рифогенных построек часто наблюдаются следы местных перерывов, а в некомпенсированных котловинах они залегают согласно и связаны постепенными переходами. В кунгурское время отрицательные формы глеорельефа дна бассейна интенсивно заполнялись соленосными отложениями. Наиболее древние в разрезе формации пачки каменной соли зафиксированы в некомпенсированных в артинское время впадинах. Отмечается постепенное расширение площадей залегания соляных пачек вверх по разрезу и налегание их на рифогенные массивы, которые в дальнейшем были захоронены под толщей галогенных пород. В зависимости от структурных условий существенно изменяется мощность нижнепермской галогенной формации. Максимальные значения ее (до 1200–1500 м) отмечаются во внутренних частях впадин, а минимальные — над вершинами рифогенных массивов, где разрез формации часто представлен только сульфатными отложениями [5, 13]. Коэффициент соленасыщенности более высокий в центральных частях впадин (до 80–98%).

Исходя из особенностей строения подсоленосного ложа, из-

менения литолого-фациального состава артинских и кунгурских отложений в разрезе и по простиранию, характера мощностей галогенной формации и других данных, следует, что соленакопление в локальных впадинах Башкирского Предуралья начиналось в относительно глубоководных условиях, что еще раньше отмечалось многими исследователями [16, 19]. При этом глубина кунгурского солеродного бассейна Ишимбаевского района оценивалась А.Л. Яншиным в 600–1200 м. А.А. Иванов [4], ссылаясь на данные А.А. Богданова и Н.М. Страхова, считает, что большой начальной глубине противоречит история зарождения солеродного бассейна и, в частности, эпейрогеническое поднятие территории Предуральяского прогиба. Однако, если допустить, что в результате эпейрогенических движений в предкунгурскую эпоху глубоководные впадины стали мелководными, т. е. расчлененный рельеф дна, созданный сакмарско-артинскими рифогенными массивами, стал существенно сглаженным, то максимальные мощности соленосных отложений не обязательно должны были накапливаться в существовавших ранее отрицательных формах палеорельефа. В действительности, максимальные мощности кунгурской галогенной формации отмечаются, как правило, в некомпенсированных осадконакоплением межрифовых впадинах. По мнению М.П. Фивега [16] эти движения искусственно придумываются для обоснования мелководности солеродных бассейнов.

В этой связи нам представляется более правильной точка зрения Д.В. Наливкина [10], в соответствии с которой в конце артинской эпохи Предуральский прогиб представлял собой море с глубинами около 800–900 м, на дне которого высились рифовые массивы. В результате эпейрогенических движений вершины их поднялись над водой, но глубина бассейна к началу соленакопления составляла 500–600 м.

В относительно глубоководных условиях начиналось соленакопление в Западно-Канадском бассейне во время образования эвапоритовой формации Прери (Masker). Максимальная глубина бассейна к началу накопления эвапоритовых образований формации Прери, определенная по разности мощностей мелководных (рифогенных) и относительно глубоководных (межрифовых) отложений, должна была составлять около 160–180 м. По данным Р.Ф. Шмальца [25] она оценивается в 330 м.

Значительной глубиной на начальных этапах соленакопления характеризовался и ряд других бассейнов, таких как цешштейновый Западной Европы [21, 23 и др.], Мидленд в Техасе [25] и другие.

Следовательно, в истории развития Земли неоднократно создавались условия, когда соленакопление начиналось в глубоководных водоемах. В процессе их эволюции, по мере заполнения котловин соленосными отложениями, они, как правило, превращались в мелководные.

С другой стороны, в прошлые геологические эпохи существовали солеродные морские бассейны, которые на протяжении всего времени развития являлись мелководными. Прежде всего это бассейны с относительно маломощными соленосными формациями, которые подстилаются и перекрываются преимущественно карбонатными, сульфатно-карбонатными или терригенными породами, образовавшимися в мелководных условиях. К таковым можно отнести бассейны Амадиес, Морсовский, Западно-Канадский (время накопления формаций Лотоберг и Голд-Лейк), Мичиганский (формация Лукас) и Виллистонский (формация Чарлз) в Северной Америке и др.

Более широко распространены морские солеродные бассейны, в которых образовались достаточно мощные (до 1000 м и более) соленосные формации. Примерами их могут являться формации Салина в Мичиганской впадине, верхнефранская Припятского прогиба, Парадокс и Игл в США, триасовые Парижского бассейна, Марокко и Алжира, третичные бассейна Эбро, Рейнского грабена, Предкарпатского прогиба и др. На отдельных этапах развития глубины их в наиболее тектонически подвижных зонах могли быть значительными. Такие бассейны следует, по-видимому, рассматривать как особую разновидность мелководных.

Среди морских солеродных бассейнов, существовавших в прошлые геологические эпохи, можно выделить две группы. К первой относятся мелководные, а ко второй — бассейны, прошедшие путь развития от глубоководных к мелководным. В принципе возможно наличие солеродных бассейнов, эволюция которых по различным геологическим причинам была прервана на глубоководной стадии. Вероятность их обнаружения низка, так как вследствие высокой скорости седиментации соленосные отложения за относительно короткое время полностью или частично компенсируют су-

ществующие прогибы. Интересно проследить связь калиеносности с соленосными формациями, накопившимися в мелководных и глубоко-водных условиях. Для бассейнов, прошедших в своей эволюции глубоководную и мелководную стадии, отмечается появление калийных солей на втором этапе. При этом накопление их часто достигало больших масштабов (Западно-Канадский бассейн, Припятский и Предуральский прогибы, Прикаспийская синеклиза). Положение в разрезе калийных горизонтов в таких формациях определялось продолжительностью глубоководной и мелководной стадий в истории развития бассейнов, в результате чего в одних случаях они могли появляться раньше (начиная со средней части разреза), а в других — позже.

В соленосных формациях, образовавшихся в морских бассейнах, в развитии которых не было глубоководной стадии, калийные соли развиты значительно реже. Они, как правило, отсутствуют и в маломощных формациях. Одной из причин этого является относительная кратковременность существования таких бассейнов. Тем не менее известны случаи, когда калийные соли образуют значительные скопления в этих формациях (Московская синеклиза, Таиланд). При этом в отличие от бассейнов, прошедших глубоководную стадию в своем развитии, калийные соли в таких формациях могут встречаться в различных частях разреза, что подтверждается на примере формации Салина [3], верхнефранской Припятского прогиба [2], Парадокс [22], нижневоротыщенской Предкарпатского прогиба и др.

Таким образом, характер калиеносности и особенности распространения калийных горизонтов в разрезах соленосных формаций в значительной степени зависят от глубин бассейнов соленакпления. Наиболее оптимальные условия для формирования крупных залежей калийных солей создавались на завершающей стадии развития глубоководных бассейнов, т. е. когда они становились мелководными. Глубоководная стадия, наоборот, являлась неблагоприятной для накопления калийных солей. Морские солеродные бассейны, не прошедшие в своем развитии глубоководной стадии, характеризуются умеренной калиеносностью.

Отмеченные особенности развития древних морских солеродных бассейнов имеют, помимо теоретического, и определенное практическое значение, так как позволяют более целе-

направленно ориентировать поисковые работы на калийные соли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей, М., Изд-во МГУ, 1962.
2. Ерощина Д.М., Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Калийные горизонты верхнефранской галогенной формации Припятской впадины, — "ДАН БССР", 1976, т. 20, № 7.
3. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира, М., "Недра", 1974.
4. Иванов А.А. О глубинах соленосных бассейнов геологического прошлого, — "Литология и полезные ископаемые", 1967, № 2.
5. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации, М., "Недра", 1972.
6. Кислик В.З., Высоцкий Э.А. Тектоническое развитие Припятской впадины во время соленакпления, — В кн.: Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов, Минск, 1974. (БелНИГРИ).
7. Корзун В.П. Взаимоотношения и корреляция вулканогенных и нормально осадочных пород Припятской впадины, — В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1975.
8. Луинович Ю.И., Кислик В.З. О знаках ржи в каменной соли второго калийного горизонта Старобинского месторождения, — "Литология и полезные ископаемые", 1965, № 2.
9. Луинович Ю.И., Кислик В.З., Зеленцов И.И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины, — В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1969.
10. Наливкин Д.В. Учение о фациях, Т. 1, М., Л., Изд-во АН СССР, 1956.
11. Нестеров И.Н. Уплотнение глинистых пород, — "Советская геология", 1965, № 12.
12. О методике палеотектонического анализа (на примере Скифской плиты), — "Советская геология", 1969, № 9. Авт.: Бурытар М.С., Назаров Д.А. и др.
13. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, Т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
14. Урьев И.И., Кручек Э.А. Литолого-фациальные зоны задонско-елешского межселевого комплекса Припятской впадины, — В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1975.
15. Фивег М.П. Типы соленосных бассейнов, Л., 1956. (ВНИИГ). (Труды ВНИИГ, Вып. 32).
16. Фивег М.П. О значении колебаний уровня воды соленосных бассейнов при седиментации соленосных осадков, Л., 1964. (ВНИИГ). (Труды ВНИИГ, Вып. 45).
17. Хани В.Е. Общая геотектоника, М., "Недра", 1972.

18. Шафиро Я.Ш. Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления, - "Эксплуатация МОИП. Отд. геологии", 1975, т. 3, № 1.

19. Яншин А.Л. О глубине соленодных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ, - "Геология и геофизика", 1961, № 1.

20. Borchert H. Ozeane Salzlagerstätten, Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, 1959.

21. Borchert H., Muir R.O. Salt deposits-the origin, metamorphism and deformation of evaporites. London, D. Van Nostrand Ltd. 1964.

22. Hite R.J. Potash-bearing evaporite cycles in the salt anticlines of the Paradox basin, Colorado and Utah. U.S. "Geol. Survey Prof.", Paper 424-D, 1961.

23. Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Band 105, Hannover, 1953.

24. Richter - Bernburg G. "Über Salinare Sedimentation Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Band 105, Hannover, 1953.

25. Schmalz R.F. Deep-water evaporite deposition: a genetic model. "Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.", v. 53, 1969.

УДК 552.53.08:549.623.9(476.1)

С.М. ОБРОВЕЦ, Р.К. ШАБЛОВСКАЯ

МИНЕРАЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СОЛЕНОСНЫХ И НАДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ПЕТРИКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

В сложении калиенной субформации Петриковского месторождения наряду с соляными значительную роль играют хемогенно-терригенные породы. Перекрывающая их надсолевая толща представлена преимущественно различными типами глинистых и карбонатных пород с широким развитием сульфатных разновидностей в нижней части. Главное внимание при исследованиях было уделено терригенной составляющей и глинистым минералам. С этой целью проведено гранулометрическое, петрографическое и минералогическое изучение фракций, определение глинистых минералов рентгеноструктурным, термическим и электронно-микроскопическим методами. Исследования проводились по образцам из скв. № 385 (Северный) и № 397 (Южный участок), находящихся в сходных структурно-тектонических условиях. При этом были рассмотрены наиболее типичные разновидности пород — сульфатно-карбонатно-глинистые, глинистые мергели, карбонатные глины, глинистые известняки и доломиты. Алевролит и песчаники изучены только по разрезу скв. № 397, так как в скв. № 385 последние отсутствуют. Как показали исследования, на Северном участке глинистая составляющая пород субформации более тонкодисперсная на Южном — грубодисперсная со значительной примесью алеврита. В надсолевой толще на первом участке преобладает грубодисперсный материал с увеличением дисперсности вверх по разрезу, на втором — глинистая составляющая менее отсортированная, хотя в

верхней части разреза, так же как и на Северном участке, преобладает более тонкодисперсный материал.

По всему изученному разрезу отмечается примесь терригенного материала алевроитовой размерности. На Северном участке она незначительная (6-7%), увеличиваясь в надсолевой толще до 8-17%, хотя в самой верхней части разреза уменьшается до 1-3%. На Южном участке наблюдается иная картина в распределении алевроитового материала. В соленосных и надсолевых отложениях происходит увеличение алевроитового материала при более широких колебаниях его содержаний (1-43%), что связано с появлением прослоев и микропрослоев алевролита. Вверх по разрезу надсолевой толщи тенденция окращения алевроитовой составляющей сохраняется. Помимо этого в разрезе отмечаются прослои песчаников, расчлененные в определенных интервалах. В калиеносной субформации они приурочены к нижней части разреза, а в надсолевой толще - к средней, среди массивных глин и мергелей. В прослоях намечается четкая дифференциация по вертикали частиц различной размерности. В нижних частях преобладает средняя (0,25-0,5 мм - 40-50%) и мелкозернистая фракции (0,5-0,1 мм - 25-50%); в верхней части - песчаник мелкозернистый (0,25-0,1 мм - 50-80%). Эта закономерность характерна как для соленосных, так и для надсолевых отложений.

В породах Петриковского месторождения обнаружен следующий набор глинистых минералов: гидрослюда, палыгорскит, монтмориллонит, каолинит, селадонит. Кроме того, во фракции менее 0,001 мм содержатся примеси тонкодисперсного кварца, полевых шпатов, в меньших количествах - карбонатов и гипса.

Наиболее распространенным глинистым минералом является диоктаэдрическая гидрослюда неупорядоченная по оси "с". На рентгенограммах всех рассматриваемых образцов гидрослюда хорошо индицируется по серии рефлексов с межплоскостными расстояниями в 10,0-10,30 Å; 4,93-5,0 Å; 3,31-3,33 Å. Базальные рефлексы, характерные для гидрослуд, имеют высокую интенсивность и не претерпевают никаких изменений при насыщении глицерином с последующим прокаливанием. Термические исследования также свидетельствуют о гидрослюдистом составе. На кривых нагрева фракции меньше 0,001 мм отмечаются три эндотермических эффекта в интервалах 105-130, 560-590 и 855-880°. Обращает на себя

внимание наличие экзотермического эффекта, имеющего часто двугорбый пик с максимумами при температуре 330–350 и 500–600°. Первый из них присутствует постоянно, и его наличие связано с окислением закисного железа, входящего в состав гидрослюдистых глинистых минералов или образующего минералы типа гидроокислов железа. Второй максимум обусловлен, по-видимому, выгоранием органики или окислением пирита. Изучение электронно-микроскопических снимков показало, что гидрослюда присутствует в виде изометричных пластинок, часто с неровными контурами. Удлиненно-пластинчатые разновидности встречаются редко.

Пальгорскит характеризуется на рентгенограммах базальными рефлексами: 10,5 Å, 6,42 Å, 5,32 Å. На кривых нагревания он диагностируется по типичному для него эндотермическому эффекту 200–280°. Второй эндотермический эффект (450–490°) выражен слабо. Наиболее достоверными для его определения являются электронно-микроскопические исследования, так как минерал имеет тонкоигольчатые образования характерной формы. Линии ограничения частиц пальгорскита совершенно четкие, резкие (рис. 1).

Монтмориллонит диагностируется преимущественно на рентгенограммах по базальному отражению 17,6–18 Å при насыщении образца глицерином. Термографические данные также косвенно указывают на монтмориллонитовый состав — наблюдается очень интенсивный первый эндотермический пик при температуре 120–150°. На электронно-микроскопических снимках монтмориллонит представлен облаковидной массой с нечеткими очертаниями мелких частиц и комковатыми агрегатами с расплывчатыми краями.

Каолинит определяется по данным рентгеноструктурного анализа присутствием базальных отражений 7,14 Å, 3,57 Å. В связи с небольшой примесью каолинита термический анализ не зафиксировал его, кроме одного образца, отобранного из кровли надсолевой толщи. На кривой нагревания он имеет заостренный эндотермический эффект при 560° и экзотермический — около 960°. На некоторых электронно-микроскопических снимках были обнаружены мелкие шестигранные кристаллики каолинита.

В одном из образцов надсолевой толщи обнаружены разновидности диоктаэдрической гидрослюда молификации I M — селадонит. Она четко фиксируется на рентгенограммах, а также на электрон-

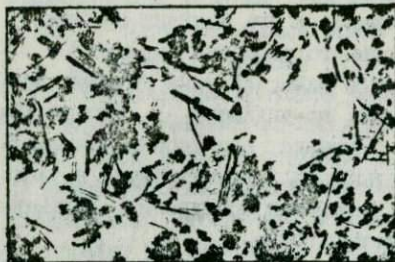


Рис. 1. Гидрослюда с палыгорскитом (увеличение в 8000 раз)

но-микроскопических снимках по характерным удлинненным частицам (рис. 2).

В разрезе исследуемых отложений наблюдается четкая вертикальная зональность в распределении глинистых минералов. В калиеносной субформации и в нижней части надсолевой толщи основным глинистым минералом является диоктаэдрическая гидрослюда. По всей видимости исходным материалом для ее образования явились привнесенные гидрослюды, полевые шпаты (содержание которых в тонкоалевритовой фракции составляет 60–80%) и слюды. Как отмечает Э. Милло, процесс синтеза иллита из растворов (продуктов гидролиза полевых шпатов, слюд и др.) происходит в корках выветривания; почвах, при осаждении терригенной глинистой мути [2].



Рис. 2. Селадонит (увеличение в 10000 раз)

Часто примесью к гидрослюдам является палыгорскит. В калиеносной субформации он впервые встречен в нижней части разреза в прослоях глинистых известняков и мергелей карбонатно-глинистого репера "В". Эти породы содержат 5–25% доломита и 0,5–4,0% ангидрита. Палыгорскит тяготеет к более известковистым разностям и приурочен к зоне перехода от карбонатно-гли-

нистых пород с преобладающей кальцитовой минерализацией, к породам с преобладанием доломитовой и сульфатной минерализации [3]. По всей видимости палыгорскит аутигенный и возник в диagenезе в результате взаимодействия Mg^{2+} иловых вод с тонкодисперсными коллоидальными частицами при участии подвижного аутигенного кремнезема.

В надсолевой толще гидрослюды, с большей или меньшей примесью палыгорскита, слагают тонкую фракцию глинистых мергелей и приурочены преимущественно к средней части разреза (пачка массивных глин и мергелей), хотя спорадически палыгорскитовая примесь отмечается по всему разрезу.

К верхней части разреза надсолевой толщи, где отмечается наиболее тонкодисперсная составляющая, приурочен монтмориллонит — самый дисперсный глинистый минерал. Это позволяет предположить привнос некоторой части монтмориллонита в область осадконакопления. В некоторых глинах, тонкая фракция которых представлена монтмориллонитом, наблюдается четкая пепловая реликтовая структура, указывающая на то, что основным исходным материалом для образования глин послужил вулканический пепел. Здесь же прослеживаются прослой туфогенного алевролита с известковистым цементом, где глинистая фракция сложена одним монтмориллонитом.

Необходимо отметить прослой своеобразной светло-зеленой глины, расположенной в девяти метрах выше кровли калиеносной субформации, среди карбонат-глинистых и сульфатных отложений (скв. № 385). Под микроскопом глинистое вещество имеет характерную реликтовую пепловую структуру. Мелкие дугообразные, округлые, рогульчатые образования и осколки вулканического стекла почти полностью замещены глинистым минералом. Данные анализов говорят за то, что глина нацело сложена аутигенной гидрослюдой типа селадонита. Можно предполагать, что селадонит образовался в результате преобразования вулканического материала. Наблюдения над современным пирокластическим материалом показывают, что вулканическое стекло чрезвычайно быстро изменяется в водной среде [2]. При этом имеет место несколько типов изменений, одни из которых приводят к возникновению монтмориллонита, другие — обуславливают формирование гидрослюды с неупорядоченным переслаиванием небольшого количества монтмориллонита.

Каолинит образует незначительную примесь в гидрослюдах калиеносной субформации (единичные случаи). Развит он в основном в верхней части надсолевой толщи, что позволяет предполагать о возникновении кратковременных условий для образования кор выветривания.

Таким образом, для соленосных и надсолевых отложений характерным глинистым минералом является гидрослюда. Впервые в калиеносной субформации установлена примесь палыгорскита, приуроченная к известнякам и известковистым мергелям нижней части разреза. В надсолевой толще палыгорскит отмечается по всему разрезу, но чаще всего в пачке массивных глин и мергелей. В верхней части толщи наиболее распространенным минералом становится монтмориллонит, в виде примесей появляется каолинит. Можно предполагать, что основной фон глинистого вещества, унаследованного и претерпевшего трансформацию, обусловлен в первую очередь общим характером обломочного материала и, в частности, тонкодисперсной взвеси, парагенетически связанной с обломочным костяком осадков [1]. Достаточно широко развито аутигенное минералообразование, часто связанное с переработкой поступавшего пирокластического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коссовская А.Г., Шутев В.Д., Александрова В.А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадконакопления. — "Литология и полезные ископаемые", 1964, № 2.
2. Милло Ж. Геология глин. М., "Недра", 1968.
3. Ратеев М.А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. — "Литология и полезные ископаемые", 1963, № 1.

Э.А. ВЫСОЦКИЙ, В.З. КИСЛИК,
С.А. КРУЧЕК, Н.С. ПЕТРОВА

О РАСПРОСТРАНЕНИИ КАМЕННОЙ СОЛИ
В НИЖНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В осадочном чехле Припятского прогиба выделяются три соленосные толщи, приуроченные к эйфельским, верхнефранским и верхнефаменским отложениям [4, 8, 12]. В последние годы появились новые данные, позволяющие говорить о наличии залежей каменной соли в разрезе отложений нижнего фамена [7, 13].

Нижефаменская межсолевая толща широко распространена в Припятском прогибе и отсутствует лишь в узких зонах, в плане совпадающих с участками сочленения тектонических структур второго и третьего порядков. Мощность ее изменяется от нескольких десятков метров до 950 м и более. Максимальные мощности наблюдаются в краевых частях на севере и юге прогиба, а также на западе в районе Южно-Залесской и Туровской площадей. Область минимальных мощностей (обычно 150–300 м) приурочена к центральной части региона. Толща представлена карбонатными, глинисто-карбонатными, глинистыми и кластогенными породами, среди которых развиты прослои ангидритов, вулканических туфов и туффитов. В зависимости от структурного положения и литологического состава пород отмечаются четыре основных типа разреза: карбонатный, глинисто-карбонатный, карбонатно-терригенный и вулканогенный [3, 8, 13]. На основании палеонтологических данных [6] в разрезе толщи выделяются задонский и елецкий горизонты, различающиеся как своеобразием слагающих их пород, так

и составом заключенных в них органических остатков.

В настоящее время по данным промыслово-геофизических исследований залежи каменной соли выявлены в эсдонском горизонте в центральной и южной частях прогиба в пределах шести площадей (таблица). В керне каменная соль поднята только в Мозырской скв. 2-р. При отсутствии керна она хорошо выделяется по комплексу промыслово-геофизических данных. На диаграммах кажущегося сопротивления (КС) и нейтронного гамма-каротажа (НГК) пласт каменной соли, залегающей среди карбонатно-глинистых пород, выделяется положительными, а на кривой гамма-каротажа (ГК) — отрицательными аномалиями (1,5-2γ). В ряде скважин (Восточно-Виступовичская 2-р, Ельская 28-г и др.) на кавернограммах против пласта каменной соли отмечается значительное увеличение диаметра скважины.

Предполагаемая область распространения каменной соли составляет около 1,8 тыс. км², в пределах которой выделено четыре участка наибольшего ее развития (приложение 6). Первый из них приурочен к южной прибортовой зоне прогиба и охватывает центральную часть Ельской синклинали [10]; второй выделяется в пределах центральной и южной частей Мозырской ступени, третий — в центральной и восточной частях Шестовичской ступени (район Прудокской и Мозырской площадей), а четвертый приурочен к Колаткевичско-Великоборской ступени, в районе Смагловской площади (приложение 6).

Обнаруживается четкий структурный контроль пространственного распространения каменной соли. В современном структурном плане по поверхности межсолевых отложений пласт каменной соли приурочен к отрицательным формам рельефа (погруженные части ступеней, осевая часть Ельской синклинали). На приподнятых участках ступеней, а также в пределах Наровлянского горста каменная соль фациально замещается сульфатными или карбонатно-сульфатными породами.

Единичные маломощные линзообразные залежи каменной соли могут быть обнаружены и в других частях прогиба. При этом не исключено появление ее на иных стратиграфических уровнях. В пользу этого свидетельствует наличие в нижнефаменских отложе-

Глубина залегания и мощность пласта каменной соли
в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба

Номер скважины	Площадь	Глубина залега- ния, м		Мощ- ность, м
		от	до	
Участок I				
2-р	Восточно-Выступовичская	3739,0	3747,5	8,5
12-р	Ельская	2467,0	2469,0	2,0
22-р	Ельская	2155,0	2156,5	1,5
28-р	Ельская	4257,5	4264,0	6,5
1-р	Николаевская	2980,5	2982,5	2,0
3-р	Николаевская	2856,0	2859,0	3,0
Участок 3				
2-р*	Мозырская	3370,5	3373,0	2,5
1-р	Прудокская	3280,0	3282,0	2,0
Участок 4				
1-р	Смагловская	3070,5	3072,5	2,0

* По керну каменная соль поднята из интервала
3357,5-3368,5 м.

ниях нескольких пластов сульфатных пород, которые по простиранию могут замещаться каменной солью.

В разрезе Мозырской скв. 2-р каменная соль залегает на карбонатно-глинистых породах и имеет мощность 1,8 м (по керну). Представлена она светло-серыми и серыми разностями, среди которых наблюдаются прослойки (0,5-1 см), загрязненные тонкорассеянным глинистым материалом с примесью органического вещества. Мощность прослоев чистой каменной соли достигает 0,5 м. Перекрывается она пластом глин мощностью 2,3 м. Контакт между ними четкий, резкий. Глины - темно-серые до черных, аргиллитоподобные, плитчатые с линзовидными включениями, пропластками и прослойками светло-буровато-серого известняка. В последнем встречаются пленки ракообразных и остракоды. Выше в разрезе

залегает пласт доломита (6,6 м) темно-серого с зеленоватым оттенком, плотного, крепкого, скрытокристаллического, участками глинистого и опесчаненного.

Петрографические исследования показали, что основная масса каменной соли сложена тесно прилегающими друг к другу зернами галита изометричной или кубической формы, реже неправильно-полигональной. Контакты между зернами, как правило, прямолинейные, границы слаборазличимы, хорошо заметна система трещин спайности. Преобладает каменная соль средне- и крупнозернистой структуры с размером зерен 3-9 мм. Встречаются также водяно-прозрачные разности галита с кристаллами до 1,5-2,0 см.

В каменной соли присутствуют газопо- жидкие включения, образующие на отдельных участках многочисленные скопления. Однако структуры с зональным строением зерен галита ("лодочки" и "елочки") не обнаружены. Каменная соль в основной своей массе является чистой. Из примесей чаще всего встречается глинистое битуминозное вещество, которое образует скопления и ступки неправильной, реже овальной формы размером 0,1x0,2 мм. Среди них иногда присутствует халцедон в виде розеток размером до 0,1 мм и карбонат. Те и другие встречаются также вне скоплений глинистого вещества.

Данные химического анализа каменной соли показали следующий ее состав (%): NaCl - 99,71-99,76 (среднее 99,73), KCl - 0,033-0,044 (0,038), MgCl_2 - 0,012-0,024 (0,016), CaSO_4 - 0,02-0,03 (0,023), CaCl_2 - 0,02-0,04 (0,027), H_2O - 0,01-0,04 (0,023). Содержание нерастворимого в воде остатка (н.о.) - 0,07-0,12%. Количество брома в галите составляет 0,0025-0,0036%, а величина бром - хлорного отношения ($\frac{\text{Br}}{\text{Cl}} \cdot 10^3$) колеблется от 0,04 до 0,06.

По некоторым геохимическим характеристикам (низкие значения KCl , MgCl_2 , Br и н. о.) каменная соль из нижнефаменских отложений больше всего тяготеет к каменной соли галитовой субформации [5]. С другой стороны, можно отметить пониженные соотношения $\frac{\text{CaSO}_4 \text{ в.р.}^*}{\text{CaSO}_4 \text{ в.р. н.о.}}$ и более высокие $\frac{\text{CaCl}_2}{\text{MgCl}_2}$ по сравнению с каменной солью галитовой субформации.

Значения бром-хлорного отношения в изученных образцах ка-

* в. р. - воднорастворимая часть CaSO_4

менной соли ниже, чем в кристаллах галита, выделяющегося из морской воды на ранней стадии ее сгущения. Такие низкие величины бром-хлорного отношения обычно наблюдаются в каменной соли, кристаллизовавшейся из растворов обедненных бромом или подвергшейся перекристаллизации на стадиях диагнеза и катагенеза [1, 2].

Рассматриваемый пласт каменной соли, несмотря на небольшую мощность, играет важную роль при расчленении разреза задонских отложений на подгоризонты. Палинологическими исследованиями [9] ряда скважин центральной и южной частей прогиба установлено, что ниже пласта каменной соли породы содержат нижнезадонский комплекс спор, а выше — верхнезадонский. Для отмеченных частей прогиба, где межсолевая толща представлена разнофациальными отложениями, этот пласт может быть использован в качестве репера.

Опираясь на особенности распространения каменной соли по латерали, а также на результаты изучения ее химического состава и характер литофаций задонских отложений представляется возможным остановиться на отдельных аспектах условий ее образования. В задонское время накопление каменной соли происходило в пределах локальных впадин рельефа дна бассейна, в которых скапливались рассолы насыщенные по хлористому натрию. Палеодепрессии создавались в основном в результате недокомпенсации прогибания осадконакоплением. Характер рельефа дна и количество накапливаемых рассолов определяли форму и размеры солеродных суббассейнов, которые отделялись друг от друга подводными и реже надводными выступами. Образование каменной соли в локальных палеодепрессиях в пределах Мозырской, Щестовичской и Копаткевичско-Великоборской ступеней происходило в более глубоководных условиях, чем в Ельской синклинали, где на большей ее части прогибание компенсировалось осадконакоплением. Глубина локальных палеодепрессий, например, в пределах Мозырской ступени, определенная как разность максимальных мощностей мелководных (район Восточно-Выступовичской скв. 2-р) и глубоководных осадков, составляла не менее 150 м. Остатки фауны задонских отложений (остракоды, пелециподы, ракообразные и др.) в разрезах центральной и южной частей прогиба представлены преимущественно пелагическими формами, подтверждающими относи-

тельную глубоководность условий осадконакопления. Обращает на себя внимание тот факт, что предполагаемые площади развития пласта каменной соли занимают значительные части ступеней, в то время как мощность его весьма выдержана. Это может свидетельствовать в пользу относительно пологого рельефа, дифференциация которого происходила лишь в местах сочленения тектонических ступеней. В формировании состава вод, из которых происходила кристаллизация каменной соли, определенную роль играли descendedные рассолы. Они могли, по-видимому, образоваться в результате размыва и растворения верхнефранских соленосных отложений на локальных участках в пределах положительных форм рельефа дна бассейна (район Анисимовской, Кустовницкой, Наровлянской, Дудичской и других площадей). Это подтверждается отсутствием межсолевых отложений и верхней части разреза верхнефранских соленосных отложений на указанных площадях, а также низкими значениями (0,04–0,06) бром-хлорного отношения для каменной соли. Значения соотношений $\frac{\text{CaSO}_4 \text{ в.р.}}{\text{CaSO}_4 \text{ в.р.} + \text{I.б.}}$, $\frac{\text{CaCl}_2}{\text{MgCl}_2}$ и характер их связи также подчеркивает основную роль процессов растворения в формировании состава рассолов.

Следует подчеркнуть, что образование пласта каменной соли в условиях относительно глубоководного бассейна, где преимущественно шла садка карбонатного материала, а растительный и животный подводный мир характеризовались богатством и разнообразием форм, свидетельствует об особой обстановке седиментации. Припятский прогиб, начиная с эйфельского века, периодически испытывал растяжения в связи с этапами формирования рифтового грабена. С этими этапами связано и соленакопление [II, I2]. Основные объемы солей отлагались в конседиментационно развивающихся разломных зонах. Не исключено, что какую-то роль в процессе соленакопления играли воды, разгружающиеся по зонам разломов на определенных участках сочленения ступеней. В этом случае, в местах разгрузки и смешения подземных и бассейновых вод, мог осаждаться сульфат кальция, а из опустившихся в погруженные зоны рассолов кристаллизироваться галит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
2. Валяшко М.Г., Мандрюкина Т.В. Бром в соляных отложениях как генетический поисковый признак. М., Госгеотехиздат, 1952. (Труды ВНИИГ. Вып. 23).
3. Голубцов В.К. Девонская система. — В кн.: Геология СССР. Т. 3. Белорусская ССР. М., "Недра", 1971.
4. Голубцов В.К., Махнач А.С. Фаши территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
5. Ерошина Д.М., Седун Э.В. Химический состав каменной соли галогенной формации северо-восточной части Припятской впадины. — "ДАН БССР", 1972, т. 16, № 6.
6. Краткий стратиграфо-палеонтологический очерк девонских отложений Припятской впадины. — В кн.: Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии, Минск, 1975. (БелНИГРИ). Авт.: Голубцов В.К., Кедо Г.И., Линник Л.С., Кручек С.А., Демиденко Э.К., Некрята Н.С., В.И. Авхимович.
7. Кручек С.А. Нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба. — Автореф. диссертации на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Минск, 1976. (БелНИГРИ).
8. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. Минск, "Наука и техника", 1966. Авт.: Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуть В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А.
9. Некрята Н.С. Спорные комплексы из нижнефаменской (межсолевой) толщи Припятской впадины и их стратиграфическое значение. — В кн.: Споры палеозоя Белоруссии, Минск, 1974. (БелНИГРИ).
10. Окушко В.Б., Шаяхметов Ф.Ш. Современная структура Припятской впадины по межсолевым отложениям. — В кн.: Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии, Минск, 1975. (БелНИГРИ).
11. Особенности формирования структуры фанерозойского осадочного чехла Припятского прогиба. — В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск, "Наука", 1977. Авт.: Кислик В.З., Сачок Г.И., Алзберг Р.Е., Высоцкий Э.А.
12. Среднедевонские соленосные отложения Припятской впадины. — "Советская геология", 1976, № 4. Авт.: Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Голубцов В.К., Седун Э.В., Кручек С.А.
13. Урьев И.И., Кручек С.А. Литолого-фашиальные зоны эдоскопического межсолевого комплекса Припятской впадины. — В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1975.

УДК 552.553.632.(476.2)

В.З. КИСЛИК, Э.А. ВЫСОЦКИЙ,
И.И. ЗЕЛЕНЦОВ, Б.А. ПРОТАСЕВИЧ,
А.Я. ЗИНГЕРМАН, В.П. ДАШКЕВИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ЖИТКОВИЧСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Поисковыми работами, проведенными Белорусской геологоразведочной экспедицией в 1974–1977 гг., выявлено Житковичское месторождение калийных солей, расположенное в западной части Гомельской области, южнее г. Житковичи. В геологическом строении его принимают участие породы кристаллического фундамента и осадочного чехла. В составе последнего выделяются верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения общей мощностью до 3800 м.

В районе месторождения верхнефаменская соленосная формация на полную мощность пройдена скважинами Туровская I-р, Найдовская I-р, № 444 и 445. Мощность ее достигает 1546 м. Как и в других частях Припятского прогиба, разрез соленосной формации отчетливо разделяется на две субформации: нижнюю – галитовую и верхнюю – калиеносную, мощность которых соответственно составляет 299–434 и 465–1112 м.

Галитовая субформация представлена чередованием пачек относительно чистой каменной соли и несоляных пород. Мощность первых колеблется от 25 до 80, а вторых – от нескольких метров до 25 м. Соленасыщенность разреза составляет 80–86%. Слагающая субформацию каменная соль светло-серого и серого цвета, в значительной степени перекристаллизованная. Среди несоляных пород развиты мергели, ангидриты, известняки, алевролиты, песчаники,

глины. Присутствуют также смешанные породы глинисто-карбонатно-сульфатного ряда. Изредка встречаются прослои буровато-серых битуминозных мергелей.

Калиеносная субформация сложена чередующимися пачками каменной соли и несоляных пород. Мощность первых изменяется от 5 до 100, а вторых — от 1,5 до 30 м. Внизу разреза субформации развита пачка глинисто-мергелистых пород мощностью до 80 м, являющаяся региональным репером в Припятском прогибе [1]. Соленасыщенность калиеносной субформации значительно ниже, чем галитовой и составляет 65–70%, при этом в верхней части разреза она достигает 90–95, а в нижней — 56–63%.

В калиеносной субформации преимущественным развитием пользуется каменная соль розовой, красной, бурой и грязно-серой окраски. В основной своей массе она представлена кристаллически-зернистым галитом, не подвергшимся существенной перекристаллизации и сохранившим черты зонального строения. Чередование миллиметровых ангидритовых и карбонатно-сульфатно-глинистых прослоев и каменной соли создает четкую ритмичность. Мощность элементарных ритмов колеблется от 1 до 15 см. В пачках каменной соли часто наблюдается вкрапленность сильвина, а в некоторых из них (в средней и в верхней частях разреза) развиты калийные горизонты.

Несоляные пачки сложены преимущественно сероцветными карбонатными глинами и глинистыми мергелями. Встречаются также алевролиты, песчаники, глинистые ангидриты, известняки и доломиты. Среди них в виде прослоев, гнезд и прожилков отмечается каменная соль.

Условия залегания соленосных отложений определяются структурой кристаллического фундамента и подсолевых отложений, дифференцированностью их рельефа и историей тектонического развития отдельных блоков. Структурная карта по поверхности подсолевых отложений, построенная по данным бурения и площадных геофизических работ, отражает значительную расчлененность комплекса подсолевых отложений, наличие в них разрывных нарушений типа обросов. Однако, для внутренней структуры верхнефаменской соленосной формации разрывные нарушения не характерны.

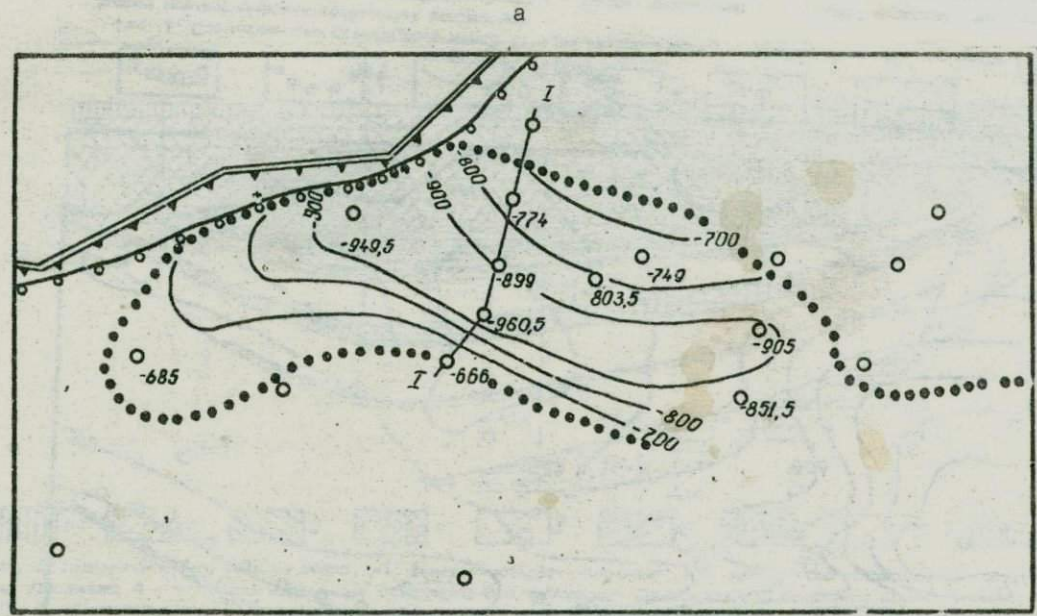
Соленосные отложения (рис. 1, а) характеризуются синклинальным залеганием с более крутым южным (до 7°) и относитель-

но пологим северным (до 3°) крылом. Ось структуры проходит в районе скв. № 443, 446, 442. В северной части месторождения по данным геофизических и буровых работ в соленосных отложениях выявлена зона разрывных нарушений субширотного простирания (рис. 2), отраженная также на структурной карте по кровле соленосной формации сгущением изолиний (рис. I, б). Возможно, что южная граница распространения калийных горизонтов также контролируется зоной разрывных нарушений.

Характер залегания кровли соленосных отложений в какой-то степени не согласуется с их внутренней структурой, частично нивелируясь. Житковичская депрессия, четко вырисовывающаяся в структурном плане по внутрисолевым горизонтам (рис. I, а), по поверхности соленосных отложений не выражена. Наибольшее погружение кровли соли наблюдается вблизи Микашевичско-Житковичского выступа, в его приразломной зоне (скв. № 476, 443), где она встречена на глубине от 804 до 844,9 м. Такое относительно глубокое залегание кровли соленосных отложений при воздымании ее внутренних горизонтов обусловлено развитием процессов дренажного подземного выщелачивания соли и формированием узких приразломных эрозионных врезов. Эта область погружения кровли переходит в еще более узкую приразломную синклиналь, ось которой протягивается в субширотном направлении от скв. № 446 в район Петриковской скв. 6-р параллельно зоне нарушений.

Для соленосных отложений, которые накапливались в период наиболее активных тектонических движений, и в структуре которых в большей степени, чем в других отложениях, сказались последующие перестройки структурного плана, большое значение для понимания специфики конседиментационной и постседиментационной тектоники имеет еще и полнота разреза. Анализ показывает, что полнота разреза хорошо согласуется с внутренней структурой соленосных отложений; а именно в осевой зоне Житковичской депрессии отмечаются наиболее полные разрезы калиеносной субформации (скв. № 443, 448, 442, 447); на крыльях ее, как правило, наблюдаются несколько сокращенные разрезы.

Следует отметить, что характер залегания и особенности распространения калийных горизонтов контролируются, главным образом, конседиментационным структурным планом соленосной формации. Этим объясняется тот факт, что калийные соли нахо-



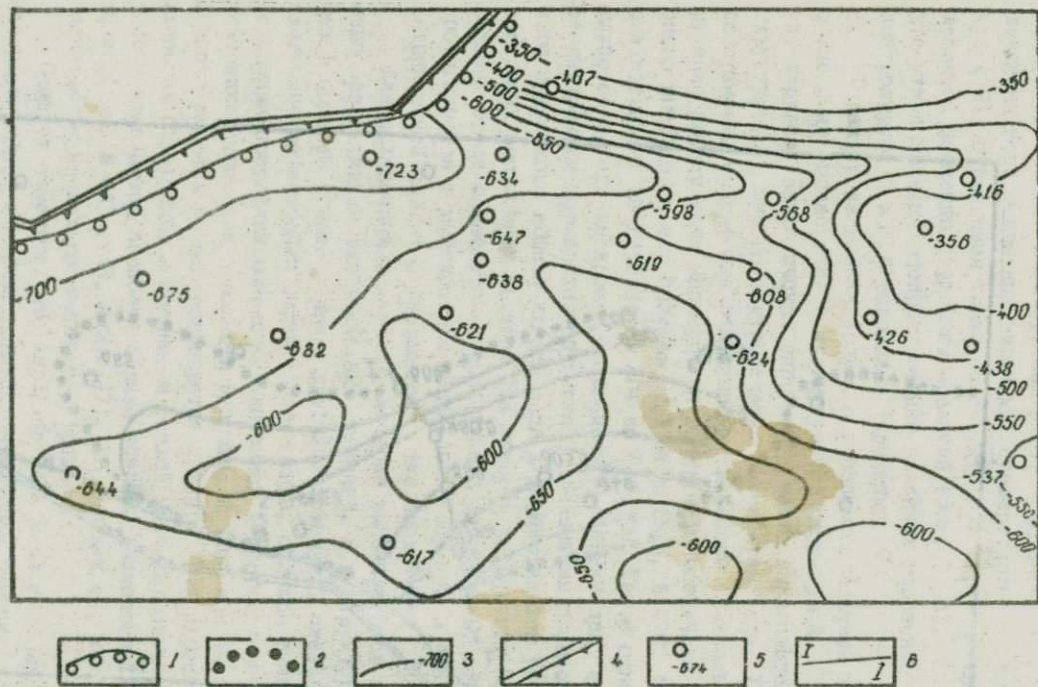


Рис. 1. Схематические структурные карты (а - по внутрисолевому горизонту /подшва горизонта 1У-П/, б - по кровле верхнефаменских соленосных отложений):

1 - граница распространения верхнефаменских соленосных отложений; 2 - граница развития горизонта 1У-П; 3 - изогипсы, м; 4 - разломы, ограничивающие Михашевско-Житковичский выступ; 5 - скважины и глубина залегания в абсолютных отметках, м; 6 - линия геологического профиля

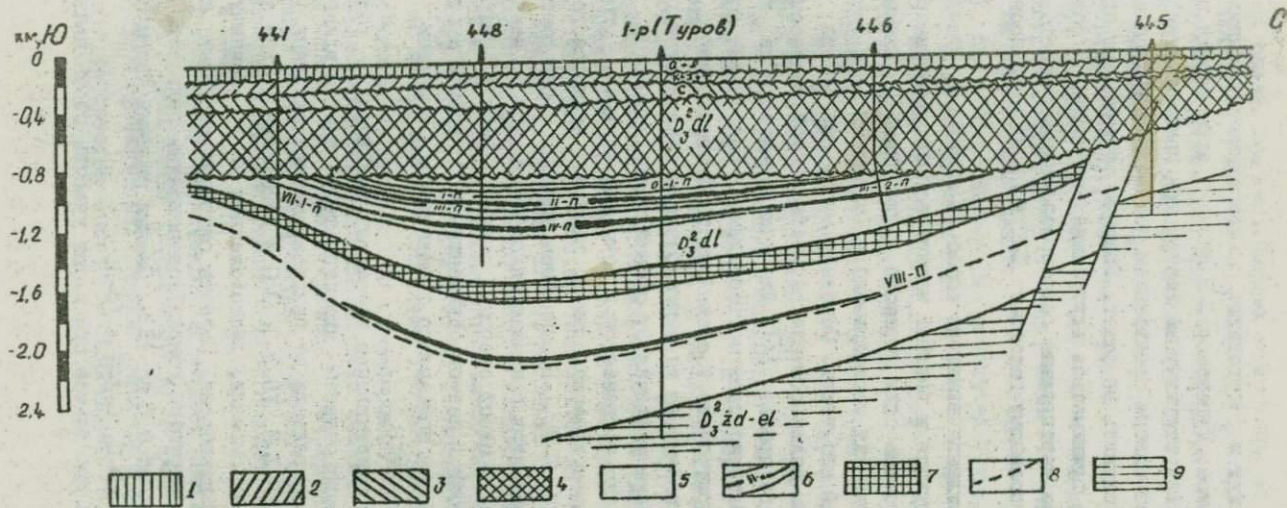


Рис. 2. Геологический профиль по линии 1-1; 1 - кайнозойские отложения; 2 - мезозойские отложения; 3 - каменно-угольные отложения; 4 - девонские надсолевые отложения; 5 - соленосные отложения; 6 - горизонты калийных солей; 7 - маркирующий горизонт (репер "В"); 8 - граница между калийной и галитовой субформациями; 9 - мезо-солевые отложения

дятся в депрессиях и отсутствуют на конседиментационных поднятиях (Петриковское, Туровское). В связи с этим кровля соленосных отложений, как структурный фактор при поисках калийных солей в районах со слабым проявлением постседиментационной соляной тектоники, служить не может. Главным образом при этом во внимание должна приниматься внутренняя структура соленосной формации, хорошо картируемая сейсморазведочными работами по опорному внутрисолевому горизонту П-П в низах калиеносной субформации.

На месторождении выявлено около 15 калийных горизонтов, которые группируются в верхней части разреза субформации (приложение 7), и только один горизонт, выделенный по данным промыслово-геофизических исследований в Туровской скв. I-р, расположен в нижней его части. Основная масса горизонтов связана со вторым этажом калиеносности верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба [4]. Для них принята та же индексация, что и на Петриковском месторождении. Наибольшее количество горизонтов приурочено к осевой части Житковичской депрессии, где более полные по строению разрезы завершаются горизонтом О-4-П. По мере удаления от осевой части депрессии полнота разреза постепенно сокращается и исчезают верхние горизонты (рис. 2). Наиболее выдержанными по латерали являются горизонты У-П, Ш-2-П, Ш-П, П-П, I-П, при этом площади распространения вышележащих горизонтов сокращаются по сравнению с нижележащими. Это связано, с одной стороны, с заполнением и сокращением размеров депрессии в период седиментации, с другой стороны, с развитием процессов подземного выщелачивания и эрозии кровли соленосных отложений.

Отмечается выклинивание некоторых калийных горизонтов внутри соленосного разреза, что свидетельствует о влиянии конседиментационного рельефа на распространение калийных солей. Так, горизонты У-П-I-П, У-П-2-П, О-П и некоторые другие выклиниваются в разрезах скважин, расположенных на незначительном удалении от оси депрессии. Полнота разрезов калийных горизонтов также контролируется конседиментационным рельефом. Мощности их колеблются от 0,5 до 13 м. Самыми мощными являются горизонты У-П, Ш-П, П-П, О-4-П и УШ-П.

В строении горизонтов принимают участие слои калийных и

каменной солей. Мощность первых колеблется от 0,1 до 1,5, чаще составляя 0,3-0,6 м, а вторых - от 0,1 до 3,0 м. Иногда в них присутствуют прослои несоляных пород (горизонты Ш-П, IV-П). Однако в целом горизонты достаточно чистые и содержат лишь тонкие (миллиметровые) прослойки карбонатно-глинистых, глинисто-сульфатных и сульфатных пород.

Как правило, наиболее мощные горизонты имеют многослойное строение, но встречаются и такие, которые представлены одним слоем на всей площади распространения (горизонты Ш-4-П, П-1-П, 0-2-П). Для первых характерна различная группировка слоев в разрезе. В одних случаях слои калийных солей располагаются компактно, в других - разобщенно. Последнее оказывает существенное влияние на их промышленную оценку.

Калийные соли Житковичского месторождения, также как и других месторождений Припятского прогиба, относятся к бессульфатному типу и характеризуются довольно простым минеральным составом - они представлены сильвинитом и карналлитом. Сопутствующими минералами являются галит и ангидрит. Калийные соли, слагающие слои в горизонтах, в одних случаях представлены чистыми сильвинитами (горизонты 0-2-П, 0-4-П, П-П и др.), в других - карналлитсодержащими сильвинитами и сильвин-карналлитовой породой. Наблюдается локальное изменение их состава по площади (например, от чистых сильвинитов до сильвин-карналлитовой породы в горизонте IV-П). Калийные соли характеризуются разнообразной окраской: от белой и бледно-розовой до бледно-красной и красной с преобладанием слабо окрашенных разностей. Среди них встречается синий галит. В отличие от солей Петриковского месторождения они менее пестрые, а по сравнению со Старобинским - окрашены менее интенсивно.

Текстурные особенности калийных солей приближают их к петриковскому типу (неяснослоистые, беспорядочнослоистые, участками слоистые), структуры - мелко-, средне- и, часто, крупнозернистые. Наибольший интерес представляют горизонты IV-П и П-П.

Горизонт IV-П расположен в средней части разреза субформации, в III ритмопачке (приложение 7), в 300-350 м выше регионального геофизического опорного горизонта П-П (репер В). Площадь его распространения на месторождении составляет около

250 км². Границы горизонта на северо-северо-западе контролируются Микашевичско-Житковичским выступом, на северо-северо-востоке — Бриневской зоной разрывных нарушений, на юге — Туровским поднятием. На востоке горизонт не оконтурен. Глубина залегания его по данным пройденных скважин колеблется от 791 до 1087,5, а мощность — от 6,30 до 8,93 м. Наибольшие мощности отмечаются в зоне, примыкающей к Микашевичско-Житковичскому выступу.

В сводном разрезе горизонта выделяется до десяти калийных слоев (приложение 8). На востоке месторождения строение его аналогично нижнему пласту индентичного горизонта Южного участка Петриковского месторождения. Здесь он состоит из четырех основных калийных слоев (1, 2, 3, 4), разделенных каменной солью, и двух дополнительных слоев (0-1 и 0-2) внизу разреза. Индексация слоев та же, что и на Петриковском месторождении 5, где горизонт является промышленным. На западе, в скв. № 443 и 446 между слоями 1 и 2 (приложение 8) появляется дополнительный слой 1-а, а выше 4 — 5, 6, 7 слои. Эти данные свидетельствуют о том, что в период накопления горизонта более интенсивное прогибание происходило в западной части.

Слой 1 изменяется в мощности от 0,42 до 1,13 м. Представлен он сильвинитами, карналлитсодержащими сильвинитами и сильвин-карналлитовой породой. В скважинах, расположенных на северном крыле слой — сильвинитовый. Развита бледно-розовые, красноватые, неяснослоистые сильвиниты с тонкими прослоями (до 3 мм) галопедитов. В верхней части слоя присутствуют крупные кристаллы галита. В осевой части депрессии он сложен сильвин-карналлитовой породой буровато-красной и пестроцветной. Отмечается синий галит. По данным бороздковского опробования содержание KCl колеблется от 26,60 до 40,24% (в среднем 33,53%), MgCl₂ — от 0,04 до 6,18, а н. о. — от 0,24 до 1,23%. Повышенные количества MgCl₂ наблюдаются в осевой части депрессии; а н. о. — на севере месторождения.

Слой 2 изменяется в мощности от 0,20 до 0,43 м. В целом он имеет большую мощность на западе и представлен сильвинитами, карналлитсодержащими сильвинитами и сильвин-карналлитовой породой. Преобладают сильвиниты бледно-розового, розового и красного цвета с мощностью прослоев до 2 см. Текстура их неяс-

нослоистая, а структура — разномзернистая. Сильвин-карналлитовая порода обычно бледно-красного и буровато-красного цвета. Содержание KCl в слое изменяется от 23,09 на востоке месторождения до 34,62% на западе. Количество $MgCl_2$ обычно не превышает 1,6% и лишь в осевой части достигает 14,27%. Содержание н. о. невысокое — от 0,25 до 0,68%.

Слой 3 характеризуется наибольшей мощностью — от 0,70 до 1,37 м (на западе месторождения). Состав пород в нем меняется аналогично описанным выше слоям. Так, на северном крыле слой представлен сильвинитами розовыми, беловатыми, слоистыми и неяснослоистыми, мелко- и среднезернистыми, реже крупнозернистыми с прослойками глинисто-сульфатных пород мощностью до 1 см. На востоке распространены бесцветные сильвиниты. В ряде скважин (№ 443, 448, 447) присутствует также карналлит (до 27,76%). Содержание KCl колеблется от 25,91 до 39,85, $MgCl_2$ — от 0,04 до 9,52, а н. о. — от 0,25 до 1,21%.

Слой 4 имеет мощность от 0,28 до 0,85 м. Он представлен чередованием прослоев бледно-розовых и белых сильвинитов и мутно-белой, опаловидной каменной соли, иногда с включениями зерен синего галита. Сильвиниты — средне- и крупнозернистые с мощностью прослоев 1–2 см. В средней части слоя присутствуют глинистые мергели серые, светло-серые мощностью 2–3 см. Содержание KCl изменяется от 22,03 до 39,82%. Максимальные его значения отмечаются на северо-западе, где наблюдается и наибольшая мощность слоя. Количество $MgCl_2$ изменяется от 0,04 до 11,20% (в осевой части депрессии), а н. о. — от 0,45 до 3,12%.

Для основных слоев (I–4) в целом характерны общие закономерности в изменении мощности, содержания основных компонентов минерального состава. Наибольшей мощностью и относительно высоким содержанием хлористого калия слои характеризуются на участке, прилегающем к Микашевичско-Житковичскому высту, где отмечаются и относительно повышенные содержания нерастворимого в воде остатка. Максимальные содержания хлористого магния характерны для осевой части современной депрессии. Эти особенности отличают горизонт IV–II Житковичского месторождения от Петриковского, где закономерный рост содержания этого компонента наблюдается вверх по разрезу.

Дополнительные слои в нижней части горизонта IV–II изменя-

ются в мощности от 0,15 до 0,34 м. Содержание в них KCl колеблется от 14,53 до 33,21, $MgCl_2$ — от 0,08 до 8,14 и н. о. — от 0,45 до 1,20%. Сильвиниты и сильвинит-карналлитовая порода образуют в этих слоях либо тонкие прослои, либо обильную вкрапленность в каменной соли.

Слои 5, 6 и 7, появляющиеся в верхней части горизонта на западе месторождения, имеют мощность от 0,10 до 0,46 м. Содержание в них KCl колеблется от 18,05 до 54,97 (преобладает 33-3%), $MgCl_2$ — от 0,04 до 5,13 и н. о. — от 0,65 до 2,67%. Эти слои представлены преимущественно сильвинитами бледно-розовыми и розовыми или каменной солью с обильной вкрапленностью сильвина.

Калийные слои в разрезе горизонта IV-П чередуются со слоями каменной соли мощностью от 0,25 до 1,26 м. Максимальную мощность (0,96-1,26 м) имеют слои (1-2) и (3-4). Слой (2-3) наименее мощный, характеризуется существенной изменчивостью содержания всех компонентов. Наибольшее содержание нерастворимого в воде остатка наблюдается в слое (3-4), а по площади — возрастает в слоях на западе месторождения. Содержание хлористого магния повышается в скв. № 443 и 448, где им обогащены и калийные слои.

Горизонт П-П расположен в разрезе калиеносной субформации на 100-170 м выше горизонта IV-П. Залегает он в погруженной части Житковичской депрессии и распространен на площади около 130 км². Границы его развития определяются теми же структурно-тектоническими элементами, что и горизонта IV-П; на востоке он не оконтурен. Горизонт встречен на глубинах от 754,6 (Найдовская скв. I-в) до 921,27 м (скв. № 443 на западе месторождения). Строение горизонта достаточно сложное и изменчивое (приложение 9). В полном (сводном) его разрезе выделяется до 12 относительно маломощных (до 0,7 м) калийных слоев. Наиболее выдержанной на площади является средняя часть горизонта. Менее устойчивы верхняя и самая нижняя части. По простиранию часто вместо сильвинитовых прослоев появляется обильная вкрапленность сильвина. Мощность горизонта колеблется от 3,10 до 12,75 м. Калийные слои представлены в основном бледно-розовыми сильвинитами, переходящими в каменную соль с сильной вкрапленностью сильвина. Прослои несоляных пород встречаются редко, повышен-

ных содержаний $MgCl_2$ не наблюдается, лишь в скв. № 448 в прослоях сильвинитов отмечается примесь карналлита (до 8-13,6%). Текстура сильвинитов — неяснослоистая и пятнистая.

В связи с возможностью промышленного освоения горизонтов IV-П и П-П представляют интерес и горизонты O-2-П и O-4-П, развитые в самой верхней части разреза.

Горизонт O-2-П располагается выше горизонта П-П на 90-110 м. Он вскрыт в осевой части депрессии на востоке месторождения. Не исключено, что горизонт распространяется и дальше на восток. Состоит он из одного слоя калийных солей мощностью I,16-I,45 м. По данным опробования (скв. № 442) содержание KCl составляет 41,58, $MgCl_2$ — 0,08 и н. о. — 0,38%. В других скважинах по данным промыслово-геофизических исследований содержание оценивается (KCl) в 35-40%.

Горизонт O-4-П расположен в самой верхней части субформации. Мощность его изменяется от 1,55 до 5,95 м. В разрезе горизонта присутствует от двух до пяти слоев калийных солей. В скв. № 448 выделен продуктивный пласт мощностью 5,95 м, с содержанием KCl — 19,29, $MgCl_2$ — 0,06 и н. о. — 0,25%.

При оценке промышленного значения горизонтов учитывалась возможность отработки их как валовым, так и селективным способами. В этом случае задача сводилась к выбору варианта, который наилучшим образом отвечал бы требованиям промышленных кондиций, установленных для Старобинского и Петриковского месторождений.

В горизонте IV-П выделяется продуктивный пласт, который по своим параметрам отвечает требованиям кондиций, принятых для Старобинского месторождения (табл. I).

При валовом способе отработки горизонта продуктивный пласт удовлетворяет требованиям кондиций на площади около 177 км². Среднее содержание основных компонентов при этом составляет: KCl — 20,47, $MgCl_2$ — 1,44 и н. о. — 2,72%. исходя из средней мощности пласта — 5,87 м, прогнозные запасы сырых солей оцениваются в 2,17 млрд. т, в том числе K_2O — 281,13 млн. т.

Строение горизонта IV-П благоприятствует применению и селективного варианта его отработки. При этом значительно повышается содержание в руде хлористого калия (в среднем до 30,6%), снижается содержание нерастворимого остатка и незначительно

Характеристика продуктивного пласта горизонта IV-II (валовый вариант)

Номер скважины	Индекс калийного слоя	Глубина залегания, м		Мощность, м	Средневзвешенное содержание, %		
		от	до		KCl	MgCl ₂	н. о.
258	I-3	927,99	931,45	3,46	15,62	0,06	0,49
442	I-3	1029,12	1032,90	3,78	18,41	1,31	1,02
443	I-6	1069,09	1076,44	7,35	21,48	3,91	2,29
446	I-7	892,85	901,25	8,40	20,16	0,28	4,87
476*	I-3	808,95	812,90	3,95	16,63		

* Данные по каротажу.

увеличивается (в среднем до 1,85%) содержание хлористого магния (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика продуктивных слоев горизонта IV-II
(селективный вариант)

Номер скважины	Индекс калийного слоя	Глубина залегания слоя, м		Мощность, м	Средневзвешенное содержание, %		
		от	до		KCl	MgCl ₂	н.о.
258	I	930,52	931,45	0,93	26,60	0,04	0,35
258	3	927,99	928,71	0,72	25,91	0,04	0,26
о у м м а р н о				1,65	26,30	0,04	0,31
442	I	1031,77	1032,90	1,13	33,08	1,70	0,33
442	3	1029,12	1029,85	0,73	31,90	1,29	0,92
с у м м а р н о				1,86	32,62	1,54	0,66
443	I	1075,57	1076,44	0,87	36,38	5,87	0,53
443	2-3	1072,00	1074,40	2,40	27,54	5,43	1,19
443	4	1070,16	1070,94	0,78	39,82	5,40	1,21
о у м м а р н о				4,05	31,80	5,52	1,05
446	I	900,35	901,25	0,90	40,24	0,35	1,23
446	2-3	897,20	899,19	1,99	28,09	0,32	1,46
446	4	895,39	896,24	0,85	38,33	0,23	3,12
о у м м а р н о				3,74	33,34	0,31	1,78
447	3	977,70	978,40	0,70	37,47	3,45	0,25
476*	I	811,85	812,90	1,05	25,97		
	2-3	808,95	810,65	1,70	17,81		
	4-5	806,30	807,69	1,39	14,80		
с у м м а р н о				4,14	18,87		

* Данные по каротажу.

Основу селективного варианта составляют I и 3 калийные слои. На западе и северо-западе представляется возможным использование объединенных 2 и 3 слоев, а также 4, в ряде случаев совместно с 5.

При селективном варианте площадь, где горизонт удовлетворяет требованиям кондиций, возрастает до 204 км². В случае применения селективного способа в эксплуатацию будут вовлечены руды, аналогичные выделенным на Карлюкском месторождении [2], представленные тремя технологическими типами: I – сильвиниты ($MgCl_2$ до 1,5%), II – карналлитсодержащие сильвиниты ($MgCl_2$ – 1,5–5,0%), III – сильвин–карналлитовые и карналлитовые породы ($MgCl_2$ – более 5%). Преобладающими типами руд на Житковичском месторождении являются первый и второй. Третий тип распространен в осевой части депрессии. Скв. № 448, как и в первом варианте, в подсчет запасов не включена в связи с наличием в горизонте IV–II сильвин–карналлитовых пород с высоким количеством (в среднем 8%). Подсчитанные прогнозные запасы сырых солей при селективном варианте обработки составляют 1,3 млрд. т.

По данным поисковых скважин покрывающие калийный горизонт породы в достаточной степени устойчивы и представлены в основном каменной солью с редкими и маломощными прослоями несоляных пород, представленных глинистыми мергелями и глинисто-сульфатными породами.

В связи с тем, что водоносные горизонты на месторождении не изучены, судить о мощности водозащитной толщи трудно. Однако она будет не меньше мощности соленосного разреза, перекрывающего горизонт. Мощность покровной соли менее 50 м отмечается в периферийных частях, на западе и севере площади распространения горизонта.

В горизонте II–II выдержанная группа калийных слоев отмечается в средней части, где они образуют продуктивный пласт, характеристика которого дана в табл. 3.

Как видно, мощность продуктивного пласта значительная и достаточно выдержанная, содержание хлористого калия устойчивое и отвечает кондициям Старобинского месторождения; вредные примеси практически отсутствуют.

Прогнозные запасы сырых солей по горизонту оцениваются в 929 млн. т, в том числе K_2O – II4,3 млн. т.

Строение горизонта позволяет рассмотреть и селективный вариант его обработки. В этом случае в разрезе продуктивной его части можно выделить нижний и верхний пласты (приложение 9), данные по которым приведены в табл. 4

Таблица 3

Характеристика продуктивного пласта горизонта П-П
(валовый вариант)

Номер скважины	Глубина залегания пласта, м		Мощность, м	Средневзвешенное содержание, %		
	от	до		KCl	MgCl ₂	н. о.
258	808,40	811,50	3,10	20,72	0,07	0,80
442	885,46	888,50	3,04	19,05	0,50	0,31
443	921,21	925,27	4,00	19,91	0,12	0,99
448	907,30	910,90	3,60	18,25	1,82	0,50
Найдовская I-р	758,80	762,15	3,35	20,00		

Таблица 4

Характеристика продуктивных пластов горизонта П-П
(селективный вариант)

Номер скважины	Пласт	Глубина залегания, м		Мощность, м	Средневзвешенное содержание, %		
		от	до		KCl	MgCl ₂	н. о.
258	нижний	810,08	811,50	1,42	27,20	0,06	0,84
258	верхний	808,40	809,24	0,84	26,20	0,10	0,36
	суммарно			2,26	26,83	0,07	0,66
442	нижний	887,29	888,00	0,71	26,19	0,97	0,24
442	верхний	885,46	886,47	1,01	25,87	0,04	0,30
	суммарно			1,72	26,00	0,42	0,28
443	нижний	924,26	925,27	1,01	25,70	0,08	0,33
443	верхний	922,34	923,50	1,16	27,58	0,25	0,80
	суммарно			2,17	26,70	0,17	0,58
Найдовская I-р	нижний	760,80	762,15	1,35	27,00		
	верхний	758,80	759,65	0,85	26,00		
	суммарно			2,20	26,61		

Площадь, на которой возможна селективная отработка гори -

зонта, составляет 99 км^2 , в пределах которой прогнозные запасы сырых солей оцениваются в 426 млн. т, в том числе K_2O — 71,4 млн. т. Породы кровли, представленные каменной солью, достаточно устойчивы. Мощность соленосного разреза над продуктивным пластом, обладающего водозащитными свойствами, значительная и превышает в восточной части месторождения 100 м.

Приведенные данные по прогнозным запасам, условиям залегания продуктивных горизонтов и качеству сырья позволяют считать Житковичское месторождение объектом, заслуживающим внимания для постановки геологоразведочных работ. Суммарные прогнозные запасы сырых солей по двум горизонтам составляют 1,72 (селективный вариант) и 3,1 млрд. т (валовый вариант отработки), что превышает запасы таких месторождений, как Тубегатанское, Гаурдакское, Кугитанское, Окузбулакское, Карабильское и некоторых других в Средней Азии. По запасам оно приближается к Петриковскому месторождению, но имеет, в отличие от последнего, не один, а два продуктивных горизонта. Относительная близость этих двух месторождений является благоприятным фактором для создания в этом районе нового крупного промышленного комплекса по добыче и переработке калийных руд.

На основании разработанной ВИЭМСом методики оценки месторождений калийных солей на стадии поисковых работ [3] произведена геолого-экономическая оценка рентабельности освоения Житковичского месторождения.

В качестве исходных параметров при селективном способе отработки принято: суммарная вмещающая мощность калийных слоев — 5,14 м, средневзвешенное содержание KCl — 29,60, н. о. — 0,84%, средняя глубина залегания руд — 910 м. Для предприятия мощностью 2120 тыс. т KCl (95%) приведенные затраты на производство 1 т KCl франко-потребитель составят 24,09 руб. Оценочный критерий для областей, которые могут явиться потенциальными потребителями продукции (Сумская, Киевская, Полтавская, Черниговская и др.) составляет 30,68 руб./т. Таким образом, приведенные затраты на производство 1 т KCl франко-потребитель значительно ниже величины оценочного критерия. Если учесть, что созданное предприятие сможет производить продукцию на экспорт, то рентабельность его окажется еще более высокой.

При валовом способе отработки в качестве исходных пара-

метров принято: суммарная выемочная мощность продуктивных пластов - 9,30 м, средневзвешенное содержание KCl - 20,17, т. о. - 2,10%, глубина залегания руд - 927,7 м. Для предприятия мощностью 1480 тыс. т. KCl (95%) приведенные затраты на производство 1 т KCl франко-потребитель составят 33,3 руб., а величина оценочного критерия - 31,7 руб. Это позволяет заключить, что предприятие будет рентабельным только при применении селективного способа выемки руд. Не исключен однако вариант комбинированного способа обработки калийных горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высоцкий Э.А., Лукинович Ю.И., Кислик В.З. О распространении калийных солей в Припятской впадине, М., "Недра", 1972. (Труды ВНИИГ, Вып. 60).

2. Герасимова В.В., Седлецкий В.И. Калийные соли юга Средней Азии, Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 1969.

3. Донченко К.Б., Ломакина А.Н. Рекомендации по методике оценки месторождений калийных солей на стадии поисковых работ, М., 1974. (ВИЭМС).

4. Закономерности размещения калийных солей в Припятском прогибе и перспективы их промышленного освоения. - В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР, Минск, 1976. (БелНИГРИ). Авт.: Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Протасевич Е.А., Зеленцов И.И.

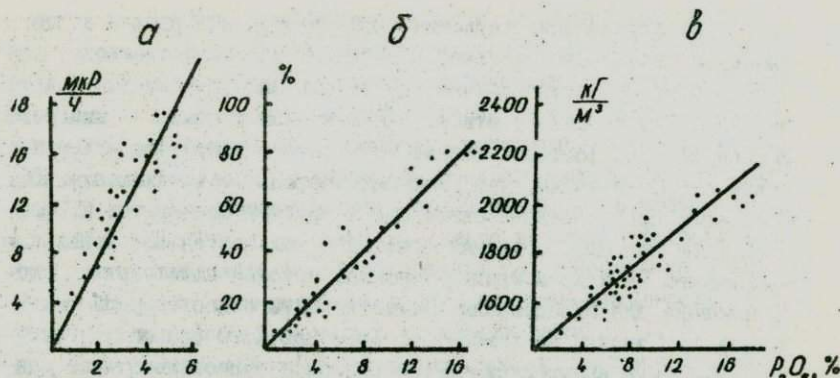
5. Зеленцов И.И. Промышленный калийный горизонт Петриковского месторождения. - В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР, Минск, "Наука и техника", 1970.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ КАРТАЖА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ
ФОСФОРИТОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ
И ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ФОСФОРИТОВ

Использование скважинных геофизических методов исследований для выделения фосфоритоносных горизонтов, определения их мощности и содержания P_2O_5 приобретает важное значение при недостаточном выходе или полном отсутствии ядра по продуктивным отложениям. Эти методы успешно применяются в Днепровско-Донецком, Актюбинском и Каратауском бассейнах [I, 5, 8, II].

Нами на примере месторождений "Мстиславль" и "Лобковичи" Могилевской области также получены определенные зависимости между данными каротажа и наличием в разрезе альб-нижнесеноманских отложений горизонтов фосфоритов (рисунок, приложение IO). Они основаны на некоторых особенностях их физических свойств, главными из которых являются повышенная радиоактивность, электрическое сопротивление и объемный вес. Гамма-активность фосфоритоносных слоев на диаграммах гамма-каротажа (ГК) достигает 28 мкР/ч, а кажущееся электрическое сопротивление на диаграммах электрокаротажа (КЭ) — 300 Ом. На диаграммах плотностного каротажа (ГТК-П) они характеризуются пониженными значениями рассеянного гамма-излучения, а на кавернограммах — диаметром, близким к номинальному. Величины этих параметров находятся в тесной связи с качеством фосфоритов, а именно с содержанием в них P_2O_5 .

При анализе эффективности каротажа на первый план выступает задача установления геолого-геофизических критериев одно-



Зависимость между содержанием P_2O_5 в руде и ее гамма-активностью (а), содержанием железа (б), объемным весом пород /отношением продуктивности руды к мощности фосфоритов/ (в)

значного выделения фосфоритонесных горизонтов или пластов в разрезах скважин. Одним из таких критериев является повышенная гамма-активность фосфоритов [7]. Она в 1,5–2 раза больше, чем у глинистых пород и в 6–8 раз выше гамма-активности вмещающих глауконитово-кварцевых песков и мергельно-меловых пород. Однако это не самый достоверный признак присутствия фосфоритов, так как нередко встречаются интервалы повышенной гамма-активности на диаграммах ГК, имеющие иную геологическую природу. Кроме того, отмечаются случаи, когда величина гамма-активности фосфоритов находится на уровне, характерном для глин, и они не могут быть разделены однозначно. Поэтому был проведен тщательный совместный анализ диаграмм стандартного комплекса каротажа по 155 скважинам с геологической их документацией и результатами опробования фосфоритонесных горизонтов по керну.

Интервалы с повышенной гамма-активностью (свыше 12–15 мкР/ч), обусловленной присутствием фосфоритов, располагаются обычно непосредственно под мергельно-меловыми породами с минимальной гамма-активностью (2,0–3,5 мкР/ч). В случаях отсутствия этих пород (и соответствующих им минимумов гамма-ак-

¹ Каротаж (аппаратура РАРК) выполнен Геофизической, а опробование керна – Северо-Восточной геологоразведочной экспедициями в 1966–1968 гг.

тивности) определение геологической природы интервалов с повышенной гамма-активностью, залегающих непосредственно под кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями, несколько затруднено. Тем не менее, эта задача решается с помощью диаграмм КС, на которых фосфоритоносные горизонты фиксируются более высоким сопротивлением, чем вмещающие породы (приложение 10). Повышение сопротивления связано с желваками фосфоритов и фосфоритовой плитой. Последняя отчетливо выделяется локальным максимумом на кривой градиент-зонда, которая может быть использована для определения мощности плиты с достаточной точностью при записи ее в масштабе 1:50 или 1:20 (по оси глубины). Максимум КС прослеживается вблизи или несколько ниже максимума гамма-аномалии (на кривой ГК) и тем самым показывает местоположение фосфоритовой плиты в фосфоритоносном горизонте.

Одним из существенных дополнительных критериев является асимметричность формы гамма-аномалии, отражающая неравномерность распределения желваков. Она постепенно нарастает к кровле и более резко уменьшается к подошве фосфоритоносного горизонта. Такая форма характерна для мощных горизонтов. Фосфоритоносные слои небольшой мощности (менее 1 м) отмечаются симметричными гамма-аномалиями. На форму кривых ГК влияет масштаб записи как по оси глубины, так и по оси гамма-активности. Заглубление масштаба (вместо 1:200 запись в 1:500) приводит к выравниванию гамма-аномалий и снижению информативности кривых ГК. Установленная совокупность критериев фосфоритоносных горизонтов позволяет однозначно выделять их по диаграммам стандартного комплекса каротажа скважин.

Во многих скважинах, пробуренных на водоснабжение за пределами упомянутых месторождений, в последние годы этот комплекс дополнен плотностным гамма-гамма-каротажем. Анализ диаграмм ПГК-П показал, что фосфоритоносные горизонты отмечаются большей плотностью, чем пески, мергельно-меловые породы и даже некоторые разновидности глин. Поэтому результаты плотностного каротажа можно использовать в качестве дополнительного критерия для выделения фосфоритов.

Имея схему расположения скважин и диаграммы каротажа, можно выделить фосфоритоносные горизонты, определить их мощность, глубину залегания и на основе корреляции разрезов про-

следить и оконтурить возможные площади их распространения. Это было сделано нами для востока Могилевской области с использованием данных каротажа по гидрогеологическим скважинам. Разработанные геолого-геофизические критерии использованы при выделении и корреляции фосфоритоносных горизонтов, а также вмещающих мергельно-меловых и глауконитово-кварцевых пород (приложение II) и оконтуривании перспективных площадей на фосфориты.

С помощью каротажа можно не только выделять фосфоритовые слои, но и определять в них содержание P_2O_5 , благодаря зависимости между его содержанием в руде и ее гамма-активностью [7]. Хотя подобная связь отмечалась во многих работах [I, 5, 8, II], практически она реализована на очень ограниченных примерах. Это вызвано тем, что в некоторых случаях она не всегда наблюдается [8]. Но даже и там, где корреляция между гамма-активностью и фосфором достаточно высокая, она показана на единичных скважинах и фактически не использовалась из-за отсутствия, например, скважинных гамма-спектрометров. Кроме того, не всегда учитывалась крайняя неравномерность распределения желваков в песке, фосфатного вещества в них, P_2O_5 в руде (породе) и соответственно асимметричность формы гамма-аномалий, что приводило к низкому коэффициенту корреляции. Тщательное изучение всех геологических и геофизических данных по месторождениям "Мстиславль" и "Лобковичи" подтвердило существование связи между рассматриваемыми параметрами [7].

Из сопоставления графиков распределения P_2O_5 в горизонтах по данным опробования керна и кривых ГК установлено, что в 43 скважинах из 155 они хорошо согласуются между собой, в 70 скважинах эта увязка недостаточно четкая, но поддается корректировке, а в 42 скважинах они не увязываются по мощности, строению разрезов и содержанию P_2O_5 . Таким образом, по относительному большинству скважин имеется достаточно надежное сопоставление, что позволяет использовать зависимость показаний ГК от содержания P_2O_5 для его определения (рисунок, а). В приложении Ю показаны примеры хорошего (верхний ряд), удовлетворительного (средний ряд) и плохого "согласования" (нижний ряд скважин) кривых ГК и результатов опробования. Учитывая неравномерность распределения P_2O_5 в большинстве рудных интервалов, а также влияние скорости перемещения скважинного снаряда при

проведении ГК, сопоставление проведено не по максимальной или средней, а по расчетной гамма-активности, получаемой при делении площади гамма-аномалии на ее ширину (на половине амплитуды гамма-аномалии). Расчетная гамма-активность по 43 скважинам оказалась равной 4 мкР/ч на 1% P_{205} при коэффициенте корреляции 0,7. Он довольно высок, если принять во внимание ряд помех, к которым следует отнести достаточно грубый масштаб записи кривых ГК (1:200), применение двух газоразрядных счетчиков СИ-4Г с общей длиной детектора гамма-излучения 65-70 см, присутствие во вмещающих песках глауконита с повышенным содержанием калия (в среднем 6,7%) и вариации вещественного состава пород, отмеченные в работах [2, 3, 6, 9, 10]. После введения поправок за ненасыщенную (по гамма-активности) мощность рудных интервалов по отдельным скважинам и большую длину детектора [4] коэффициент корреляции увеличился до 0,8. При этом величина гамма-активности, приходящаяся на 1% P_{205} , оставалась прежней (4 мкР/ч). Это дает основание для использования полученного пересчетного коэффициента с целью определения содержания P_{205} в тех скважинах, в которых ГК выполнен с использованием сцинтилляционных счетчиков. Определение площади гамма-аномалий и мощности пластов, необходимые для вычисления расчетной гамма-активности, производилось по существующей методике [4].

Очень тесная зависимость получена между содержанием желваков и P_{205} . По анализам 70 проб установлено, что 1% P_{205} соответствует 5% желваков (рисунок, б).

Третий параметр качества фосфатных руд — их продуктивность (в $кг/м^2$) — связан с количеством P_{205} лишь косвенно. Зато отношение продуктивности к мощности опробуемого интервала имеет тесную корреляционную связь с P_{205} (рисунок, в). Она впервые была установлена при обработке материалов опробования по месторождениям "Лобковичи" и "Мстиславль". Данное отношение характеризует объемный вес руды, который зависит от количества P_{205} в ней. Выявленная зависимость может быть использована в качестве промежуточной для определения продуктивности фосфоритоносных горизонтов двумя способами: с использованием плотностного гамма-гамма-каротажа или гамма-каротажа. Первый способ основан на определении объемного веса пород фосфоритоносного горизонта с помощью ГГК-П. Умножая значение объемного ве-

са на мощность, которая также определяется по кривой ГГК-П, получаем продуктивность оцениваемого интервала (в $\text{кг}/\text{м}^2$). При другом, более точном способе, используется кривая ГК, с помощью которой сначала определяется содержание P_2O_5 по графику (рисунок, а), затем, зная P_2O_5 , по другому графику (рисунок, в) находится объемный вес пород. Умножением последнего на мощность интервала, установленную по кривой ГК, получаем значение продуктивности (таблица).

Как видно из таблицы, сначала определяется мощность фосфоритоносного горизонта (по кривой ГК) способом $1/2$ максимума амплитуды гамма-аномалии относительно фоновой гамма-активности вмещающих пород. Гамма-картаж скважин с 1968 г. осуществлялся с помощью аппаратуры ДРСГ-2, которая имеет маленький сцинтилляционный детектор. Поэтому поправка за длину детектора не вводилась. Не учитывалось также влияние скорости подъема скважинного снаряда на ширину (по мощности) гамма-аномалий, которые при скорости 200-360 м/ч и постоянной времени 3-1,5 существенно сказывается лишь при мощности пластов менее 0,7-0,8 м.

Затем, с помощью планиметра, определяется площадь гамма-аномалий по контуру, ограниченному кривой ГК, осью глубины и линиями границ пласта (на уровне фона). Значение площади (в делениях планиметра) переводилось в см^2 , а с учетом масштабов по осям глубины и гамма-активности - в $\text{мкР}\cdot\text{см}/\text{ч}$. Это значение площади делилось на мощность горизонта. Полученная таким образом расчетная гамма-активность служила исходным параметром для определения содержания P_2O_5 , желваков, объемного веса, а затем и продуктивности сырой руды описанным выше методом. При использовании диаграммы ГК для вычисления основных параметров фосфатных пород и руд не учитывалась разница в диаметре скважин в пределах фосфоритоносных слоев (диаметр бурения ИИ2-132 мм), которая может достигать 40-60 мм. Поправка в этом диапазоне составляет менее 5%. В регистрируемую гамма-активность вносит свою долю и глауконит, содержание которого в продуктивных слоях колеблется в широких пределах (от 5-10 до 30-40%). Максимальное его влияние в бедных фосфатных породах и рудах может быть эквивалентно 1% P_2O_5 .

Анализ этих и других факторов, влияющих на точность опре-

Примеры расчета содержаний P_{2O_5} , желваков, продуктивности и объемного веса сырой руды по данным ГК¹

Но- мер сква- жины	Интервал по ГК, м	Мощ- ность по ГК, см	Пло- щадь гам- ма- ано- мальной, см ²	Масштаб		Пло- щадь, МКР · см ²	Пло- щадь/ мощ- ность, МКР/ч	Содержание, %		Объ- ем- ный вес, кг/м ³	Про- дук- тив- ность, кг/м ²
				ГК МКР/ч см	глу- би- ны, см/см			P_{2O_5}	жел- ва- ки		
304	59,0-60,6	160	10,0	1,5	200	3000	18,7	4,7	23,5	1600	2560
307	76,4-77,4	100	5,3	3,0	200	3180	31,8	7,9	39,0	1740	1740
308	27,0-28,4	140	10,0	1,5	200	3000	21,4	5,4	27,0	1628	2280
309	65,8-67,4	160	7,9	3,0	200	4740	29,6	7,4	37,0	1720	2752
310	79,2-81,6	240	17,0	1,5	200	5100	21,2	5,3	26,5	1629	3911
311	23; 2-24,8	160	9,5	1,5	200	2850	17,8	4,4	22,0	1590	2544
314	55,6-67,2	160	9,7	1,5	200	2910	18,2	4,6	23,0	1595	2552
II	53,8-56,0	220	11,8	1,0	200	2360	10,7	2,7	13,5	1513	3330
I2	61,4-64,6	320	11,8	3,0	200	7080	22,1	5,5	27,5	1638	5242
I3	64,0-67,4	340	17,5	1,5	200	5250	15,4	3,8	19,0	1570	5340
I4	64,0-66,5	250	9,7	3,0	200	5820	23,3	5,8	29,0	1650	4125
I5	54,6-57,4	280	12,2	3,0	200	7320	26,1	6,5	32,5	1680	4704
I8	57,2-59,8	260	9,7	3,0	200	5820	22,4	5,6	28,0	1640	4265
I9	58,0-60,4	240	9,1	3,0	200	5460	22,7	5,7	28,5	1634	3945
20	54,4-57,4	300	10,7	3,0	200	6420	21,4	5,4	27,0	1629	4887

¹ Расчет выполнен А.Н. Шуравиным по скважинам на водоснабжение (скв. № 304-314 - участок Польшковичи; Бобруйская ГПП, 1969-1970 гг.; скв. № 11-20 - Быховский участок; Восточная ГПП, 1973-1974 гг.).

делений мощности фосфоритоносных слоев и их качества, показал, что прогнозные запасы обычно оказываются заниженными на 10-25%. Максимальное занижение имеет место для слоев мощностью до 0,7-0,8 м. Для большинства же слоев, мощность которых превышает этот предел, прогнозные запасы являются более достоверными даже без введения поправочных коэффициентов на их надежность и достоверность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андержанов Р.Н. Возможности ядерно-физических методов опробования фосфоритов Чилисайского месторождения. - В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции "Новые методы поиска, изучения и оценки месторождений полезных ископаемых", М., 1975. (ВНИИЯГТ).
2. Барышевский С.А. Фосфоритосность сеноманских отложений востока БССР. - В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника", 1970.
3. Вещественный состав фосфоритов месторождений "Мстиславль" и "Лобкови-чи". - В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых, М., (ВИЭМС), 1975. Авт.: Блисковский В.З., Колысов Ю.Г., Михайлова Л.Н., Фоминский В.И.
4. Временная методическая инструкция к гамма-каротажной аппаратуре НГГК, РАРК и ПГКР, используемой при проведении массовых поисков, М., Госнаучтехиздат, 1961.
5. Добросердов А.П., Харитонов Р.Ш. Радиоактивность фосфоритов. - В кн.: Фосфориты среднего Поволжья, Казань, Изд-во КГУ, 1969.
6. Зыков И.А., Гончарик Л.П. Статистическая характеристика состава фосфоритов юга Оршанской впадины. - В кн.: Тезисы докладов семинара "Вещественный состав фосфоритов", Новосибирск, 1977. (ИГиГ СО АН СССР).
7. Зыков И.А., Колысов Ю.Г. Изучение радиоактивности верхне-меловых фосфатных пород и руд. - В кн.: Тезисы докладов семинара "Вещественный состав фосфоритов", Новосибирск, 1977. (ИГиГ СО АН СССР).
8. Иванов О.В. Радиометрические методы при поисках и разведке месторождений фосфоритов в центральных и западных районах европейской части СССР. - В кн.: Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. Л., "Недра", 1967.
9. Колысов Ю.Г., Михайлова Л.Н. Вещественный состав альб-сеноманских фосфоритов юго-запада Московской синеклизы и соседних регионов. - В кн.: Тезисы докладов семинара "Вещественный состав фосфоритов", Новосибирск, 1977. (ИГиГ СО АН СССР).
10. Колысов Ю.Г., Петрушко Е.Я., Михайлова Л.Н. О верхнемеловых отложениях востока БССР и смежных областей и связанных с ними полезных ископаемых. - В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, 1975. (БелНИГРИ).
11. Рудык Ю.М. Гамма-спектрометрический метод анализа фосфоритов на P_2O_5 месторождений платформенного и геосинклинального типов. - В кн.: Закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых Сибири, Новосибирск, "Наука", 1968. (Труды СНИИТИМС Вып. 68).

Е.А. ИЛЬИН, Г.Н. ФРОЛОВ,
А.П. ВОЙТОВБЕЙДЕЛЛИТОВЫЕ ГЛИНЫ В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЮГА БЕЛОРУССИИ

Предыдущими исследованиями [4, 5] было показано, что в минеральном составе верхней зоны глинистых толл неогена юга БССР преобладают смектиты или монтмориллониты. При этом последний термин понимался как групповой для обозначения целого ряда разбухающих глинистых минералов, в том числе и некоторых смешаннослойных. При более детальном исследовании вывилось, что и в верхней и в нижней зонах основным смектитовым минералом является бейделлит.

Согласно определению [7], бейделлит и монтмориллонит являются соответственно алюминиевой и магниевой (примесь) разновидностями минерального вида монтмориллонит-бейделлит. Обе разновидности относятся к диоктаэдрической серии структурного типа 2:1. Это означает, что каждый их структурный пакет состоит из одного октаэдрического и двух тетраэдрических слоев. При этом в октаэдрическом слое катионами заселено $\sim 2/3$ возможных положений. Структура обеих разновидностей является лабильной, и межплоскостные расстояния $d(001)$ в зависимости от природы обменных катионов, их валентности, радиуса, увлажненности, присутствия крупных молекул органических полярных жидкостей могут изменяться от 9,8 до 20-22 Å и более. При проведении массовых рентгеновских анализов, включая обработки естественных проб глицерином или этилен-гликолем, эти минеральные разновидности практически не отличаются друг от друга.

Бейделлит, в отличие от монтмориллонита, имеет более упорядоченную структуру, иногда приолижающуюся к трехмерной [2]. Гестехиометрические изоморфные замещения катионов в структурах типа 2:1 могут наблюдаться как в октаэдрическом, так и тетраэдрических слоях. От этого зависит локализация отрицательного электрического заряда. В истинных монтмориллонитах все замещения (например, Al на Mg) происходят только в октаэдрическом слое, откуда силовое поле распространяется на поверхность пакета и далее. В типичных бейделлитах, например, из рудника Блек-Джек, Колорадо, США, почти все замещения (в основном, Si на Al) приходится на тетраэдрические слои, здесь же локализуется заряд [16]. В этом смысле бейделлит напоминает слюдяные минералы, но отличается от них отсутствием жестко закрепленных в гексагональных полостях тетраэдрических сеток ионов K^+ . В бейделлите, как и в монтмориллоните, все межслоевые катионы являются обменными. В большинстве природных монтмориллонитов и бейделлитов наблюдаются изоморфные замещения одновременно в октаэдрических и тетраэдрических слоях с преимущественной тенденцией в ту или иную сторону [2, 7]. В одном кристаллите смектитов возможно сочетание пакетов с различным характером замещений в структурных слоях, т. е. речь идет о неупорядоченных смешанослойных образованиях типа монтмориллонит-бейделлит [1, 2].

Бейделлит как самостоятельный минерал был выделен более 50 лет назад, но достоверные описания его в литературе сравнительно немногочисленны. Причиной этому является отнюдь не малая распространенность его в природе, а сложность определения.

Для детальных исследований нами были взяты образцы и пробы по четырем месторождениям: "Будки" (3), "Городное" (2), "Городок" (9) и "Заря" (5 проб). Пробы отбирались поинтервально на всю мощность всех слоев глинистых толщ, образцы — через примерно равные промежутки из всех литологических разностей. Определения гранулометрического и химического составов, пластичности и набухания выполнялись по стандартным методикам. Состав обменных катионов определялся по методике, рекомендованной ГОСТ 3594-62, частично по методике Петтера. Определения по параллельным пробам показали близкое сходжение результатов.

Фракция менее 1 мкм для минералогических исследований отмучивалась в дистиллированной воде без применения химических диспергаторов. Высушивание суспензии проводилось на водяной бане при температуре 60–70° С. Ориентированные препараты готовились из суспензий, обработанных на ультразвуковом диспергаторе, высушивание проводилось при комнатной температуре. Очистка фракций от гидроокислов Fe и Al проводилась по известной методике [8]. Качество очистки контролировалось визуально. Применялся технически чистый дитионит (гидросульфит натрия), не содержащий посторонних примесей. Однако для исключения возможности появления посторонних рефлексов, применялось несколько видоизмененное приспособление [13]. Очищенные пробы обрабатывались NaOH для удаления аморфных веществ в соответствии с рекомендованной методикой [2]. Насыщение ионами Li⁺ осуществлялось в 1N растворе LiCl. Высушивание и прокаливание шло при температуре 210–240° в течение 12–14 часов в фарфоровых чашках. Затем пробы растирались в ступке, пропускались через ультразвуковой диспергатор, и суспензия наносилась на стекла. Насыщение этилен-гликолем производилось накапыванием и в парах при температуре 60–70°. Что уже было доказано ранее [9], только хорошая очистка проб от аморфных и красящих веществ обеспечивает успешное применение литиевого теста. Съемка проб осуществлялась на дифрактометре УРС 50ИМ со скинтиялляторным счетчиком. Излучение медное с Ni-фильтром, Ua = 30 Kv, Ia = 10 ma.

Ниже приводятся основные результаты выполненных исследований.

Месторождение "Будки". Глины месторождения залегают в виде линзообразной залежи мощностью 13,0–30,1 м на глубине 1,5–8,1 м. В макроскопическом виде они темно-серые, серые, голубовато-серые, алевроитистые (до алевроитовых) с прослоями и линзами глин песчано-алевритового состава, более частыми в верхней трети залежи. Сложение глин массивное, плотное. В средней и нижней частях толщи отмечаются черные мелкие (до 1 мм) тонкокристаллические выделения сульфидов железа, а также зерна сидерита кремового цвета. К верхней части местами приурочиваются эпигенетические выделения рыхлой мелкокристаллической извести. В разрезе залежи глин выделяются три

слоя. Глины изучались детально по трем пробам, отобранным по скв. № 516 из интервалов: II, 3–I4, 0; I4, 0–I7, 0 и 2I, 0–22, 5 м. Средний гранулометрический состав глин (%): >0,05–4,03; 0,05–0,01 – 20,67; <0,01 – 75,30; 0,01–0,005 – 9,27; 0,005–0,002 – 6,60; <0,002 – 59,43. Наименее дисперсны образцы, взятые из верхней части толщи. Среднее значение числа пластичности 32,8. Химический состав фракции <0,002 изменяется следующим образом (%): SiO_2 – 55,39–37,44; Al_2O_3 – 20,45–23,06; Fe_2O_3 – 5,87–7,00; FeO – 0,84–I,27; TiO_2 – I,15–I,40; MnO – 0,03–0,04; CaO – I,09–I,76; MgO – I,30–I,33; Na_2O – 0,29–0,49; K_2O – I,89–2,73; P_2O_5 – 0,12–0,14; SO_3 – 0,19–0,46; ппп. – 7,18–8,13; сумма – 100,00–100,14; S сульфидная – 0,07–0,18. Состав обменных катионов, пересчитанный на количество фракции <0,002 (мг-экв./100 г): Ca^{2+} – 33,7–47,9; Mg^{2+} – 0,5–8,9; K^+ + Na^+ – 2,8–4,8; сумма – 46,6–59,9; $C_{орг.}$ – I,2–I,4%; набухание глины – I2,8–I6,5%.

Из рентген-дифрактометрических данных видно, что преобладающими глинистыми минералами во всех пробах являются смектиты (рис. I). Постоянную примесь составляют каолинит, гидрослюда и кварц. В единичных случаях кроме того отмечаются карбонаты и, возможно, давсонит (рефлексы 5,60–5,67 Å). Обработка проб дитионит-лимоннокислой смесью увеличила остроту и интенсивность всех рефлексов. При этом значение рефлекса $d(001)$ смектита, вследствие замены естественного обменного комплекса с преобладанием Ca^{2+} на Na , сместилось к 12,6 Å. Насыщение препаратов с литием этилен-гликолем приводит к четкому обособлению бейделлитовой фазы, рефлекс $d(001)$ которой имеет значения 17,6–18,0 Å. При этом характерно, что интенсивность этого рефлекса, по сравнению с естественной пробой, обработанной этилен-гликолем, заметно снижается. В то же время интенсивность рефлекса со значением 9,9 Å не только не уменьшается, но даже несколько увеличивается. Это, по-видимому, указывает на присутствие в пробах монтмориллонита. Вопрос о возможной примеси в глинах смешаннослойных монтмориллонит-бейделлитовых и бейделлит-гидрослюдистых образований остается пока открытым.

Результаты химических анализов подтверждают и дополняют дифрактометрические данные. Высокое содержание алюминия указывает на диоктаэдрический характер доминирующего минерала. Уме-

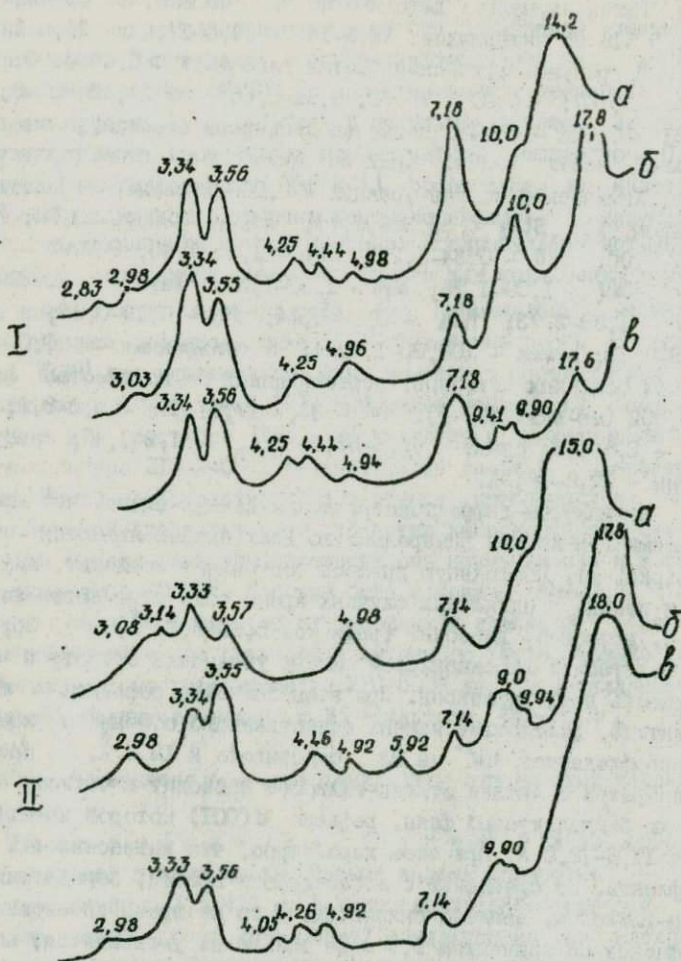


Рис. 1. Дифрактограммы фракций $< 0,001$ беиделлитовых глин месторождения "Будки":

I - верхний слой; II - средний слой; а - препарат воздушно-сухой; б - препарат насыщенный глицерином; в - препарат насыщенный глицерином и литием

ренное количество калия подтверждает вывод о небольшом содержании в глинах гидрослюда.

Микроскопические исследования показывают, что в песчано-алевритовых фракциях резко преобладает кварц (до 95–98%). Отмечаются примеси полевого шпата, гипса, пирита, а также циркона, рутила и других устойчивых к выветриванию минералов. Тонкодисперсный кварц, в том числе во фракции менее 1 мкм, в основном, по-видимому, является аутигенным.

Для расчета структурной формулы бейделлита нег^т выбрана проба 516/2, в которой, как показали дифрактометрические данные, содержание примесей минимальное. Сопоставление интенсивностей рефлексов и химического состава позволяет ориентировочно оценить содержание каолинита, кварца и гидрослюда в количествах (соответственно) до 10%. Примерно такое же содержание примесей в плейстоценовой бейделлитовой глине из разреза Мастки, Польша [18]. На первые два минерала нами в результате химического анализа введена соответствующая поправка. Что касается гидрослюда, то примесь ее в количестве 5 и даже 10% к бейделлиту, вследствие близости их химических составов, существенно не влияет на кристаллохимическую формулу [18]. Это замечание, очевидно, следует распространить и на монтмориллонит. С учетом всего этого, а также данных по составу обменных катионов, методом расчета по зарядам, при принятии количества отрицательных зарядов равным 22,00, получено: SiO_2 – 44,79; Al_2O_3 – 16,50; Fe_2O_3 – 7,00; FeO – 1,27; TiO_2 – 1,15; CaO – 1,65; MgO – 1,33; Na_2O – 0,29; K_2O – 1,89; ппп. (H_2O^+) – 5,78. Октаэдрические ионы: Al – 1,25; Fe^{3+} – 0,43; Fe^{2+} – 0,09; Mg – 0,14; Ca – 0,02; Ti – 0,07; сумма – 2,00. Тетраэдрические ионы: Si – 3,66; Al – 0,34; сумма – 4,00. Межслоевые ионы: Ca – 0,12; Mg – 0,02; Na – 0,05; K – 0,20; сумма – 0,39. Общий заряд – 0,52; в том числе, тетраэдрический – 0,34; октаэдрический – 0,18.

Согласно полученной формуле структура электрически полностью сбалансирована. Такой идеальный результат, по-видимому, получился из-за взаимной компенсации влияний примесей гидрослюда и монтмориллонита. Как видно, изучаемый смектитовый минерал находится в изоморфном ряду бейделлит–монтмориллонит ближе к его левому краю. Учитывая значительную примесь в октаэдрах окисного железа, его следует называть феррибейделлитом. Относительно высокое содержание калия в межслоевых позициях

объясняется примесью гидрослюда. Кроме того, такое расхождение с результатами определения количества обменного калия очевидно связано с занижением его содержания по обоим применявшимся методам.

Месторождение "Городное". В глинистой толще (10,0-11,5 м) выделяется три слоя. Верхний слой состоит из глины алевритистой, реже алевритовой, серой и коричневато-серой с охристо-бурыми пятнами. Средний, наиболее мощный слой, представлен глиной алевритистой и алевритовой, черной и темно-серой, часто с охристо-бурыми пятнами. Нижний, прерывистый слой, слагает глина песчанистая, серая и светло-серая. По всей толще глины плотные, комковатого сложения, некарбонатные, изредка с выделениями кристаллов гипса.

Для детального изучения отобрано четыре образца и две пробы в юго-восточной части месторождения из стенок действующего карьера по верхнему и среднему слоям. В верхнем слое содержание фракций $< 0,01$ - 85-96 (иногда 54%); $< 0,002$ - 77-85 (иногда до 41%), число пластичности 37-46 (иногда 25). В среднем слое содержание фракций $< 0,01$ - 71-75; $< 0,002$ - 67-70%; число пластичности 25-32. Химический состав фракции $< 0,001$ из глин верхнего слоя по двум образцам (%): SiO_2 - 51,88-56,00; Al_2O_3 - 24,02-25,80; Fe_2O_3 - 6,10-7,40; FeO - не обнаружено; TiO_2 - 0,60-0,80; MnO - 0,02; CaO - 1,17-1,24; MgO - 1,15-1,40; Na_2O - 0,00-0,15; K_2O - 1,45-1,67; SO_3 - не обнаружена; пп. - 9,50-10,33; сумма - 100,23-100,55; S сульфидная - 0,00-0,02. Состав обменных катионов по одной пробе для фракции $< 0,002$ (мг-экв/100 г): Ca^{2+} - 24,1; Mg^{2+} - 7,3; $K^+ + Na^+$ - 2,4; сумма - 33,8. Содержание $C_{орг.}$ - следы; набухание глины - 25,9%. Химический состав фракции $< 0,001$ из глины среднего слоя по одному образцу (%) SiO_2 - 53,34; Al_2O_3 - 28,12; Fe_2O_3 - 2,99; FeO - не обнаружена; TiO_2 - 1,52; MnO - не обнаружена; CaO - 1,05; MgO - 0,75; Na_2O - не обнаружен; K_2O - 0,68; SO_3 - не обнаружена; пп. - 11,59; сумма - 100,04; S сульфидная - не обнаружена. Состав обменных катионов для фракции $< 0,002$ (мг-экв/100 г): Ca^{2+} - 25,7; Mg^{2+} - 11,8; $K^+ + Na^+$ - 2,3; сумма - 39,8. $C_{орг.}$ - следы; набухание глины - 30,5%.

По дифрактометрическим данным в составе фракции $< 0,001$

из глин верхнего слоя преобладает монтмориллонит. Его первое базальное отражение имеет значения: в исходной пробе 15,0 Å, в обработанной дитионит-лимоннокислой смесью - 12,3 Å, в Mg-насыщенной пробе - 15,0 Å. Литеевы препарат, насыщенный этиленгликолем, не обнаруживает набухания. Рефлекс, с максимальным значением на дифрактограмме 9,92 Å, принадлежит монтмориллониту. В качестве примесей содержатся каолинит, гидрослюда, а также кварц, гетит и, возможно, лепидокрокит. В глинах среднего слоя преобладают бейделлит и смешаннослойный смектит-каолинит. Монтмориллонит и гидрослюда не фиксируются (рис. 2). В тонких фракциях присутствует небольшая примесь кварца и, возможно, лепидокрокита.

Неупорядоченные смешаннослойные смектит-каолинитовые минералы дают на дифрактограммах отражения основного базального рефлекса с d/n , равным 7,18-7,50 Å. Содержание разбухающих слоев, определенное графическим методом [3], обычно не превышает 20%. При прокаливании фракции <0,001 из глин среднего слоя при температурах 430 и 480° С в течении 15 мин. соответственно фиксируются содержания разбухающих слоев 20 и 40%, что, по-видимому, указывает на наличие кристаллитов двух типов.

М е с т о р о ж д е н и е "Г о р о д о к". Условия залегания и состав глин месторождения охарактеризованы в предыдущих работах [4, 12]. В процессе детальной разведки глинистая толща подразделена на три промышленных слоя. Глина верхнего слоя (мощность 0,5-3,0 м) желтовато-серая, песчанисто-алевритистая. В минеральном составе преобладают смектиты, в качестве более или менее существенной примеси содержатся смектит-каолинит и гидрослюда. Средний промышленный слой (мощность 4-10 м) представлен глиной светло-серой и серой, алевритистой. По минеральному составу выделяются два подслоя - верхний (основной) с преобладанием смектитов и примесью каолинита, количество которого увеличивается к низу, и нижний, в котором доминирует каолинит и в подчиненном количестве содержатся смектиты и гидрослюда. Нижний промышленный слой (мощность 3-4 м) разделяется на два примерно равных по мощности подслоя. В верхнем подслое глина серая и охристо-бурая с гнездами охры, песчанисто-алевритистая, каолинитовая с большей или меньшей примесью смектитовых минералов; в нижнем подслое глина светло-серая с вишне-

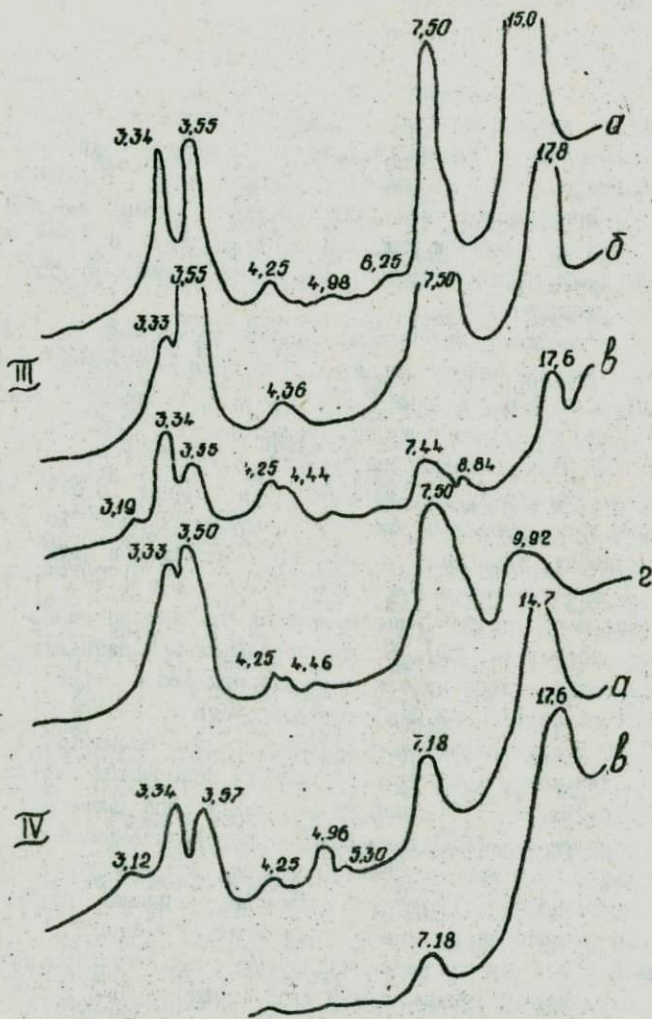


Рис. 2. Дифрактограммы фракций $\leq 0,001$ глины месторождений "Городище" (III - средний слой) и "Городок" (IV - верхний слой).

Препараты: а - воздушно-сухой; б - насыщенный глицеринном; в - насыщенный литием и глицеринном; г - прогретый в течение 15 минут при температуре 430°C

во-красными пятнами, алевритисто-песчанистая, каолинистая.

Б.Н. Шарай и В.В. Цитович [12] в составе глин, кроме каолинита, предположительно выделили железистые монтмориллонит и бейделлит. Вывод основывался на результатах микроскопических и химических исследований и не подкреплялся рентгеновскими анализами. В дальнейшем этот пробел был исправлен при детальном описании минеральных зон месторождения [4]. Однако вопрос о разделном выделении монтмориллонита и бейделлита оставался нерешенным.

Для повторного исследования были использованы ранее изученные образцы [4]. При этом выяснилось, что в верхнем и нижнем слоях смектитовые минералы представлены в основном бейделлитом. Монтмориллонита заметно меньше. В верхнем подслое среднего слоя оба минерала содержатся примерно в одинаковом количестве, а в нижнем резко преобладает монтмориллонит и отмечается примесь смешаннослойных гидрослюда-монтмориллонитовых образований. Таким образом, учитывая распределение по разрезу каолинита, собственно бейделлитовыми можно считать только глины верхнего слоя (рис. 2). В верхней части среднего слоя глины бейделлит-монтмориллонитовые. Смешаннослойные каолинит-смектитовые образования с содержанием разбухающей фазы до 20% встречаются по всему разрезу. На их наличие указывалось ранее [4].

Месторождение "Заря". Основные характеристики состава глин месторождения были приведены ранее [4]. Соотношение каолинита и смектитовых минералов по разрезу изменяется аналогично месторождению "Городок". Смектиты представлены в основном бейделлитом, но в верхней части толщи наблюдается местами значительная примесь монтмориллонита. Спорадически отмечается небольшая примесь гидрослюда. В нижней части разреза обычной примесью является гетит.

Полученные данные показывают, что бейделлитовые глины достаточно широко распространены в толще неогеновых глин юга СССР. В разрезах они залегают как выше, так и ниже монтмориллонитовых глин. Бейделлит и монтмориллонит могут смешиваться друг с другом в разных отношениях. В бейделлите с месторождения "Будки" общий заряд равен 0,52. До 1/3 заряда приходится на октаэдрические слои. Часть алюминия в октаэдрах замещена на

окисное железо. В железистом бейделлите из Мاستков, Польша [18] общий заряд равен 0,46, но на октаэдры приходится менее 1/6 его части.

Существует мнение о малой распространенности бейделлита в природе [11]. Однако опубликованные за последнее время данные заставляют пересмотреть эту точку зрения. Он обнаружен в образованиях различного генезиса, распространенных в ряде регионов. В частности, он установлен в виде примеси в огнеупорных глинах Часовъярского месторождения [10], которые являются отложениями пресных озер и по возрасту относятся к полтавской серии. На 95% состоят из бейделлита глинистые продукты выветривания стекловатого туфа, перекрывающего угольные пласты в Свенци, Новый Южный Уэльс, Австралия [15]. Бейделлит описан в коре выветривания габброидов Бельтау, Западный Узбекистан [6]. Преимущественно бейделлитовый состав имеют глины из Чань Юани, Тайвань [14]. Глины приурочиваются к сбросам, их линзы, мощностью до 5-10 м, залегают между неогеновыми глинистыми оланцами и андезитами. Бейделлит является основным глинистым минералом континентальных глин познанской серии Польши. Ему постоянно сопутствуют каолинит и иллит, отмечаются также смешанно-слоистые иллит-бейделлит [17, 18, 19]. Как видно, подобно монтмориллониту, бейделлит чаще встречается в образованиях сравнительно молодого возраста. На территории запада Русской платформы намечается обширная неогеновая бейделлитоносная провинция, проходящая через территории Польши, Белоруссии, Украины.

Исследованиями [19] показано, что глины познанской серии, благодаря особенностям минерального состава, являются пластичными и высокопластичными и очень чувствительны к ушке. При содержании в них глинистых минералов до 45% они могут служить сырьем для получения пористого материала (аглопорита). В породах с 45-65% глинистых минералов и при отсутствии сульфидов железа оптимально проявляются свойства спекания, и они пригодны для производства клинкера и технической керамики. Глины, содержащие свыше 65% глинистых минералов, представляют самое качественное сырье для получения керамзита. Глины и алевроиты с известковыми конкрециями не могут использоваться как керамическое сырье. В СССР бейделлитовые глины используются для производства канализационных и дренажных труб, фасадной керамики.

В ряде случаев доказана их пригодность для производства аглопорита, в некоторых случаях ("Будки") и керамзита при условии добавок 2% солярового масла и 3,5% пиритных отарков. На Украине на основе аналогичных глин налажено производство строительного кирпича с предварительным добавлением в ших.у до 20-30% дегидратированной глины, которая значительно снижает усадку сырца при сушке. Бейделлитовые глины Белоруссии, в частности, из месторождений "Городок" и "Городное", по связующей способности (прочность 0,50-0,55 кгс/см² во влажном состоянии) практически не уступают широко применяемому лигнейной промышленности республики пятихатским (УССР) глинам. Бейделлитовые глины БССР могут использоваться для приготовления тиксотропных суспензий при строительстве подземных сооружений по методу "стена в грунте", а также для буровых растворов. Предстоит еще провести раздельную оценку технологических свойств бейделлитовых, бейделлитово-монтмориллонитовых и монтмориллонитовых глин. Необходимой основой для этого должно явиться углубленное изучение вещественного состава неогеновых глин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Ализаде Х.А., Хейров М.Б. Минералогия и генезис бентонитов Дашсалахлинского месторождения Азербайджана. - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 1.
2. Дриц В.А., Градусов Б.П. Изучение монтмориллонитовых минералов с помощью дифракции рентгеновских лучей. - В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., "Недра", 1972.
3. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Дифракционные особенности смешанных слоистых минералов каолинит-монтмориллонит. - В кн.: Каолины. М., "Наука", 1974.
4. Ильин Е.А. Зональное распределение монтмориллонитовых и каолинитовых глин в неогеновых отложениях юга Белоруссии. - В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, 1975. (БелНИГРИ).
5. Ильин Е.А. Закономерности распределения, состав и генезис неогеновых глин юга Белоруссии. - В кн.: Материалы IX Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов (Тезисы докладов). М., "Недра", 1976.
6. Колдаев А.А., Котов Н.В., Пак А.И., Ясколко Т.И. Бейделлит из коры выветривания габброидов Бельтау (Западный Узбекистан). - В кн.: Металлогения и геохимия Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1974.
7. Лазаренко Е.К., Вынар О.Н. Минералогический словарь. Киев, "Наукова думка", 1975.

8. Мира О.П., Джексон М.Л. Удаление окислов железа из почв и глин при помощи дитионит-лимоннокислотной системы с буферным раствором бикарбоната натрия. - В кн.: Кора выветривания, Вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.

9. Муравьев В.И. Об идентификации монтмориллонитовых минералов. - "Литология и полезные ископаемые", 1971, № 5.

10. Прохоров И.Г. Бейделлит в огнеупорных глинах Часовьярского месторождения. - В кн.: Минералогический сборник, Львов, "Наукова думка", 1970, Вып. 3, № 24.

11. Чухров Ф.В. Некоторые вопросы современной минералогии глин. - В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве, М., "Недра", 1972.

12. Шараа В.Н., Цитович В.В. О минералогическом составе тугоплавких глин месторождения "Городок". - В кн.: Сборник научных трудов политехнического института, Вып. 86, Минск, "Полямя", 1960.

13. Штеренберг Л.Е., Шеко А.Б., Кудьяров И.С. Усовершенствование метода О.П. Мира и М.Л. Джексона. - "Литология и полезные ископаемые", 1976, № 1.

14. Chen Pei-Yuan, Wan Hsien-Ming, Brindley G.W. Beidellite clay from Chang-Yuan, Taiwan; geology and mineralogy. - Clay Miner., 1976, 11, N 3.

15. Hamilton Y.D. Beidellitic montmorillonite from Swansea, New South Wales. - Clay and Minerals, 1971, 19, N 1.

16. Weir A.H., Green-Kelley R. Beidellite. - Amer. Miner., 1962, vol. 47, N 1-2.

17. Wiewióra A., Wyrwicki R. Minerale ilaste poziomu iłow płomienistych serii poznańskiej. - Kwart. geol., 1974, 18, N 3.

18. Wiewióra A., Wyrwicki R. Beidellit osadów serii poznańskiej. - Kwart. geol., 1976, 20, N 2.

19. Wyrwicki R. Osady ilaste serii poznańskiej jako surowce ceramiczne. - Biul. Inst. geol., 1974, 7, N 280.

РЕФЕРАТЫ

УДК 553,31,044(476)

К оценке перспектив Белорусского кристаллического массива на железные руды. Корнилов Н.А., Михневич М.И., Гришко А.И., Шатрубов Л.Л. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье рассмотрены перспективы Белорусского кристаллического массива на бедные легкообогатимые железные руды (железистые кварциты и шльменит-магнетитовые) и богатые руды саксаганского и "литовского" типов, даны рекомендации по поискам этих руд.

Табл. 1. Библиогр. — 6 наименований. Приложений 1.

УДК 552,3/.4(476)

Генетические типы преобразования пород активизированных зон кристаллического фундамента территории Белоруссии. Давыдов М.И. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На основании анализа нового фактического материала выделено четыре главных типа процессов по термо-динамическим условиям преобразования пород кристаллического фундамента: прожилково-инъекционный магматизм-метаморфизм, кремниевый метасоматизм, щелочной (кремне-щелочной) метасоматизм и динамо-гидротермальный метаморфизм. Охарактеризована металлогенетическая специализация региональных зон длительной глубинной переработки.

Библиогр. — 2 наименования.

УДК 553,492,1,041(476,13)

Закономерности распределения зон с давсонитовой и гиббситовой минерализацией в отложенных бобринковского горизонта Припятской впадины. Курочка В.П., Савченко Н.А., Парибок В.И., Зингерман А.Я., Левый М.Г., Силевестров Н.К. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Детальное изучение особенностей строения и литологического состава пород бобриковского горизонта позволило установить ряд общих закономерностей в распределении высокоглиноземистой минерализации, высказать ряд соображений по условиям ее образования и направлению дальнейших геологоразведочных работ в Припятской впадине на этот вид сырья.

Библиогр. — 5 наименований.

УДК 553.492.1: 552.12+552.143 (476-13)

Литологический состав и структурно-текстурные особенности пород боксит-давсонитового горизонта Припятской впадины, Савченко Н.А. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Рассматриваются литологический состав, структурные и текстурные особенности пород боксит-давсонитового горизонта нижнего карбона Припятской впадины, на основании чего высказывается предположение об образовании давсонита в результате воздействия содовых вод на бокситы.

Библиогр. — 4 наименования.

УДК 550.812:549.743.21(476-13)

О направлении поисков давсонита на Заозерной площадке Припятской впадины, Курочка В.П., Зыков И.А., Зингерман А.Я., Левый М.Г., Силевостров Н.К. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На основании анализа результатов поисково-оценочных работ даны рекомендации по их дальнейшему направлению, которое прежде всего должно включать увеличение масштаба давсонитовой минерализации и выяснение морфологии рудного тела. Показаны возможности использования ядерно-геофизических методов исследования давсонитсодержащих пород.

Табл. 2, Библиогр. — 5 наименований.

УДК 550.837.83:553.3/4

Метод переходных процессов для оценки рудоносности гравимангнитных аномалий в условиях Белорусского кристаллического массива, Агафонов Г.Д., Ломиняго А.И. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На основании опытно-методических исследований, проведенных в 1975-1976 гг. на Новоселковском ильменит-магнетитовом месторождении, показана возможность использования метода переходных процессов в варианте МППО и МППР для оценки проводимости пород в фундаменте и выделения гравимангнитных аномалий под прочное бурение. Применен необычный способ изображения результатов и их интерпретация.

Рис. 1, Табл. 1, Библиогр. — 4 наименования.

О возможности "адиабатической" мобилизации меди при образовании ее надкларковых содержаний в пермских и триасовых отложениях Припятской впадины. Чеботарев В.М. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На примере анализа аномальных содержаний меди в пермских и триасовых отложениях Припятской впадины высказывается предположение об образовании их путем перераспределения ее кларкового запаса. На основании определения параметров зон дефицита представляется возможным, при наличии геохимического баланса веществ и признаков его адиабатической мобилизации, подойти к оценке перспектив исследуемой территории.

Рис. 2, Табл. 2, Библиогр. — 6 наименований, Приложений 2,

Структурно-тектонические особенности накопления угленосных отложений неогена в Припятской впадине. Горький Ю.И. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На основании формационного анализа установлено, что на накопление угленосных отложений неогена в Припятской впадине и локализацию угольных залежей существенное влияние оказывали тектонические движения вдоль зон глубинных разломов, соляной тектогенез и процессы подземного выщелачивания галогенных масс, что необходимо учитывать при проведении дальнейших геологоразведочных работ на бурые угли неогена.

Библиогр. — 10 наименований.

Литологические критерии поисков углей и высокоглиноземистой минерализации в неогеновых отложениях Припятской впадины. Курочка В.П., Горький Ю.И., Невмержицкая З.М., Зингерман А.Я., Деревякина Л.Ф. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Литологические особенности вмещающих пород, в частности, закономерности изменения состава глинистых минералов, рассматриваются как дополнительные критерии при поисках углей и высокоглиноземистой минерализации на примере неогеновых отложений Припятской впадины. При этом в первую очередь должны учитываться интенсивность каолинизации глинистых пород и зональность в распределении глинистых минералов в разрезе угленосных отложений.

Библиогр. — 6 наименований.

УДК 551,782(476-13)

Новые данные по стратиграфии континентальных отложений неогена Припятской впадины. Бурлак А.Ф. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье приводятся новые данные по стратиграфии континентальных неогеновых отложений Припятской впадины, полученные в результате палинологических исследований. Предложена стратиграфическая схема, несколько отличная от принятой ранее.

Библиогр. - 4 наименования. Приложений 2.

УДК 553,96,068,7(476,2)

Генетические особенности Бриневского бурогоугольного месторождения. Горький Ю.И., Яременко И.А., Деревякина Л.Ф. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье приводится характеристика Бриневского бурогоугольного месторождения, выявленного в последние годы в пределах Припятской впадины, и рассматриваются генетические особенности его формирования.

Рис. 2, Табл. 2, Библиогр. - 4 наименования.

УДК 553,96,041:500,814(476-13)

Применение аэрогеологических методов исследований при выделении перспективных структурно-тектонических зон и локальных депрессий кайнозойского угленакпления в Припятской впадине. Гирилович Л.С., Горький Ю.И. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР".

Показан опыт применения аэрогеологических методов исследований при выделении перспективных структурно-тектонических зон и локальных депрессий кайнозойского угленакпления на примере ряда площадей Припятской впадины и оценены возможности и эффективность дальнейшего исследования дистанционных методов при поисковых работах на бурый уголь.

Рис. 6, Библиогр. - 3 наименования.

УДК 553,63,068,22(100)

О глубинах древних морских солеродных бассейнов (на примере Припятского прогиба). Высоцкий Э.А., Кислик В.З. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

На основании анализа геологического материала по различным районам соленакопления и данных, опубликованных в отечественной и зарубежной литературе, показано, что среди древних морских солеродных бассейнов можно выделить мелководные

и бассейны, прошедшие эволюцию от глубоководных к мелководным. На примере нижнефаменской соленосной формации Припятского прогиба рассмотрены приемы определения начальных глубин бассейнов соленкопления. Показана специфика связи калиеносности с соленосными формациями, образовавшимися в глубоководных и мелководных морских бассейнах.

Рис. 1. Библиогр. — 25 наименований.

УДК 552.53.08:549.623.9(476.1)

Минералогия и закономерности распределения глинистых минералов в соленосных и надсолевых отложениях Петриковского месторождения калийных солей. Обровец С.М., Шабловская Р.К. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Рассмотрены особенности распределения глинистых минералов в породах соленосной и надсолевой толщ Петриковского месторождения калийных солей.

Комплексом методов установлены следующие глинистые минералы: гидрослюда, монтмориллонит, палльгорскит, каолинит. Выявлена вертикальная зональность в их распределении по разрезу.

Отмечается прослой своеобразной глины в низах надсолевой толщи. Рентгеновским анализом обнаружено, что в тонкой фракции глины преобладающей фазой является аутигенная гидрослюда-селдонит. Делается вывод, что селдонит образовался в результате преобразования вулканического материала.

Предполагается, что основной фон глинистого вещества, унаследованного и претерпевшего трансформацию, обусловлен в первую очередь характером обломочного материала. Достаточно широко развито аутигенное минералообразование.

Рис. 2. Библиогр. — 3 наименования.

УДК 552.53:551.734.5(476.2)

О распространении каменной соли в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба. Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Кручек С.А., Петрова Н.С. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье впервые приводятся сведения о распространении пласта каменной соли в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба. Дается петрографическая характеристика каменной соли, ее химический состав и рассматриваются условия образования.

Библиогр. — 13 наименований, Приложений 1.

УДК 552.553.632.(476.2)

Геологическое строение и перспективы освоения Житковичского месторождения калийных солей. Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Зеленцов И.И., Протасевич Б.А., Зингерман А.Я., Дашкевич В.П. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Впервые приводится описание Житковичского месторождения калийных солей. В разрезе соленосной формации на месторождении выявлено около пятнадцати калийных горизонтов и интервалов обогащенных калием. Залежи относятся к бессульфатному типу. Промышленный интерес представляют горизонты 1У-П и П-П. Выполнена геолого-экономическая оценка месторождения на стадии поисковых работ с учетом возможных вариантов его отработки.

Рис. 2, Табл. 4, Библиогр. - 5 наименований, Приложений 3.

УДК 553.643.041:550.832(476.5)

Использование данных каротажа для выделения фосфоритовых горизонтов и оценки качества фосфоритов. Зыков И.А., Копысов Ю.Г. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Для решения проблем фосфоритности, прогнозной оценки перспектив освоения региона (особенно крупномасштабной) фактического геологического материала мало. Поэтому основную информацию о фосфоритности можно получить при анализе диаграмм каротажа скважин. Фосфориты выделяются повышенной гамма-активностью на диаграммах гамма-каротажа (до 28 мкР/ч), повышенным (до 300 Ом) кажущимся сопротивлением на диаграммах электрокаротажа и большей плотностью, чем вмещающие породы, на диаграммах плотностного гамма-гамма-каротажа. На основе анализа каротажа и опробования руд месторождений "Мстиславль" и "Лобковиц" выявлена зависимость между гамма-активностью, содержанием в породах и рудах P_2O_5 фосфоритов и продуктивностью, широко используемая для геологических целей.

Рис. 1, Табл. 1, Библиогр. - 11 наименований, Приложений 2.

УДК 553.611:551.782(476-13)

Бейделлитовые глины в неогеновых отложениях юга Белоруссии. Ильин Е.А., Фролов Г.И., Войтов А.П. "Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Для детальных исследований состава взяты девятнадцать образцов и проб с четырех крупнейших месторождений: "Будки", "Городное", "Городок" и "Заря". Определение бейделлита и монтмориллонита проводилось по методике Грин-Кли на пробах, очищенных от красящих и аморфных веществ. Бейделлит преобладает в верхней зоне неогеновой глинистой толши.

В подчиненном количестве установлены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда,

смешаннослойные каолинит-сметитовые и гидрослюда-сметитовые образования. В нижней зоне бейделлит является примесью к каолиниту. Сопоставление составов глин Польши, Белоруссии и Украины позволяет выделить обширную неогеновую бейделлитоносную зону запада Русской платформы.

Рис. 2. Библиогр. — 22 наименования.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Корнилов Н.А., Михненко М.И., Гришко А.И., Шатрубов Л.Л. К оценке перспектив Белорусского кристаллического массива на железные руды	II
Давыдов М.Н. Генетические типы преобразования пород активизированных зон кристаллического фундамента территории Белоруссии	II
Курочка В.П., Савченко Н.А., Парибок В.И., Зингерман А.Я., Левый М.Г., Силевестров Н.К. Закономерности распределения зон с давсонитовой и гиббситовой минерализацией в отложениях Бобриковского горизонта Припятской впадины	21
Савченко Н.А. Литологический состав и структурно-текстурные особенности пород боксит-давсонитового горизонта Припятской впадины	29
Курочка В.П., Зыков И.А., Зингерман А.Я., Левый М.Г., Силевестров Н.К. О направлении поисков давсонита на Заозерной площади Припятской впадины	36
Агафонов Г.Д., Ломинаго А.И. Метод переходных процессов для оценки рудоносности гравимагнитных аномалий в условиях Белорусского кристаллического массива	47

Чеботарев В.М. О возможности "ади-абатической" мобилизации меди при образовании ее надкларковых содержаний в пермских и триасовых отложениях Припятской впадины	54
Горький Ю.И. Структурно-тектонические особенности накопления угленосных отложений неогена в Припятской впадине	65
Курочка В.П., Горький Ю.И., Невмержицкая З.М., Зингерман А.Я., Деревянкина Л.Ф. Литологические критерии поисков углей и высокоглиноземистой минерализации в неогеновых отложениях Припятской впадины	77
Бурлак А.Ф. Новые данные по стратиграфии континентальных отложений неогена Припятской впадины	90
Горький Ю.И., Яременко И.А., Деревянкина Л.Ф. Генетические особенности Бриневского бурого угольного месторождения	99
Гирилович Л.С., Горький Ю.И. Применение аэрогеологических методов исследований при выделении перспективных структурно-тектонических зон и локальных депрессий кайнозойского угленакпления в Припятской впадине	107
Высоцкий Э.А., Кислик В.З. О глубинах древних морских соленосных бассейнов (на примере Припятского прогиба)	118
Обровец С.М., Шабловская Р.К. Минералогия и закономерности распределения глинистых минералов в соленосных и надсолевых отложениях Петриковского месторождения калийных солей	137
Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Кручек С.А., Петрова Н.С. О распространении каменной соли в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба	143
	197

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Зеленцов И.И., Протасевич Б.А., Зингерман А.Я., Дашкевич В.П. Геологическое строение и перспективы освоения Житковичского месторождения калийных солей	150
Зыков И.А., Копысов Ю.Г. Использование данных каротажа для выделения фосфоритонесных горизонтов и оценки качества фосфоритов	168
Ильин Е.А., Фролов Г.Н., Войтов А.П. Бейделлитовые глины в неогеновых отложениях юга Белоруссии	176
Рефераты	189

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ
ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
В БССР

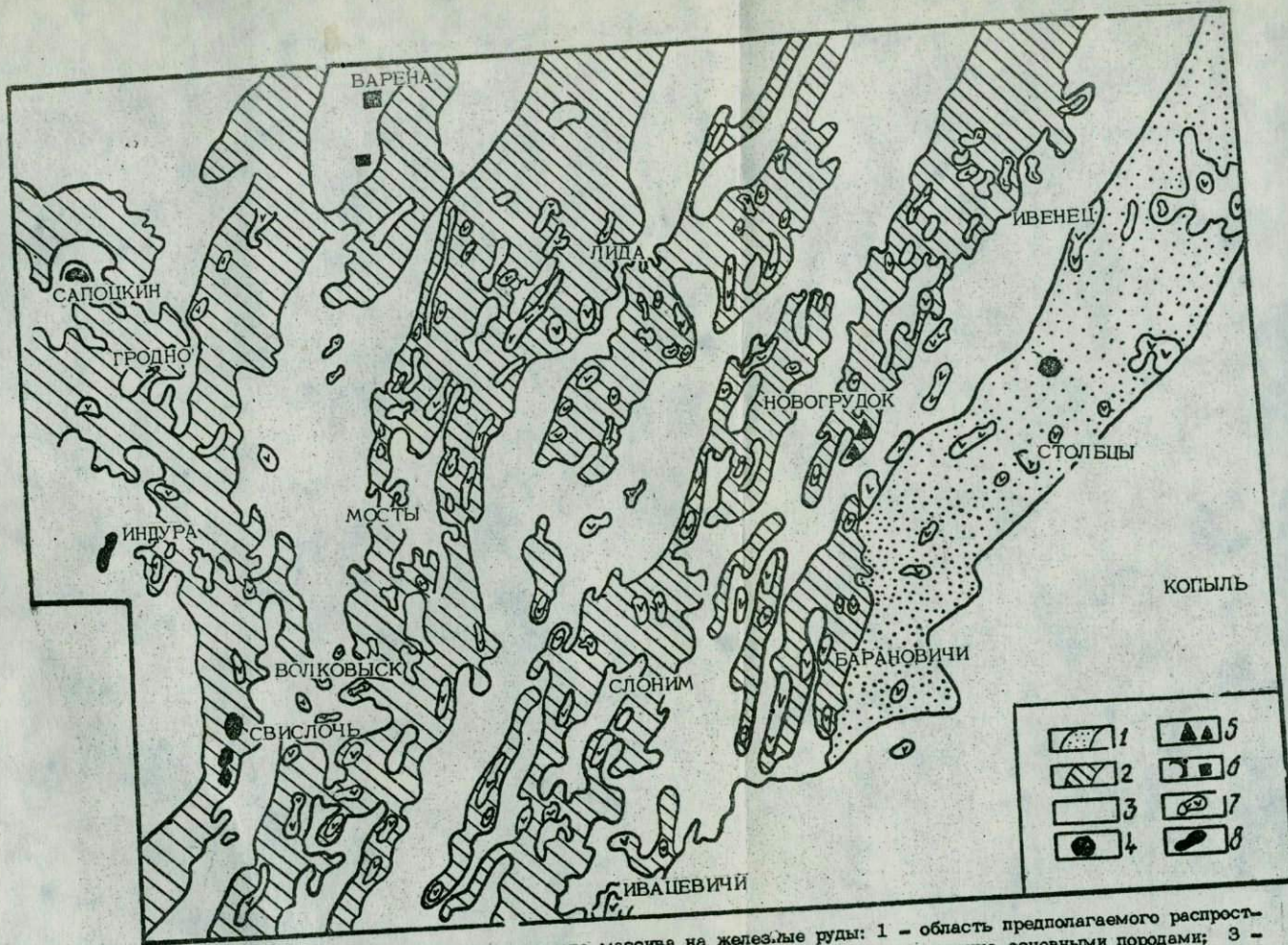
Редактор О.Г. Шапиро

Техн. редактор М.А. Маракулин

Корректор Н.В. Симонова

АТ 14018. Подписано к печати 2.02.1978 г. Бумага писчая № 1.
Формат 60x84 1/16. Печ. л. 12,5. Уч.-изд. л. 10,47.

Тираж 350 экз. Цена 74 коп. Заказ 17 Ротапринт БелНИГРИ.
Минск, ГСП, БелНИГРИ.



Схематическая прогнозная карта Белорусского массива на железные руды: 1 - область предполагаемого распространения пород околоской серии; 2 - структурно-формационные зоны, сложенные существенно основными породами; 3 - структурно-формационные зоны и площади, сложенные существенно кислыми породами; 4 - месторождения железистых кварцитов; 5 - месторождения и проявления ильменит-магнетитовых руд; 6 - месторождения и проявления богатых магнетитовых руд "литовского" типа; 7 - тела габброидов, перспективные на ильменит - магнетитовые руды; 8 - магнитные аномалии, перспективные на богатые магнетитовые руды "литовского" типа.

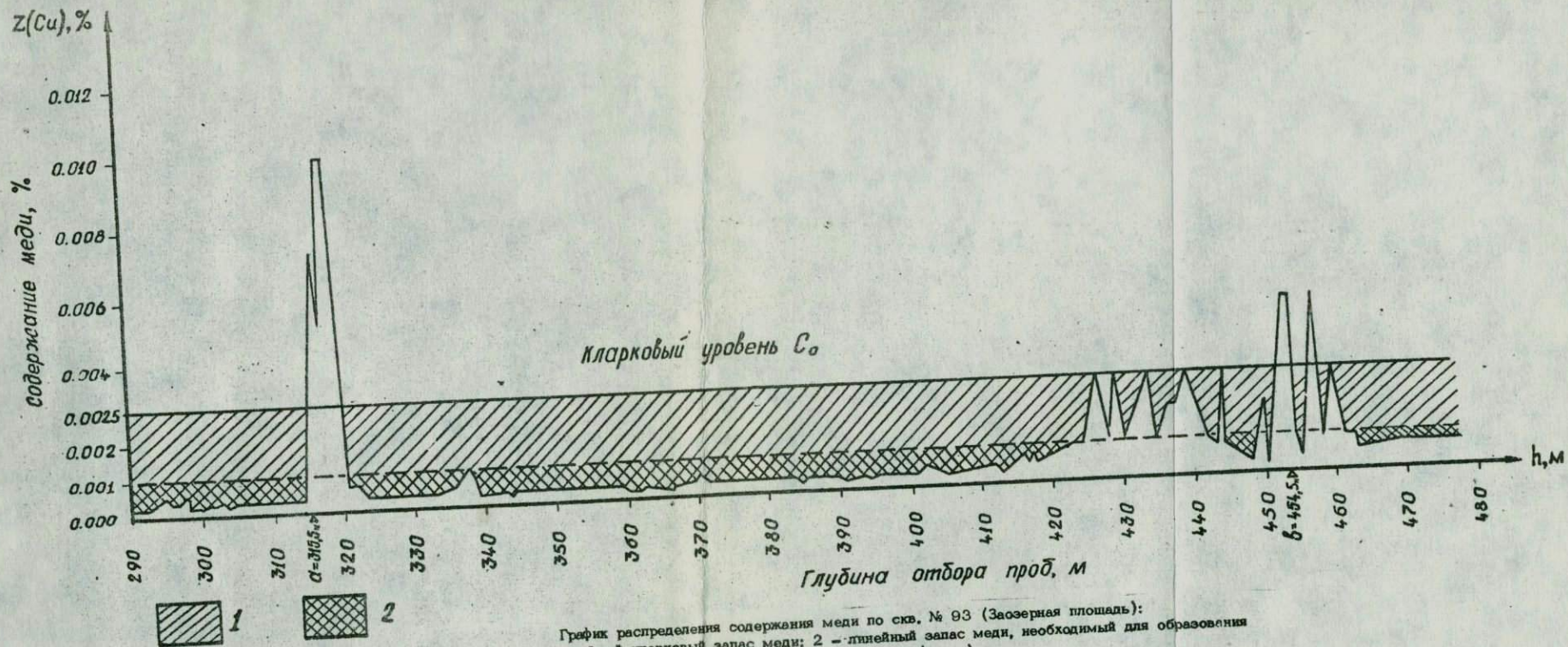


График распределения содержания меди по скв. № 93 (Засеерная площадь):
 1 - лишней кларковый запас меди; 2 - линейный запас меди, необходимый для образования ее надкларкового содержания в интервале глубины (а - а).

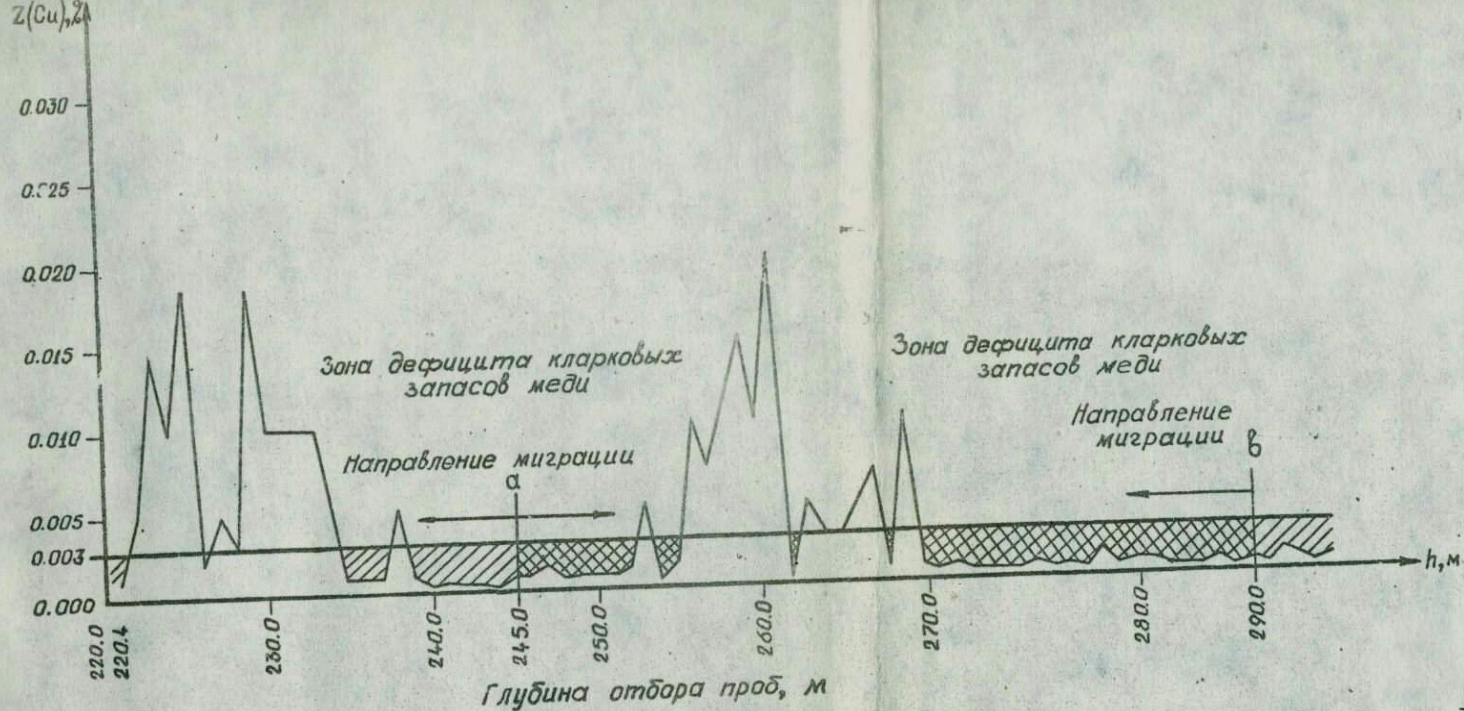
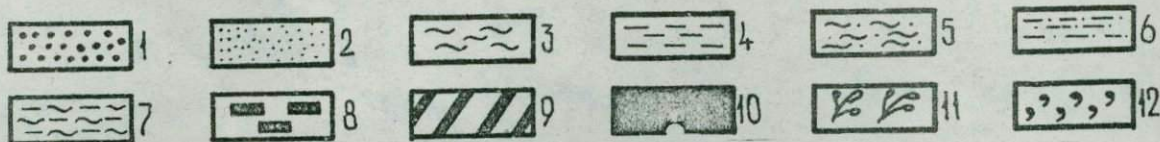
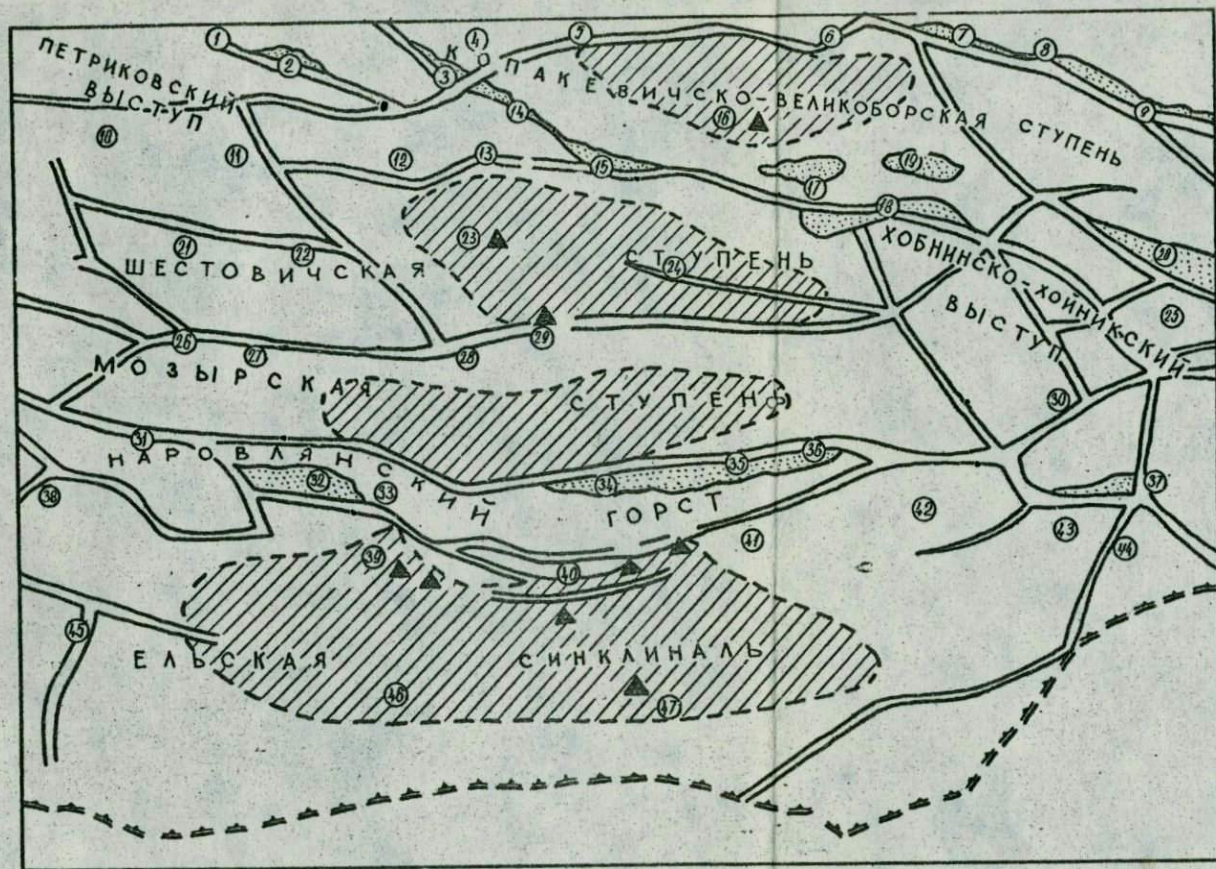


График распределения содержания меди по скв. № 39 (Южно-Копаткевичский участок): 1 - линейный кларковый запас меди; 2 - линейный запас меди, необходимый для образования ее надкларкового содержания на глубине 260 м.

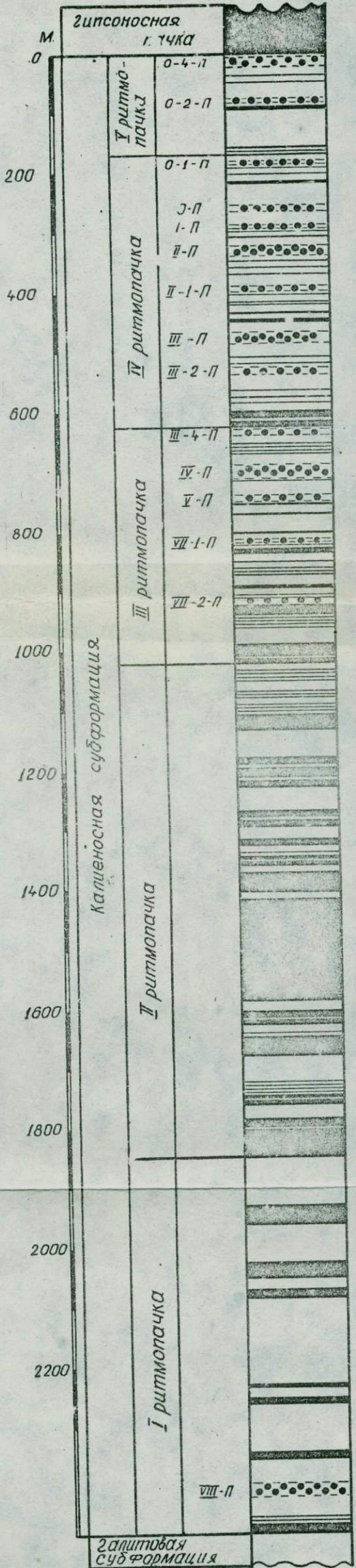
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДОТДЕЛ	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА	МОЩНОСТИ, М		КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
				НАИБОЛЕЕ ХАРАКТЕРНЫЕ	МАКСИМАЛЬНЫЕ	
НЕОГЕНОВАЯ	МИОЦЕН	ПЛИОЦЕН				ПЕСКИ ЖЕЛТОВАТО-СЕРЫЕ, ПОЛЕВОШПАТОВО-КВАРЦЕВЫЕ, РАЗНОЗЕРНИСТЫЕ, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО СРЕДНЕ- И МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ С КРУПНЫМИ ЗЕРНАМИ КВАРЦА
				5-11	ДО 14.3	ГЛИНЫ СЕРЫЕ, МЕСТАМИ С ЗЕЛЕНОВАТЫМ ОТТЕНКОМ, ТЕМНО-СЕРЫЕ, ПЛОТНЫЕ С КОМКОВАТЫМ СЛОЖЕНИЕМ, С РАСТИТЕЛЬНЫМИ ОСТАТКАМИ, ЗАМЕЩАЮТСЯ АЛЕВРИТАМИ СЕРЫМИ, ЗЕЛЕНОВАТО-СЕРЫМИ, С РАСТИТЕЛЬНЫМИ ОСТАТКАМИ И ПЕСКАМИ СЕРЫМИ, ТЕМНО-СЕРЫМИ, МЕЛКОЗЕРНИСТЫМИ КВАРЦЕВЫМИ С УГОЛЬНОЙ ПЫЛЬЮ
				8-23	ДО 33.0	ГЛИНЫ СЕРЫЕ СО СЛАБЫМ ЗЕЛЕНОВАТО-ГОЛУБОВАТЫМ ОТТЕНКОМ, ПЛОТНЫЕ, ЖИРНЫЕ. УЧАСТКАМИ ПЕСЧАНИСТЫЕ ИЛИ АЛЕВРИТНЫЕ, МЕСТАМИ ТЕМНО-СЕРЫЕ ЗА СЧЕТ ПРИСУТСТВИЯ ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ОРГАНИКИ; ГЛИНЫ ТИПА ПЕСТРОЦВЕТНЫХ, ПЛОТНЫЕ, ЖИРНЫЕ, ИНОГДА ЗАМЕЩАЮТСЯ СЕРЫМИ АЛЕВРИТАМИ И СЕРЫМИ МЕЛКОЗЕРНИСТЫМИ, УГЛИСТЫМИ, КВАРЦЕВЫМИ ПЕСКАМИ
				10-27	ДО 38.8	ПЕСКИ СЕРЫЕ, ТЕМНО-СЕРЫЕ В РАЗНОЙ СТЕПЕНИ УГЛИСТЫЕ, МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ, ИЗРЕДКА С ПРИМЕСЬЮ КРУПНЫХ, ХОРОШО ОКАТАННЫХ ЗЕРЕН КВАРЦА, КВАРЦЕВЫЕ; УГОЛЬ БУРЫЙ РЫХЛЫЙ; АЛЕВРИТЫ ОТ СВЕЛАО- ДО ТЕМНО-СЕРЫХ С ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СЛОИСТОСТЬЮ, УЧАСТКАМИ ПЕСЧАНИСТЫЕ, ГЛИНИСТЫЕ С РАСТИТЕЛЬНЫМИ ОСТАТКАМИ; ГЛИНЫ ТЕМНОСЕРЫЕ, ПЛОТНЫЕ, ЖИРНЫЕ С РАСТИТЕЛЬНЫМИ ОСТАТКАМИ
				7-5	ДО 20.5	ПЕСКИ СЕРЫЕ, ТЕМНО-СЕРЫЕ, РАЗНОЦВЕТНЫЕ, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ, КВАРЦЕВЫЕ В РАЗНОЙ СТЕПЕНИ УГЛИСТЫЕ, ЧАСТО С ПРОСЛОЯМИ АЛЕВРИТОВ УГЛИСТЫХ И ЗОЛЬНОГО УГЛЯ; ГЛИНЫ СЕРЫЕ, ИНОГДА С ЗЕЛЕНОВАТЫМ ОТТЕНКОМ, ТЕМНО-СЕРЫЕ, ПЛОТНЫЕ, ЖИРНЫЕ, С ПРИСЫПКАМИ ТОНКОЗЕРНИСТОГО ПЕСКА ПО НАПЛАСТОВАНИЮ, УГОЛЬ БУРЫЙ
ПАЛЕОГЕНОВАЯ						ПЕСКИ СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ, МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ, ГЛАУКОНИТОВО-КВАРЦЕВЫЕ, СЛЮДИСТЫЕ. АЛЕВРИТЫ СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ, ПЕСЧАНИСТЫЕ ГЛАУКОНИТОВО-КВАРЦЕВЫЕ



Сводный стратиграфический разрез континентальных отложений неогена Припятской впадины: 1 - песок крупнозернистый; 2 - песок средне- и мелкозернистый; 3 - алевроит; 4 - глина; 5 - алевроит песчанистый, песок алевроитистый; 6 - глина песчаная, песок глинистый; 7 - глина алевроитистая, алевроит глинистый; 8 - слабо углистые породы; 9 - сильно углистые породы; 10 - уголь бурый; 11 - растительные остатки; 12 - глауконит.

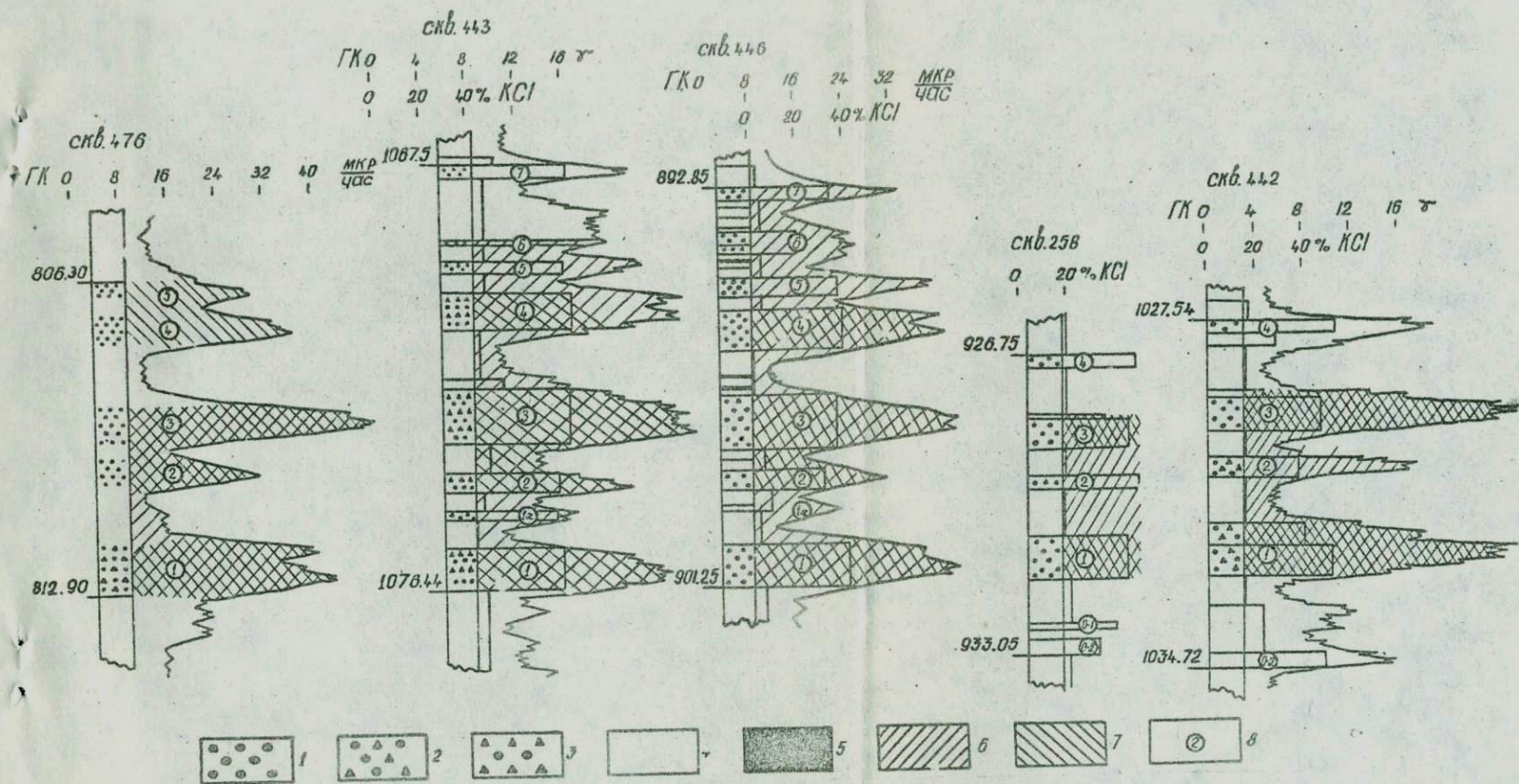


Схематическая карта распространения каменной соли в нижнепермских отложениях Припятского прогиба: 1 - скважины, вскрывшие пласт каменной соли; 2 - участки предполагаемого развития каменной соли; 3 - локальные зоны отсутствия нижнепермских отложений; 4 - Южно-Припятский разлом; 5 - разломы в нижнепермских отложениях (цифрами на карте обозначены лоскутные и разведочные площади на нефть и газ): 1 - Копаткевичская; 2 - Западно-Гороховская; 3 - Бобровицкая; 4 - Кротовская; 5 - Северо-Бобровицкая; 6 - Рудницкая; 7 - Золотухинская; 8 - Ведричская; 9 - Малодушинская; 10 - Северо-Шестовицкая; 11 - Конковичская; 12 - Птичская; 13 - Южно-Гороховская; 14 - Гороховская; 15 - Азеречская; 16 - Смагловская; 17 - Дудичская; 18 - Хобнинская; 19 - Северо-Хобнинская; 20 - Омельковшицкая; 21 - Шестовицкая; 22 - Скрыгеловская; 23 - Прудокская; 24 - Юровичская; 25 - Северо-Хойницкая; 26 - Сколодинская; 27 - Казимировская; 28 - Каменская; 29 - Мозырская; 30 - Хойницкая; 31 - Еуйновичская; 32 - Анисимовская; 33 - Заозерная; 34 - Кустовицкая; 35 - Наровлянская; 36 - Восточно-Наровлянская; 37 - Микуличская; 38 - Лельчицкая; 39 - Никопавская; 40 - Ельская; 41 - Восточно-Ельская; 42 - Тульговичская; 43 - Можицкая; 44 - Стреличская; 45 - Западно-Валавская; 46 - Ново-Рудницкая; 47 - Восточно-Выстуловичская.

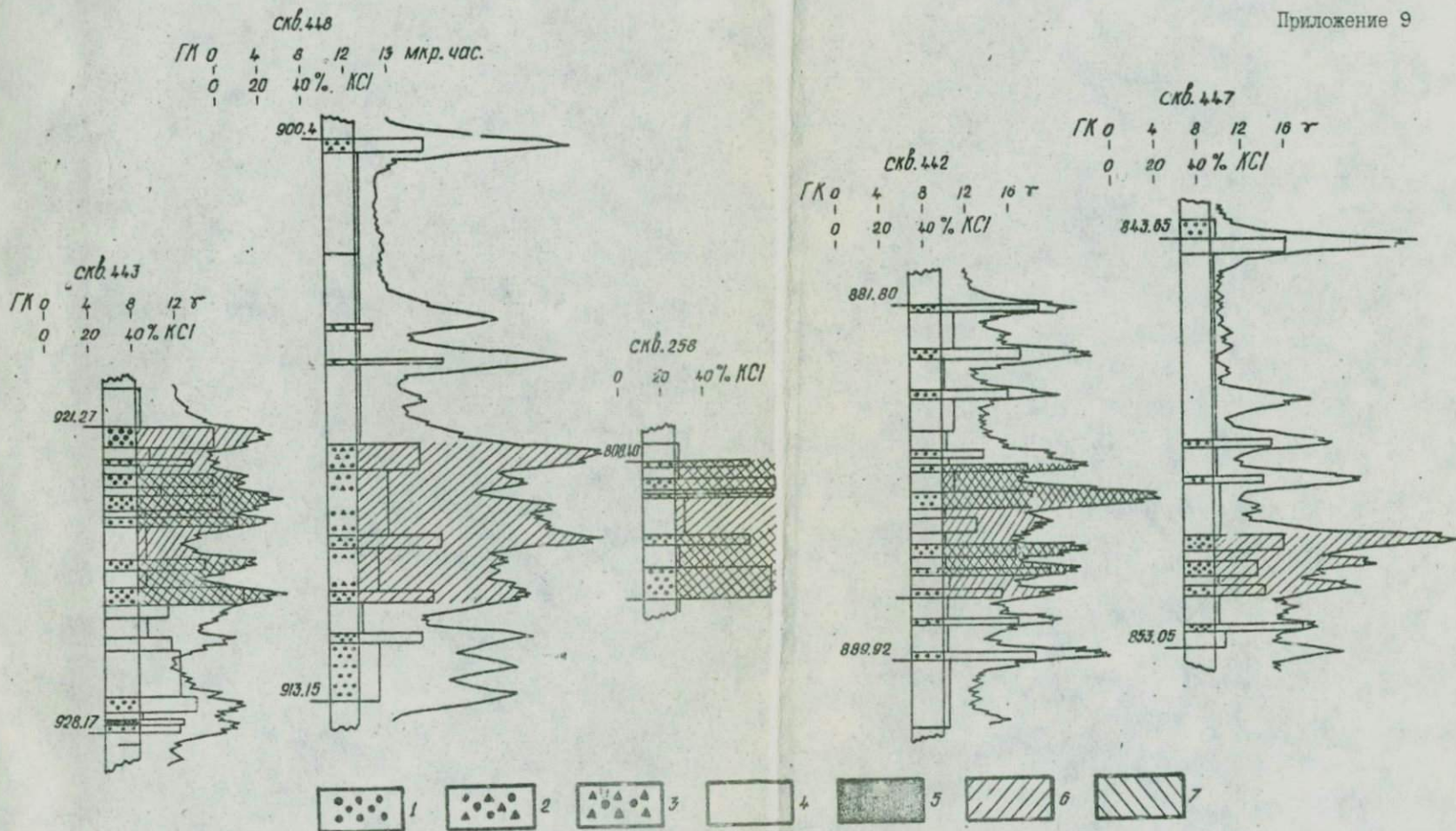


- 1
- 2
- 3

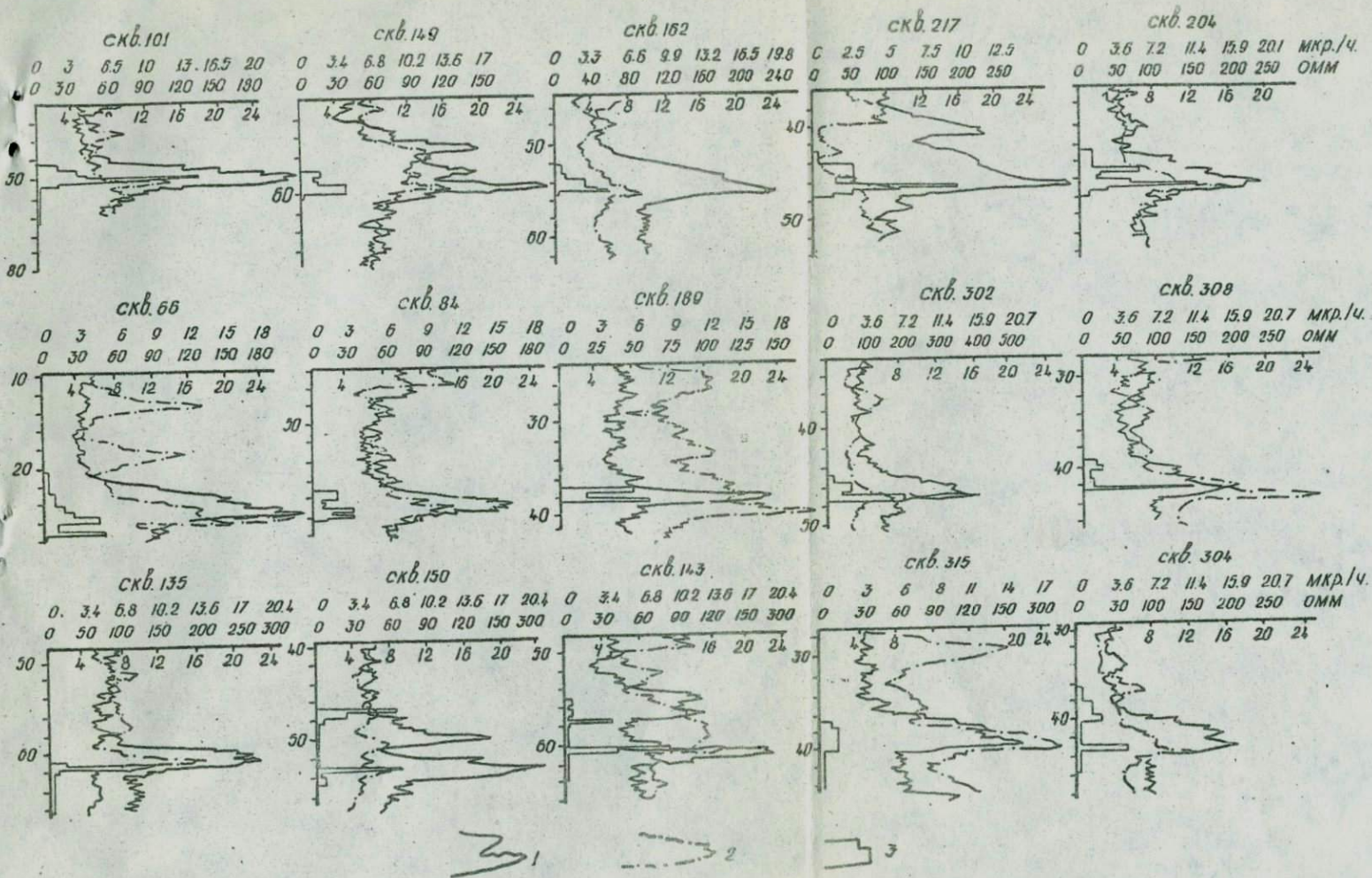
Сводный разрез калиеносной субформации Житковичского месторождения:
 1 - несоляные породы; 2 - каменная соль; 3 - калийные горизонты



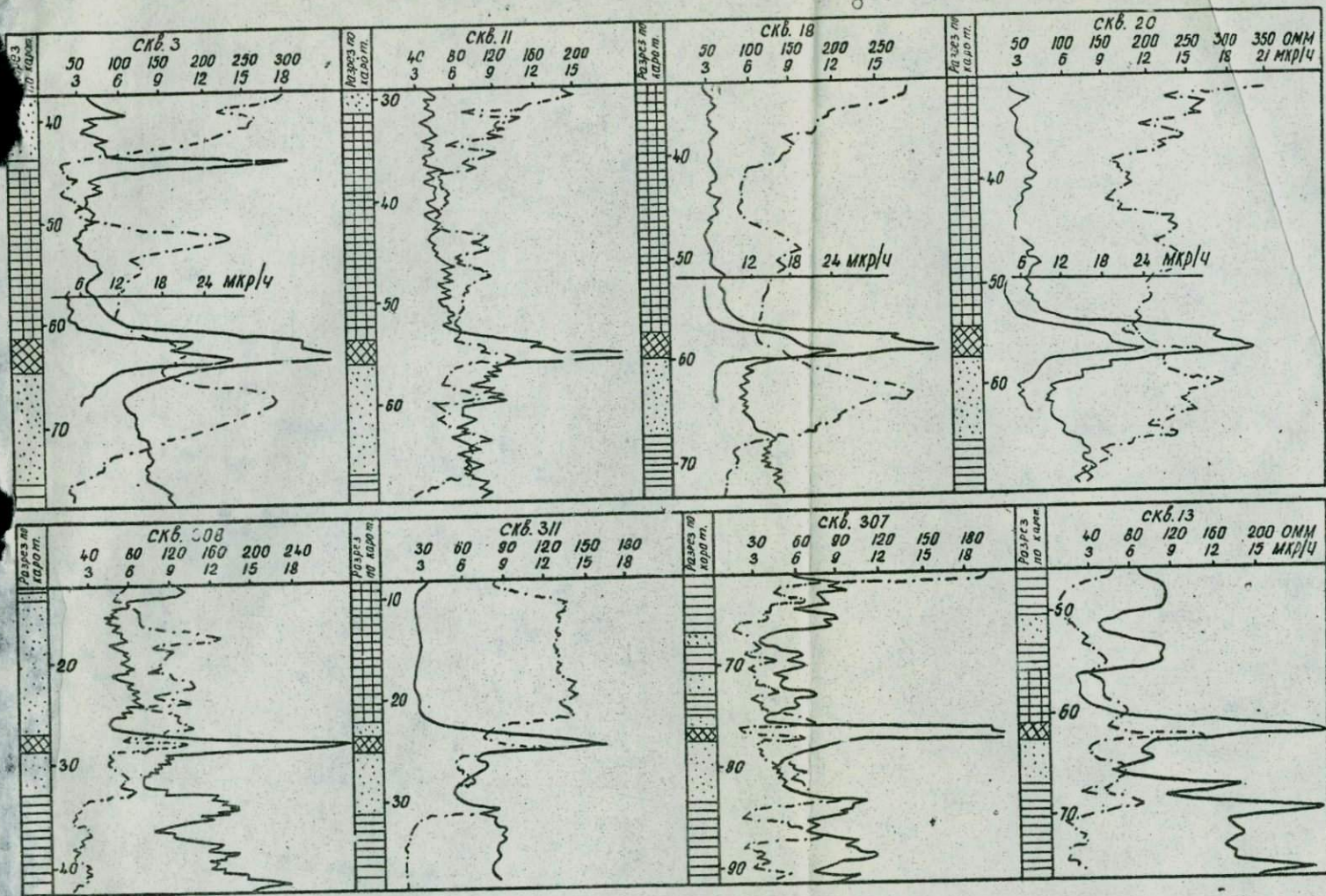
Строение горизонта 1У-П: 1 - сильвиниты; 2 - сильвиниты карналлитсодержащие; 3 - сильвин-карналлитовые породы; 4 - каменная соль; 5 - несоляные породы; 6 - продуктивный пласт (валовый вариант); 7 - продуктивные слои (селективный вариант); 8 - номер слоя (прам. угольной диаграммой показано содержание КСІ по опробованию).



Строение горизонта П-П: 1 - сильвиниты; 2 - сильвиниты карналлитсодержащие; 3 - сильвин-карналлитовые породы; 4 - каменная соль; 5 - несоляные породы; 6 - продуктивный пласт (валовый вариант); 7 - продуктивные слои (селективный вариант); продуктивной диаграммой показано содержание КСІ по опробованию.



Примеры корреляции данных каротажа и опробования по керну (месторождения "Мстиславль" и "Лобковичи"): 1-2 - кривые ГК (1) и КС /градиент-зонд/ (2); 3 - содержание P_2O_5 , %.



а

б

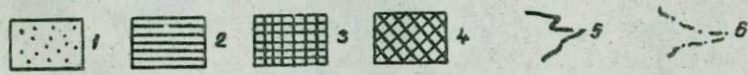


Схема сопоставления фосфоритонесных горизонтов по диаграммам каротажа. Участки: Быховский (а) и "Польковичи" (б) Могилевской области. 1 - песок; 2 - глина; 3 - мел; 4 - фосфориты; 5 - кривые ПК; 6 - кривые КС.

2736

