

А.А.Рассказов МИНЕРАЛЫ ГЛИН КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.А. РАССКАЗОВ

МИНЕРАЛЫ ГЛИН КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(район Старобинского месторождения)

Труды, вып. 381



•

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА" МОСКВА

1984

Academy of sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.A. Rasskazov

CLAY MINERALS OF POTASSIUM-BEARING DEPOSITS (area of Starobinsky deposits)

Transactions, vol. 381

Рассказов А.А. Минералы глин калиеносных отложений (район Старобинского месторождения). М.: Наука, 1984. 72 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 381).

С помощью современных физико-химических методов исследования изучены минеральный состав и распределение галопелитов в калиеносных отложениях Старобинского месторождения. Показан аутигенный характер образования большинства глинистых минералов. Установлено, что основными глинистыми минералами разреза являются диоктаэдрический Fe-иллит и триоктаэдрический Mg-хлорит. Корреляционные связи примесных элементов в составе галопелитов с петрогенными элементами, в частности с калием, свидетельствуют о связи аутигенного Fe-иллита с исходным кластогенным веществом.

Исследованы кристаллохимические характеристики глинистых минералов и показана их связь с определенными стадиями осолонения эвапоритового бассейна. Состав и кристаллохимические особенности глинистых минералов соленосной толщи района исследований могут быть использованы в качестве индикаторных для отложений калиеносных бассейнов хлоридного геохимического профиля.

Табл. 11. Ил. 41. Библиогр.: с. 70-74 (154 назв.).

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеее, В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

А.Г. Коссовская

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief), Corresponding member of USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev, V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov

Responsible editor

A.G. Kossovskaya

Андрей Андреевич Рассказов МИНЕРАЛЫ ГЛИН КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (район Старобинского месторождения)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор А.В. Колл. Художник Н.Н. Якубовская. Художественный редактор И.Ю. Нестерова Технический редактор М.К. Сэрегина. Корректор Л.А. Агеева

ИБ № 27489

Подписано к печати 8.12.83. Т—22314. Формат 70 × 100 1/16. Бумага для глубокой печати. Печать офсетная Усл. печ. л. 5,9 + 0,4 вкл. Усл. кр.-отт. 6,6. Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 600 экз.Тип. зак. 963. Цена 1р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

 $P \frac{1904020000-019}{042(02)-84} 221-84-1$

©Издательство "Наука", 1984 г.

введение

Исследование минерального состава глин в соленосных отложениях началось сравнительно недавно. Из наиболее ранних надо отметить работы Ж. Миллои И. Лаппарена [Millot, 1949; Lapparent, 1937], которые при изучении небольшого количества образцов установили присутствие в них отдельных глинистых минералов. Начиная с 60-х годов количество публикаций резко возросло, что связано, по-видимому, как с развитием минералогии осадочных пород вообще, так и с широким внедрением в исследования новых точных методов анализа вещества.

Из отечественных исследований к первым относятся работы Е.А. Яржемской [1949, 1954], посвященные составу минералов глин в разновозрастных соленосных толщах Верхней Камы и Прикарпатья. Минеральный состав глинистых образований девонской соленосной толщи Тувинской АССР рассмотрен М.В. Пастуховой [1965a,6]; глин нижнекембрийских галогенных отложений Сибирской платформы — Я.К. Писарчик [1956, 1975]; галопелитов неогеновых солей Прикарпатья — П.М. Билонижка [1966, 1973]; глинистых минералов пермских солеродных бассейнов юго-запада Русской платформы — Т.Н. Соколовой [1979a,6]; галопелитов девонских солей Припятского прогиба — Ю.И. Лупиновичем [1966], О.К. Ляховичем [1969], Н.В. Зайцевой [1979].

Большое количество работ по составу глинистых минералов соленосных формаций принадлежит зарубежным исследователям. Изучены минералы глин в соленосных толщах пермско-триасового возраста Западной Европы и Северной Африки [Lippman, 1954, 1956, 1957, 1976; Lippman, Savascin, 1969; Echle, 1961; Becher, 1965; Lucas, 1962; Vivaldi, MacEwan, 1957; Schlenker, 1971], в силурийской соленосной формации Мичиганского бассейна [Lounsbury, 1963], в эвапоритах бассейна Ретсоф [Bodine et al., 1973; Bodine, Stardaert, 1977]. Исследован состав глинистых минералов соленосных отложений немецкого цехштайна, включающих залежи калийно-магниевых солей [Braitisch, 1959, 1960, 1962, 1971; Fuchtbauer, Goldschmidt, 1956, 1959; Dreizler, 1962; Pundeer, 1969]. Рассмотрены глины в сильвинит-карналлитовых породах цехштейна Англии [Stewart, 1963, 1965; Honeyborn, 1951]. Описаны глинистые минералы калийных солей пермской соленосной формации Нью-Мексико [Grim et al., 1960].

Состав и строение глинистых минеарлов контролируются условиями осадкообразования и постседиментационными процессами, что позволяет использовать эти минералы в качестве индикаторов физико-химических обстановок формирования пород [Коссовская, Дриц, 1971; Карпова, 1972; Шутов и др., 1971; Ратеев, 1964]. Вместе с тем специфика глинообразования в солеродных бассейнах разного геохимического профиля, несмотря на рост количества работ, остается еще недостаточно изученной. В отечественной литературе большинство работ по глинистым минералам в соленосных толщах базируется на данных лишь термического, и фазового рентгеновского анализов, только на основании которых трудно судить о генетической природе минералов.

Следует отметить также, что основная часть исследований посвящена характеристике глинистых минералов в доломитово-сульфатных и галитовых породах. Значительно меньше освещены вопросы глинообразования в галогенных породах более высоких стадий осолонения, и почти все эти работы касаются соленосных толщ сульфатной линии развития эвапоритовых бассейнов.

В настоящее время надежно установлены состав и кристаллохимическая специфика глинистых минералов всех стадий осолонения (вплоть до эвтоники) пермских солеродных бассейнов сульфатного типа [Соколова, 1979а]. Однако большинство промышленных месторождений калийных солей относится к хлоридному типу и их формирование, по классическим представлениям, происходило из обессульфаченной или метаморфизованной в прямом направлении рапы. В отечественной литературе данных по кристаллохимической характеристике глинистых минералов в бассейнах этого типа почти нет. Вместе с тем детальное исследование минералов глин калиеносных отложений, помимо научного аспекта, имеет и практическое значение, позволяет решать вопросы, связанные с разведкой, обогащением и переработкой калийных солей.

Основными задачами настоящего исследования были: 1) изучение вещественного состава галопелитов в калиеносных отложениях месторождения калийных солей, формирование которого происходило из обессульфаченной рапы; 2) исследование состава и кристаллохимической специфики глинистых минералов в разрезе калиеносных отложений; 3) определение минералого-геохимических особенностей галопелитов и изменения связей между петрогенными и примесными элементами в них по разрезу и по площади; 4) выяснение генетических особенностей глинистых минералов и их связей с процессами соленакопления в регионе. В качестве объекта исследования был выбран район северо-западной части Припятского прогиба — Старобинское месторождение калийных солей. Припятский прогиб — один из крупнейших калиеносных бассейнов хлоридного типа. Образование калийных солей здесь связано с накоплением мощных галогенных толщ верхнедевонского возраста и приурочено к модальной фазе рифтового грабена, стадию которого прошла эта структура, являющаяся одним из звеньев Сарматско-Туранского лениамента.

Мощные пласты калийных солей преимущественно сильвинитового состава (данково-лебедянского возраста), обнаруженные в северо-западной части прогиба на сравнительно небольшой глубине, послужили основой для разработки одного из крупнейших в СССР Старобинского месторождения калийных солей, геологическое строение и особенности условий образования которого рассмотрены в главе первой.

Галопелиты калиеносных отложений района месторождения наряду с собственно глинистыми минералами, составляющими основу алюмосиликатной части, содержат целый комплекс воднорастворимых солей K, Na, Ca и Mg, а также карбонатный и сульфатный материал. Особенностям минерального состава хемогенной части разных типов галопелитов и распределению их по разрезу пород калиеносной подтолщи месторождения посвящена глава вторая.

При выполнении работы был использован весь комплекс современных методов исследования глин (глава третья). Изучение состава галопелитов, подготовка образцов для разных типов анализов отличаются серией особенностей, что отражается и на подходе к выделению мономинеральных или близких к ним фракций глинистых минералов с целью их дальнейшего изучения и расчета кристаллохимических характеристик. Наряду с оптическим изучением образцов применялась рентгеновская дифрактометрия в сочетании с методами химического анализа. Использовался дифференциально-термический анализ. Для решения ряда вопросов привлекались электронография, инфракрасная спектроскопия, электронная микроскопия и др. Кроме указанных, использовались методы, сравнительно недавно применяемые при изучении галопелитового материала: рентгено-флюоресцентный анализ, автоматический анализатор размеров частиц (счетчик Coulter), методы исследования минералов в градиентах плотности. Всего при изучении различными методами было проанализировано несколько сотен образцов.

Глава четвертая посвящена описанию минералов глин калиеносных отложений района. При этом особое внимание уделено анализу глинистых минералов, наиболее широко распространенных в разрезе.

Информация о генетической специфике пород достаточно полно и адекватно отражена в их геохимических особенностях. Исследования связи петрогенных и примесных элементов галопелитового материала позволяют в ряде случаев существенно уточнить генетическую природу исследуемых объектов. В главе пятой на базе химического состава пелитовых фракций показаны распределение глинистых минералов в разрезе калиеносных отложений и изменение некоторых компонентов по территории района.

В главе шестой на фоне формирования всех пород калиеносной подтолщи рассмотрены особенности образования глинистых минералов, анализируется характер матричного материала, преобразование которого в соленосной среде могло послужить источником для новообразований.

В заключении сформулированы главные выводы проведенных исследований.

В процессе выполнения работы и при обсуждении результатов большую роль сыграли советы и критические замечания профессора Л.К. Яхонтовой, которой автор искренне благодарен. Автор выражет глубокую признательность профессору А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой за ценные замечания на разных этапах исследований, сотрудникам БелНИГРИ Н.С. Петровой и Э.А. Высоцкому и главному геологу объединения Беларуськалий В.Д. Фоминой за доброжетательное содействие при изучении геологии района и отборе образцов, сотрудникам кафедры минералогии МГУ и лаборатории геоминералогии Геологического института АН СССР, способствовавшим выполнению настоящей работы.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Старобинское месторождение калийных солей приурочено к северо-западной окраине Припятского прогиба. Геологическое строение отложений этого района, хотя и обладает рядом специфических особенностей, органически связано со структурой всего прогиба, составляя его неотъемлемую часть. Поэтому строение и условия формирования Старобинского месторождения целесообразно рассматривать на фоне строения и развития всего Припятского прогиба в целом.

припятский прогиб

Припятский прогиб обрамляет с юга Русскую плиту Восточно-Европейской платформы. На севере он ограничен Северо-Припятским краевым разломом, частично отчленяющим его от Белорусского и Воронежского массивов и представляющим собой серию кулисообразных разрывов типа сбросов с общей амплитудой до 3,5 км [Горелик и др., 1968; Гарецкий и др., 1974; Тектоника..., 1976]. На юге он граничит с Украинским кристаллическим щитом, от которого отделяется Южно-Припятским краевым разломом. Вдоль последнего, представленного сложно построенной зоной ступенчатых разрывных нарушений, происходит погружение кристаллического фундамента на глубину до 2,5–4 км. С востока прогиб отделен от Лоевской седловины субмеридиональным разломом с общей амплитудой до 400 м, а на западе при постепенном подъеме поверхности фундамента в западном направлении сочленяется с Полесской седловиной, один из отрогов которой (Микашевичский выступ) глубоко внедряется в центральную часть прогиба, из-за чего западная часть последнего приобретает характерный вид "рыбьего хвоста"(рис. 1, см. вкл.), отмечаемый для многих рифтовых зон и поясов [Милановский, 1970]. Протяженность прогиба достигает 300 км при ширине 120–150 км.

Припятский прогиб — одна из хорошо изученных структур рифтового типа [Айзберг и др., 1971; Макаревич, 1971; Анцупов и др., 1972; Гарецкий и др., 1974; Карташев, 1975]. Он представляет собой одно из звеньев Сарматско-Туранского линеамента аналога современных рифтовых поясов, вытянутого от Подлясско-Брестской впадины до юго-западны отрогов Гиссарского хребта почти на 4000 км и включающего в себя наряду с Брестской впадиной, Припятским и Днепровско-Донецким прогибами также Донбасско-Промысловскую складчатую зону и Бухаро-Хивинскую зону ступеней. Кроме положения этих структур в единой тектонической области, их связывают некоторые общие черты строения и схожие механизмы заложения как результат действия процессов рифтогенеза.

Припятский прогиб образовался в результате резкого опускания (до 5,5 км) архейско-нижнепротерозойского фундамента по системе крупных разломов субширотного и северо-западного простирания. Хотя тектоническое строение прогиба и отличается большим разнообразием, возможность выделения реперных прослоев и поверхностей позволяет проводить достаточно надежную корреляцию разных его участков.

Кристаллический фундамент разбит системой преимущественно субширотных разломов на серию вытянутых вдоль ложа пластинообразных блоков с разными амплитудами поднятия. С этими нарушениями связано образование структур второго порядка, тогда как структуры третьего и более мелкого порядков морфологически обусловлены пликативными дислокациями [Тектоника..., 1976]. По поверхности фундамента и подсолевого ложа в северной части прогиба установлены структуры второго порядка (с севера на юг): Березинская прибортовая (примыкающая к Северо-Припятскому разлому), Речицко-Шатилковская и Малодушинско-Червоно-Слободская



Рис. 1. Схема тектонического районирования фундамента и изопахиты (в км) верхней соленосной толщи Припятского прогиба

1 — глубинные разломы, ограничивающие Припятский прогиб; 2 — основные тектонические нарушения; 3 — граница распространения соленосных отложений; 4 — участки отсутствия верхней соленосной толщи. Структуры кристалического фундамента: депрессии — I — Шатилковская, II — Василевичская, III — Копаткевичская, IV — Калинковичская, V — Мелешковичская, VI — Ельская, VII — Туровская, зыступы — VIII — Речицкий, IX — Червоно-Слободский, X — Мелевичский, XI — Центральный, XII — Микашевичский, XIII — Мозырский, XIV — Злодинский, XV — Наровлянский, XVI — Брагинский

	[שיוחם]	Lucmena	Umdes	Apyc	(аризан т ы) Слоч	Chuma, manuta.	Литологичес- кая колонка	Maugher The M					
	oŭ cras	Yemba mu vida						20					
	विय्यं मण्ड	10 M 4-	100 NG0				~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	22 0					
	<u><u></u><u></u><u></u><u></u></u>	1 22	10 . R	K2 E				5 35 2					
	16.30.30 X 4.9	200		Jgkm+JgD Jaht			~~~~~~~~	0 20 1					
				<u> </u>	54			-2		Давы в Сова Сава. Сналое надеолевой толици		270 4	
	1 E D 3 D 4 E X A A	Д Е В О И Е И В Я	верхний	Д И МЕНСКИ Й	Данково - пебедянские	กที่ โองแะอาระหละ - แหละกอะ หละหมะเหอร์หอทั้ หออิทาอกนมุน		125					
	Пал				104100 - 1000000000000000000000000000000	1827748 - 24.0448 184 - 24.044 184 - 24.044		80 30					
							TUBEN - J.	арсиая XI		90	2		
				ת אנצא ש	Bepzne- 1.	Acromu A		<i>36</i>	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1				
					Ц	6	Ha 30 46-	10 10 10 10		<i>JJ</i>			
			дний	текий	Пужские		17777777777 17777777777777777777777777	158	ء ج 7				
			Huber Huber	Нарав- ские		 	<i>D1</i>	~~~~~~~~~~ <i>8</i>					
		<i>Абрий</i>	16 pu ŭ	Abpuŭ	чбрий	Hpuŭ	верхний	ї Да лдайский хоталекс		Typpu mobas		105	四子 g 開始 no 日本 日本 日本 日本 日本 日 日 日 日 日 日 日 日 日 日 日 日
		3040	Нижний	белорусский Падочный Комплекс		Пинская		<i>131</i>	12 12 13				
	Артей-и ниж ний протероми					 	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +		₩¥¥ 74 °°°0 75				

Рис. 4. Сводный стратиграфический разрез отложе-ний северо-западной части Припятского прогиба 1 — пески и алевролиты; 2 — пески глинистые; 3 — супеси; 4 — песок глауконито-кварцевый; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — конгломераты и гравелиты; 7 — мел; 8 — глины массивные; 9 — глины доломитовые; 10 — мергель массивный; 11 — мергель доломитовый; 12 — известняки; 13 — доломиты; 14 — калийные соли; 15 — галит



Рис. 5. Сводный стратиграфический раз-рез калиеносных отложений северо-запад-ной части Припятского прогиба 1 — карбонатно-глинистые породы; 2 — галит; 3 — сильвинит; 4 — карналлит

/



Рис. 35. Схема распространения глинистых минералов по разрезу калиеносных отложений района месторож-дения 1 — карбонатно-глинистые породы; 2 — каменная соль; 3 — горизонты калийных солей; 4 — прослои пеп-ловых туфов

тектонические ступени. На юге Припятского прогиба к тектоническим элементам второго порядка относят Выступовичскую прибортовую ступень, севернее которой расположены Ельский грабен (глубина фундамента здесь достигает 5,5 км) и Наровлянский горст.

В осевой части центральной зоны прогиба находятся Петриковский и Хойникский выступы фундамента, погружающиеся навстречу друг другу. К северу от них расположена Копаткевичско-Великоборская ступень, вытянутая в субширотном направлении на 200 км при ширине до 20 км. Поверхность фундамента здесь наклонена на север с изменением глубины от 2,5 до 5,5 км. Южнее указанных выступов находятся Шестовичская и Мозырская тектонические ступени, разделенные Сколодинским разломом. Поверхность фундамента здесь погружается на юг от 2 до 5 км.

Структуры третьего порядка в регионе связаны с зонами приразломных поднятий и опусканий, основными среди которых являются Березинская, Речицко-Вишанская, Червоно-Слободская, Малодушинская, Копаткевичская, Гороховская, Шестовичская, Сколодинская, Буйновичская и Наровлянская зоны поднятий. Приразломное опускание обычно называют синхронно с поднятием (Предберезинское, Предречицкое и др.). Некоторые зоны поднятий выделяются внутри ступеней (Чернинская, Северо-Домановичская и т.п.). К структурам третьего порядка также относятся Хойникское поднятие и Боричевский структурный выступ.

Осадочный чехол Припятского прогиба расчленяется в структурно-формационном плане на несколько формационных рядов, составляющих структурные комплексы, разделяющиеся перерывами и структурными несогласиями и расчленяющиеся на этажи и подэтажи [Гарецкий и др., 1974; Айзберг и др., 1974; Тектоника..., 1976; и др.]. При этом выделяются катаплатформенные (среднерифейско-нижневендский комплекс и верхневендский структурный этаж верхневендско-нижнекембрийского комплекса) и ортоплатформенные (среднедевонско-среднетриасовый и верхнетриасово-антропогенный комплекс) структурно-формационные подразделения.

Прогиб выполнен преимущественно образованиями среднедевонско-среднетриасового (герцинского) структурного комплекса, подразделяемого на структурные этажи: эйфельско-среднефранский (сульфатно-карбонатно-терригенная сероцветная; терригенная пестроцветная и карбонатная сероцветная формации); верхнефранско-нижнепермский (сульфатно-карбонатная сероцветная; галогенно-галитовая и сопряженная с ней щелочно-базальтоидная на востоке прогиба; терригенно-сульфатно-карбонатная сероцветная и сопряженная с ней щелочно-базальтоидная; галогенно-калиеносно-галитовая; карбонатно-терригенно-сланценосная сероцветная; терригенно-калинитовоугленосная пестроцветная; параллическая карбонатно-терригенная угленосная пестроцветная; карбонатно-терригенная пестроцветная и терригенно-сульфатно-карбонатная формации); верхнепермско-среднетриасовый, где обособляется молассоидная пестроцветная формация.

Герцинский этап формирования прогиба подразделяется на стадию синеклизы с образованием осадков небольших мощностей (до 200 м) (эйфельско-среднефранский этаж) и стадию рифтового грабена [Кислик и др., 1977] с накоплением мощных отложений (2000 м и более), содержащих запасы нефти, калийных солей и других полезных ископаемых.

Начало образования рифтового грабена связано с накоплением евлановско-ливенской соленосной и задонско-елецкой терригенно-сульфатно-карбонатной формации. Средняя фаза характеризуется накоплением галогенной калиеносно-галитовой формации. Поздняя фаза связана с образованием формаций надсолевого девона, карбона и нижней перми. В заключительную фазу накапливается молассоидная формация верхнепермско-среднетриасового структурного этажа. С модельной фазой образования рифтового грабена связаны проявление магматизма и галогенеза, формирование крупных разломов и интенсивность соляного тектогенеза.

Позднетриасово-антропогенный (киммерийско-альпийский) этап развития прогиба характеризуется слабыми тектоническими движениями, не приводившими к существенному изменению структуры региона, развивавшегося в это время как типичная синеклиза.

Припятский прогиб выполнен мощной толщей осадков, достигающей 5,5 км. На западе его широко развиты среднерифейские и вендские отложения, представленные красноцветными и пестроцветными песчаниками и песками кварц-полевошпатового Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез девонских отложений Припятского прогиба (по данным Р.М. Пистрак, Е.И. Пашкевич и др., 1973 г.)

1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит; 5 — известняк; 6 — мергель; 7 — доломит; 8 — ангидрит; 9 — каменная соль; 10 — диабаз; 11 — щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтоидные породы; 12 — туфогенные образования; 13 породы кристаллического фундамента; 14 — несогласия и перерывы. Ярусы: 3 — эйфельский, Ж — живетский; горизонты: П — пярнуско-наровский, М лужский, Н — нижнещигровский, В — верхнещигровский, С — семилукский, АІ — алатырский, В + Е — воронежский + евлановский; ВС — верхний соленосный комплекс

состава с прослоями алевролитов и глин [Рифей..., 1976]. Наиболее широко распространены девонские отложения, превалирующие в разрезе осадочного чехла и достигающие мощности 4 км.

Девонская система прогиба представлена образованиями среднего (эйфельский и живетский ярусы) и верхнего (франский и фаменский ярусы) отделов (рис. 2), которые слагают комплексы пород подсолевой, нижней соленосной, межсолевой, верхней соленосной и надсолевой толщ [Литология..., 1966; Позднякович, 1974; Голубцов, 1974; и др.].

Подсолевая толща начинается породами эйфельского яруса, представленного пярнуским и наровским горизонтами, часто рассматриваемыми вместе как пярнуско-наровская серия. Пярнуский горизонт сложен полевошпат-кварцевыми песчаниками, залегающими трансгрессивно на свитах верхнего протерозоя или коре выветривания пород фундамента. Наровский горизонт состоит из карбонатно-глинистых пород, переслаивающихся с сульфатными и терригенными образованиями. На севере Припятского прогиба в пределах Вишанской и соседних площадей развит



й развит дохетории

пласт каменной соли мощностью до 16 м [Голубцов, 1974]. В породах горизонта содержатся остатки остракод, брахиопод, водоросли и споры.

Живетский ярус представлен отложениями старооскольского (лужского) горизонта, выполненного пестроцветными породами, состоящими из песчаников, алевролитов, доломитов, реже глин и доломитовых мергелей.

Выше залегают отложения франского яруса в составе пашийско-кыновского (нижнещигровского), саргаевского (верхнещигровского), семилукского, алатырского, воронежского, евлановского и ливинского горизонтов, в пашийско-кыновских отложениях выделяются две пачки: нижняя, сложенная мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослойками глин и доломитовых мергелей, и верхняя, представленная глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Саргаевский горизонт имеет в разрезе трещиноватые карбонатные породы с прослоями доломитов и органогенных известняков. Семилукские отложения представлены известняками и вторичными доломитами [Литология..., 1971]. Алатырский горизонт сложен глинистыми породами, трансгрессивно залегающими на семилукских отложениях [Егорова, Пистрак, 1973]. Образования воронежского горизонта состоят из органогенных известняков, мергелей, доломитов с прослоями глин, ангидритов и туфогенных пород. Восточная часть прогиба значительно обогащена вулканогенным материалом. В отложениях воронежского горизонта на севере и северо-западе превалируют доломиты. Мощность горизонта увеличивается на восток от 15-30 до 100-130 м. Слабая палеонтологическая изученность евлановского горизонта затрудняет его отделение от подстилающих и перекрывающих (ливенских)

отложений. Для него характерны мергели и глины с прослоями глинистых известняков, доломитов, песчаников и ангидритов. Этими отложениями заканчивается подсолевая карбонатная толща, с которой, кроме других полезных ископаемых, связывают запасы нефти.

Выше расположена нижняя соленосная толща евлановско-ливенского возраста (верхнефранская галогенная формация), которая представлена чередованием пластов каменной соли с сульфатно-карбонатными и глинистыми пропластками. В ней отмечается редкое присутствие калийных солей [Ерошина, Высоцкий, 1975]. В северозападной части прогиба (район Старобинского месторождения) происходит замещение нижней соленосной толщи породами сульфатно-карбонатного состава с прослоями глин, на юго-западе – песчано-глинистыми породами [Зингерман, Кедо, 1969], а на северовостоке – вулканогенными образованиями. Эффузивы представлены щелочными и субщелочными трахитами, трахибазальтами, нефелинитами, иногда трахиандезитами, а жильные породы – шонкинитами и порфировыми пикритами [Корзун, Махнач, 1977].

Верхнефранская галогенная формация перекрывается породами задонского и елецкого горизонтов фаменского яруса, выделяемыми как межсолевые отложения. Лишь нижняя их часть на севере прогиба имеет ливенский возраст [Авхимович, 1975; Ерошина, Некрята, 1976]. Наибольшие мощности межсолевых отложений (900 м и более) наблюдаются на севере и юге в прибортовых зонах. В центральной части мощность межсолевых отложений менее 300, а в северо-западной — не превышает 50–100 м.

В межсолевых отложениях выделяются семь литолого-фациальных зон, отражающих особенности условий образования пород в разных частях прогиба [Кручек, 1975]. В первой зоне (южная часть прогиба) преобладают песчаники, алевролиты, аргиллитоподобные глины и мергели с характерной тонкой слоистостью. Вторая зона (юго-западная часть) представлена известняками, мергелями и карбонатными породами, сложенными онколитами гирванелл и другими ископаемыми водорослями. Третья зона (центральная часть) сложена относительно глубоководными аргиллито-мергелевыми породами. В нижней части разреза встречаются известняковые образования. Четвертая зона (северная часть) характеризуется органогенными и хемогенными карбонатными породами. Выделяются полосы развития водорослевых известняков, образующих постройки типа биогермов и биостромов (рифоподобные тела). Пятая зона (краевая северо-западная часть) сложена известняками и вторичными доломитами с прослоями песчано-алевролитовых пород, характерными для прибрежно-морских отложений. Породы шестой зоны (северо-восток прогиба) представлены осадочно-органогенными образованиями. Задонский горизонт сложен преимущественно серыми известняками и мергелями. Елецкая часть разреза представлена вулканогенными породами [Корзун, Махнач, 1977], при этом накопление эффузивного материала происходило в водной среде. Седьмая зона связывается с прибортовой северо-восточной частью прогиба и сложена преимущественно карбонатными породами с прослоями онколитовых известняков.

Таким образом, в задонско-елецкое время прогибание дна бассейна не везде компенсировалось осадконакоплением. В задонское время областью недокомпенсации являлась центральная часть прогиба (третья, север первой и запад шестой литологофациальных зон), а в елецкое время происходило углубление бассейна в центре и расширение области недокомпенсации в направлении на север.

Выше по разрезу залегают породы верхней соленосной толщи (верхнефаменской галогенной формации) данково-лебедянского возраста [Стратиграфические..., 1978], подразделяемой на нижнюю галитовую и верхнюю калиеносную подтолщи (субформации), последняя из которых содержит промышленные горизонты калийных солей (Старобинское месторождение). Мощность толщи колеблется от десятков метров в краевых частах прогиба до двух километров и более в центре. Глубина кровли меняется от 350 м (район Старобина) до 3 км (Речицкая площадь).

При сравнительно слабом расчленении рельефа кровля толщи в районе Старобина представляет собой пологое поднятие, тогда как слои пород в ней залегают в виде плоской синеклизы, что объясняется различной активностью процессов выщелачивания солей на окраине месторождения по сравнению с центром. Сходное строение имеют разрезы формации на Глусской, Любанской и Дубровской площадях.

При наличии процессов соляного тектогенеза (Первомайская, Малодушинская и другие площади) структурный план толщи отличается резкой расчлененностью. Схема

районирования кровли верхнефаменской формации сводится к выделению положительных структур — валов и поднятий — и отрицательных — зон депрессий [Конищев, 1975].

Галитовая субформация (подтолща) занимает несколько меньшую площадь, чем вся верхнефаменская формация. На северо-западе прогиба (Старобинское месторождение) она фациально замещается сульфатно-карбонатными породами, а в окраинной северо-восточной части — вулканогенными образованиями [Корзун, Махнач, 1977]. Верхняя часть подтолщи сопоставляется с мценскими слоями центральной части Русской плиты, а средняя и нижняя с лебедянскими слоями. Наличие в низах галитовой подтолщи планктонной фауны, отсутствие несогласия в залегании пород межсолевой и верхней соленосной толщи и другие литологические особенности позволяют говорить о сравнительно глубоководных условиях, в которых начиналось соленакопление [Высоцкий, Кислик, 1977; Яншин, 1961]. Мощность подтолщи варьирует от десятков метров в краевых зонах до 2000-3000 м в центре прогиба, при глубине заложения кровли от 360 (Первомайская площадь) до 4700 м (Речицкая площадь). На востоке прогиба отложения подтолщи наследуют пликативно-блоковую структуру межсолевых отложений. Обнаружена серия разрывных нарушений типа сбросов. Для подтолщи характерны накопление больших количеств соли (галита) в относительно глубоководных условиях и преимущественно в центральной части прогиба, отсутствие проявлений калийных солей, сильная дифференциация рельефа дна бассейна к началу солеобразования, несоответствие скорости осадконакопления и прогибания дна бассейна и наличие процессов соляного тектогенеза.

В породах галитовой подтолщи преобладает каменная соль. Несоляные породы представлены известняками, ангидритами, мергелями, глинами, сульфатно-карбонатными породами, реже песчаниками и туфами.

В соляных породах верхнефаменской соленосной формации наиболее распространен галит, окрашенный в желтовато-буровато-розовато-серые, иногда черные цвета. Преобладает разнозернистая структура соли. Обычно соль содержит в качестве примесей сульфатно-карбонатный и глинистый материал. Основная масса галита перекристаллизована, лишь изредка можно встретить соль со следами скелетно-зональной кристаллизации первично-седиментационного происхождения. По трещинам породы часто развита волокнистая соль. В районах соляного тектогенеза можно наблюдать следы "течения" соли [Седун, Ерошина, 1972].

Химический состав соли галитовой подтолщи относительно постоянен. Примеси к NaCl не превышают 10%. Мало KCl (0,02%). Наиболее высокое содержание MgCl₂ (0,02–0,07%) наблюдается в северной части, максимальное количество CaCl₂ (0,03%) на востоке и северо-западе прогиба. Повышенные концентрации CaSO₄ (до 0,77%) в соли могли возникнуть за счет притока кальценасыщенных рассолов по зонам разгрузки. Низкая концентрация нерастворимого остатка в соли (до 1%) коррелируется с малыми значениями содержания брома (0,007%) и бром-хлорными коэффициентами (0,1 \cdot 10⁻³), что может быть связано с процессами растворения и переотложения солей [Огиенко, 1970]. Количество редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в соли достигает всего 0,0003%, что значительно меньше, чем в калиеносной подтолще.

Отложения калиеносной субформации (подтолщи) наиболее полно изучены в процессе проведения буровых работ на калийные соли. Ее мощность колеблется от десятков метров до 2,5 км. Кровля подтолщи расположена на глубине от 400 м (юго-запад Старобинского месторождения) до 2,5–3 км (Речицкая площадь) и постепенно погружается на восток.

Геофизическими исследованиями выявлены тектонические нарушения разной амплитуды [Орешко, Рудковский, 1976], но в целом для калиеносной подтолщи характерны пликативные структурные проявления, а в краевых зонах — пликативно-блоковые.

Породы калиеносной подтолщи залегают на отложениях галитовой, а в районе Старобина — на доломито-ангидритовых породах слуцкой свиты, лишь в погруженных зонах депрессий, где нет галитовой подтолщи, они перекрывают непосредственно межсолевые отложения. В связи с отсутствием палеонтологических остатков в отложениях калиеносной подтолщи ее возраст определяется по данным выделения руководящих спорово-пыльцевых комплексов, на основании чего проводилось сопоставление пород подтолщи с образованиями мценской, киселево-николинской, турганевской и кудеяровской толщ данковского возраста Русской плиты [Авхимович, 1973].



Рис. 3. Эволюция верхнефаменского солеродного бассейна (верхняя соленосная толща) Припятского прогиба

I-IV – циклы соленакопления; I-X – ритмопачки калиеносной подтолщи; *в*-е – литологический состав пород, %: *в* – каменная соль, *б* – глина, *в* – сульфатные и карбонатные породы, *г* – мергели, *д* – песчаники, *е* – калийные соли

Существует несколько схем расчленения калиеносной субформации [Щербина, 1960б; Иванов и др., 1961; и др.]. Чаще других используется расчленение с выделением по каротажу и керну серии ритмопачек (рис. 3), включающих от 6 до 20 пачек соляных и несоляных пород с соответствующими реперными слоями [Кислик и др., 1971].

В верхах калиеносной подтолщи распространены пепловые прослои, представляющие собой витрокластические туфы, переработанные в глину [Рассказов, 1978].

В распределении несоляных пород по разрезу калиеносной субформации прогиба установлены определенные закономерности (см. рис. 3). В низах разреза (ритмопачки I—II) развиты мощные пачки известкового, глинистого, доломитового мергеля массивной и слоистой текстуры и тонкозернистой структуры. Характерно наличие оолитовых известняков. Здесь же развиты слоистые сульфатные породы с примесью кварца (до 20%). Прослои песчаников и алевролитов часто являются маркирующими для низов разреза по всей территории прогиба. Средняя часть разреза (ритмопачки III—IV) образована уже хемогенно-терригенными отложениями и породами карбонатно-глинистого состава с небольшой примесью ангидрита.

Верхняя часть разреза (ритмопачки с IV и выше) представлена преимущественно на севере и северо-западе прогиба и является характерной для Старобинского месторождения. Здесь среди несоляных преобладают породы глинистого, глинисто-сульфатного и карбонатно-глинисто-сульфатного состава с линзовидными слоистыми текстурами В верхних частях разреза также встречаются прослои преобразованного в глину пеплового материала.

Химический состав каменной соли калиеносной подтолщи сравнительно постоянен. Среднее содержание NaCl 95%. Содержание KCl вне калийных горизонтов 0,02–0,5%, что несколько выше чем в галитовой подтолще. Максимальные значения установлены в районе Старобинского месторождения (ритмопачки III–IV). Количество MgCl₂ не превышает 0,4%, хотя часто больше, чем в галитовой подтолще. Максимальные концентрации CaCl₂ наблюдаются в верхах разреза – 0,02–0,1%. Содержание CaSO₄ в соляных породах подтолщи 0,1–1%. Концентрация Br и величина бромхлорного коэффициента резко возрастают в них по сравнению с галитовой подтолщей (0,02% 0,3 · 10⁻³ на Старобинском месторождении), и их максимальные значения приурочены к низам средней части разреза, где присутствуют наиболее мощные горизонты калийных солей.

Этап образования калиеносной субформации по сравнению с галитовой отличался определенной стабильностью процессов солеобразования, более мелководными условиями и сокращением размеров солеродного бассейна. При этом могут быть выделены [Кислик и др., 1971] определенные циклы соленакопления (см. рис. 3), для каждого из которых характерны активизация садки соли и расширение площади бассейна к середине цикла и соответствующее уменьшение их в заключительную фазу цикла. Сульфатные икарбонатные породы характерны только для первого цикла (галитовая субформация). Максимальные накопления калийных солей приурочены ко второму циклу (начальная и конечная фазы, когде площадь и глубина бассейна были минимальными). В это время среди калийных солей может начинаться образование карналлита, который продолжает формироваться и в начале следующего цикла, а основные его объемы формируются в заключительную фазу третьего цикла.

Таким образом, в начале формирования верхнефаменской галогенной формации (низы галитовой подтолщи) накапливаются карбонатные и сульфатные породы. Затем

образуются большие объемы каменной соли (галитовая подтолща), после чего идет накопление калийных солей (калиеносная подтолща), сначала сильвинитового, а затем карналлитового состава, начиная с максимальной стадии формирования которых происходит постепенное свертывание солеродного бассейна.

Надсолевая толща сложена породами данковского и озерско-хованского возраста [Шабловская и др., 1976] и представлена на западе прогиба карбонатно-глинистыми породами, на юго-востоке — глинисто-песчаными, а на северо-востоке — терригенно-карбонатными с многочисленными прослоями вулканогенного материала. В нижней части разреза толщи присутствуют гнезда гипса и ангидритовая порода, а в верхней — горючие сланцы, сапропелевые мергели и палыгорскитовые глины.

Каменноугольные отложения, залегающие выше по разрезу, распространены преимущественно в южной, центральной и восточной частях. Они представлены нижним (турнейский, визейский, серпуховский ярусы) и верхним (башкирский, московский ярусы) отделами с преобладанием карбонатно-песчано-глинистых пород.

Далее осадочный чехол сложен породами перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена общей мощностью до 1000 м. Породы в основном носят песчаноглинистый характер, кроме отложений меловой и юрской систем, где превалируют известняки, мел, мергели.

СТАРОБИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в западной краевой части Шатилковской депрессии Припятского прогиба. Для краевых зон прогиба характерен ряд особенностей литологостратиграфического и тектонического характера, что отражено и в строении разреза района месторождения (рис. 4, см. рис. 5-8, составлены с использованием данных Д.М. Ерошиной, В.Д. Фоминой).

Докембрийские (AR + PR₁) породы кристаллического фундамента в южной части месторожения (вскрыт на глубине 1600 м, на востоке погружается до 2000–3000 м и более) представлены розовато и темно-серыми гранитоидами и кварцевыми диоритами среднекристаллической структуры, массивной текстуры. По данным абсолютного возраста, эти породы относят ко второму структурному ярусу нижнепротерозойского возраста (PR₁).

Верхнепротерозойские отложения (PR₃) залегают на фундаменте с резким несогласием. Среди них выделяют отложения белорусской серии (оршанскую свиту, сложенную гравелитами, разнозернистыми песчаниками бурого цвета с кремнистым и железистым цементом, и пинскую свиту, представленную мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами светлых оттенков, общей мощностью до 400 м), а также вендского комплекса (волынскую терригенную свиту — разнозернистые песчаники, гравелиты, алевролиты; вулканогенную свиту — туфы, туффиты, туфопесчаники, прослоями алевролитов и глин, общей мощностью до 200 м) и валдайской серии (гдовский горизонт — бурые и серые песчаники, гравелиты, алевролиты общей мощностью до 60 м). Мощность и состав верхнепротерозойских отложений весьма изменчивы.

Палеозойские отложения района месторождения представлены породами преимущественно девонского, реже каменноугольного и пермского возраста.

Девонские образования по литологическому составу делятся в соответствии с общим литологическим расчленением прогиба на подсолевые отложения (живетский ярус, пашийско-кыновский, саргаевский, семилукско-бурегский, воронежский и евлановский горизонты франского яруса), нижнюю соленосную толщу (ливенский горизонт франского яруса), межсолевые отложения (задонско-елецкие слои фаменского яруса), верхнюю соленосную толщу и надсолевые отложения данково-лебедянского возраста.

Средний девон представлен наровским и лужским (старооскольским) горизонтами живетского яруса. В наровском горизонте, повсеместно встреченном на месторождении, по литологическому составу выделяются снизу вверх четыре пачки: глинисто-карбонатная (мергели, доломитизированный известняк), глинистая (глины с прослоями песчаников и доломитов), карбонатная (доломиты и доломитизированные известняки) и глинистая верхняя (глины с прослоями доломитов). Лужский горизонт также широко распространен на месторождении и сложен в верхней и нижней частях мелкозернистыми полевошпатовыми песками, алевритами и их цементированными аналогами с отдельными прослоями глины. В средней части преобладают песчанистые породы.

Верхний девон представлен породами франского и фаменского ярусов. Отложения франского яруса (D₃ fr) вскрыты в краевых зонах месторождения и подразделяются на три толщи. Нижняя глинистая толща сопоставляется с нижнещигровскими горизонтом и представлена доломитами, мергелями с алевритовым песчаным материалом. Глубины погружения кровли этой толщи центральной части месторождения 950 м. а в краевых частях до 120 м. Средняя доломитовая толща основания фауны брахиопод подразделяется на верхнещигровский, семилукский и ворожский горизонты, а большая верхняя половина ее представляет евлановский горизонт. Глубины залегания кровли в центре месторождения 840 м при мощности до 200 м. На юго-западе от месторождения эта толща размыта и перекрыта третичными и верхнемеловыми отложениями. Породы представлены плотными кавернозными кристаллическими доломитами серого цвета. Верхняя гипсоносная толща состоит из чередующихся прослоев глин, мергелей, доломитов, гипсово-ангидритовых пород, песчаников и алевролитов. Глубина кровли от 180 м на краю месторождения до 770 м в центре. Породы этой толщи имеют ливенский возраст, к которому юго-восточнее относится и нижняя соленосная толща Припятского прогиба. Таким образом, гипсоносные отложения замещают в этом районе соляные образования нижней соленосной толщи прогиба и являются их аналогом.

Отложения фаменского яруса (D_3 fm) представлены задонско-елецкими (D_2 zd—ei) и данково-лебедянскими (D_3 dn—b) горизонтами. Границы между ними скользящие и проходят внутри однородных литологических толщ, среди которых выделяют межсолевую, верхнюю соленосную и надсолевую.

Задонско-елецкие слои образуют межсолевую толщу, залегающую трансгрессивно на ливенской гипсоносной, замещающей здесь нижнюю соленосную толщу. Межсолевые отложения сложены доломитизированными известняками с прослоями алевролитов, песчаников, карбонатных пород. Глубина погружения кровли толщи в центральной части месторождения 690 м при мощности 135 м. К северо-западу от месторождения задонско-елецкие известняки выходят под верхнемеловые отложения. На этом участке они закарстованы и водообильны.

Строение данково-лебедянских отложений, часть из которых является аналогом верхней соленосной толщи прогиба, в районе Старобинского меторождения весьма своеобразно. Они широко распространены на территории района и представлены, по терминологии местных геологов, тремя свитами: слуцкой — доломито-ангидритовой, фациально замещающей в этой районе галитовую подтолщу верхней соленосной толщи прогиба; солегорской, являющейся фактически аналогом калиеносной подтолщи, и давыдовской — глинисто-мергелистой, представляющей надсолевую толщу прогиба в этом районе [Голубцов, Кедо, 1964]. Суммарная мощность данково-лебедянских отложений в районе Старобина достигает 1200 м и резко увеличивается на юго-восток до 2000—3000 м.

Слуцкая свита (D₃di_b) (аналог галитовой подтолщи), залегающая согласно на известковистых отложениях задонско-елецкого возраста, сложена в низах разреза доломитами и доломитизированными известняками, часто кавернозными и трещиноватыми. В верхней части доломиты имеют ангидритовые и гипсовые пропластки, прослои песчаников, глин и мергелей. Доломиты серого и коричневато-серого цвета, плотные, иногда с гнездами ангидрита. В направлении на юто-восток, к центру Прилятского прогиба слуцкая свита фациально меняется. В ее разрезе сначала появляются глины и мергели с пропластками каменной соли. Затем соли становится все больше, мощность ее увеличивается, и постепенно она слагает всю галитовую подтолщу.

Солигорская свита (D₃dl_b), представляющая калиеносную подтолщу (рис. 5), повсеместно залегает на породах слуцкой свиты. Граница между ними проводится по подошве первого пласта соли и поэтому носит скользящий характер, так как проходит на разных стратиграфических уровнях. Верхняя граница с перекрывающей надсолевой толщей аналогичного типа и проводится по кровле последнего встречающегося в разрезе соляного пласта. Кровля соли на периферии месторождения имеет более низкое стратиграфическое положение, причем в верхах разреза наблюдается выпадение отдельных пластов соли. Рельеф поверхности подтолщи имеет сложный характер, так как его формирование зависело от серии факторов, основаными из которых являлись тектони-





1 — граница распределения солей; 2 — изопахиты калиеносной подтолщи, м

ческие движения территории в период садки солей и связанное с ними подземное выщелачивание последних (рис. 6).

В плане породы калиеносной подтолщи представляют собой вытянутое с северозапада на юго-восток линзообразное тело, расширенное к северу и югу. В разрезе это плоская линза, иногда осложненная в рельефе локальными погружениями кровли. Мощность этих отложений на западе месторождения составляет 165 м, увеличиваясь по мере движения на восток до 600 м (в центре) и далее до 900–1500 м. Породы представлены чередованием хорошо выдержанных в плане пластов каменной соли (мощностью до 40 м), калийных горизонтов и несоляных глинисто-карбонатных пластов (мощностью до 30 м). Соленасыщенность разреза составляет 42–53% и возрастает с запада на восток.

Каменная соль серого, желтовато- и темно-серого цвета, разнозернистая, с отчетливой сезонной слоистотью, в различной степени заполненная глинистым веществом. Несоляные пласты сложены преимущественно глинами, в разной степени карбонатизированными, реже мергелями. В нижней части разреза (под III калийным горизонтом) имеется повышенное содержание песчаного материала и ангидрита. Песчаник розоватои коричневато-серый, мелко-тонкозернистый, кварцевый, с галитовым и сульфатным цементом. В краевых зонах месторождения его мощность несколько увеличивается.

Горизонты калийных солей хорошо выдержаны в разрезе калиеносной подтолщи и полого падают в северо-восточном направлении в среднем под углом 1–3°. Их количество при движении с северо-запада на юго-восток месторождения постепенно увеличивается, достигая в пределах северо-западной окраины прогиба 34. Однако достаточно мощных горизонтов, доступных для промышленной переработки, среди них сравнительно немного. На территории месторождения установлены четыре калийных горизонта (снизу вверх), приуроченных к серединам мощных пластов каменной соли.

IV калийный горизонт залегает на глубине 600—800 м. Изучен относительно слабо. Мощность его от 4,5 до 38 м. Содержание КСІ в продуктивной зоне достигает 18,5%. Породы представлены чередованием каменной соли и сильвинита.

III калийный горизонт, один из основных промышленных горизонтов Старобинского месторождения (рис. 7), имеет наибольшую площадь распространения (рис. 8).



Рис. 7. Схематические разрезы основных калийных горизонтов Старобинского месторождения 1 — сильвинит; 2 — карналлит; 3 — галит; 4 — глина

Глубина залегания его кровли от 350 (краевая часть) до 1240 м при колебаниях мощности от 5 до 25 м соответственно. Концентрация КСІ в нем достигает 28%. Схематическое строение ІІІ калийного горизонта представлено на рис. 7. Нижняя сильвинитовая пачка его — продуктивный пласт, наиболее богатый прослоями сильвинита (0,3—1,6 м), чередующимися со слоями каменной соли (5—10 см) и глины (до 8 см). Сильвинит имеет цвет от бледно-розового до темно-красного. Его особенностью является полосчатая микротекстура. Зернистость сильвинита в нижней части пластов более грубая, чем в верхней. Количество и мощность глинистых пропластков возрастает по разрезу снизу вверх. Средняя глинисто-карналлитовая пачка представлена чередованием пластов каменной соли (2—30 см), глины (10—70 см), карналлитовых и сильвинито-карналлитовых пород (до 70 см) и сильвинитов (10—15 см). Глинистые и карналлитовые прослои сосредоточены в средней части пачки. С этой пачкой также связаны



Рис. 8. Тектоническая схема района Старобинского месторождения

1 — Северная прибортовая разломная зона Припятского прогиба; 2 — основные тектонические нарушения по подошве калиеносной подтолци; 3 — граница выклинивания соленосных отложений; 4-5 — границы распространения II (4) и III (5) калийных горизонтов; 6 — ориентировочная граница разработок

частые скопления газа порового генезиса, образовавшегося, по-видимому, за счет разложения органики глинисто-карбонатных пород, связанных с карналлитовыми образованиями. Верхняя сильвинитовая пачка горизонта прослеживается на всем месторождении и представлена четырьмя сильвинитовыми прослоями, чередующимися с прослоями каменной соли и глин. Ею заканчивается разрез III калийного горизонта, который перекрывается мощным пластом каменной соли (до 10 м).

ІІ калийный горизонт имеет меньшее площадное распространение (см. рис. 8). Глубина залегания его кровли от 360 (на периферии) до 820 м при мощности от 1 до 4,5 м. Концентрация КСІ достигает 32%. Как показано на рис. 7, он состоит из двух сильвинитовых слоев и разделяющих их пласта каменной соли. Нижний сильвинитовый слой представлен чередованием сильвинита и каменной соли. Величина КСІ достигает здесь максимальных значений (37,5%) при концентрации нерастворимого остатка всего 2—4%. Межпластовая соль — каменная соль с прослоями глин. Верхний сильвинитовый слой напоминает по строению и геохимическим характеристикам нижний с той разницей, что количество глинистых пропластков в нем больше. Сильвинит — кирпичнокрасный, красный, оранжево-красный. Микротекстура местами однородная, местами полосчатая. Каменная соль — светло-серая, розоватая, мелко-среднезернистая. Глины представлены образованиями массивной или полосчатой текстуры и пелитоморфной структуры.

І калийный горизонт имеет наименьшее распространение и залегает на глубине от 350 (на периферии месторождения) до 610 м при мощности от 2 до 7 м. Среднее содержание КСІ в нем равно 19% при высокой концентрации нерастворимого остатка — 21%. Кроме того, он довольно изменчив по своему строению и состоит из частого чередования сильвинита, каменной соли и прослоев глин. В нем очень широко развиты процессы фациальных переходов и замещения сильвинитовых пород галитовыми, что обусловлено его положением в верхней части калиеносной подтолщи и связано с затуханием верхнефаменского солеродного бассейна.

Давыдовская глинисто-мергелистая (D₃dl_a) свита (надсолевая толща прогиба) повсеместно залегает на солигорской (D₃dl_в), а за ее пределами — на слуцкой (D₃dl_c) и лишь в крайней северо-западной части — на песчаниках верхнего протерозоя. Глубина залегания ее кровли 90-210 м при мощности пород толщи до 250 м. Отложения представлены мергелями, глинами, доломитами, реже песчаниками, алевролитами, известняками, горючими сланцами. Окраска глин и мергелей серая и темно-серая, иногда коричневатая. Текстура слоистая, реже массивная и брекчиевидная. Мощность пластов глин и мергелей 15-20 м. Доломиты серые, пелитоморфной и тонкозернистой структуры, массивной и слоистой текстуры, мощностью 15-20 м. Песчаники встречены чаще в нижней части разреза и в краевых частях месторождения, где подземное выщелачивание достигло наиболее низкого стратиграфического уровня. В верхах надсолевой толщи расположены пласты горючих сланцев и сапропелевых мергелей с прожилками кальцита, а в нижней части толщи — с прожилками гипса. По содержанию гипса выделяют две подтолщи: верхнюю собственно глинисто-мергелистую (D₃dl_a) и нижнюю гипсоносную ($D_3 dl_{a_2}$). В нижней части толщи встречаются гематитовые прослои – следы выщелоченных калийных горизонтов.

Каменноугольные, пермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения почти отсутствуют в районе месторождения и развиты к востоку и югу от него.

Породы верхнего мела (сеноман, турон) распространены повсеместно и трансгрессивно залегают на девонских (иногда юрских) отложениях. Глубина залегания кровли 100—140 м при мощности 1—20 м. Туронские отложения состоят из писчего мела. Они перекрываются всюду развитыми кайнозойскими образованиями, представленными кварц-глауконитовыми (Р) и кварцевыми песками с прослоями углистых и гумуссированных песков (Ng), водно-ледниковыми и моренными отложениями различных оледенений (Q).

Старобинское месторождение калийных солей приурочено к краевой северо-западной части Припятского прогиба и в тектоническом отношении представляет собой сложно построенную грабенообразную синклинальную структуру субширотного простирания. Шарнир складки погружается в юго-восточном направлении под углом около 1°. Наклон крыльев 1–3°. В районе месторождения выделяются два структурно-тектонических этажа: кристаллический фундамент и осадочный чехол.

Фундамент представлен сложнодислоцированным комплексом магматических и метаморфических пород, погруженным на глубины от 20-30 (Микашевичско-Житковичский выступ) на юге до 100-550 м на северном и северо-восточном обрамлении прогиба и до 1600-2500 м в центре месторождения. Установлено, что сочленение Белорусского массива и Припятского прогиба на севере от месторождения носит блоковый характер. Здесь выявлены разломы субширотного и северо-восточного направления, по которым происходило перемещение отдельных блоков. В районе сочленения прогиба и Полесской седловины (на западе месторождения) выделяют два по-разному тектонически построенных участка (см. рис. 8): северный, называемый Клецким, или Играевским, выступом кристаллического фундамента, и южный, отличающийся тем, что здесь в области сочленения поверхность фундамента представляет собой относительно пологий склон (под углом 5–15°), погружающийся на восток и осложненный разломами. По поверхности фундамента в качестве структуры третьего порядка выделяется Тонежицко-Дубровский выступ, оконтуривающий по изогипсе 2000 м два поднятия — Старобинское и Ново-Дубровское. Общий структурный план поверхности фундамента в райне месторождения представлен частью крупной синклинали юго-восточного простирания в пределах Глусской и Червоно-Слободской тектонических ступеней. Наиболее крупными разломами здесь являются западное продолжение Глусского регионального разлома (субширотное простирание, амплитуда от 1000-1100 м и до 100-150 м) и сравнительно крупноамплитудное нарушение (600-700 м) северо-восточного простирания, которое уверенно трассируется геофизическими профилями через всю площадь месторождения.

Осадочный чехол, мощность которого в районе месторождения достигает 2500 м, также разбит серией разломов, часть которых имеет унаследованный от фундамента характер. Анализ скважинного материала и геофизических данных позволили выявить и проследить на территории месторождения серию тектонических нарушений, прорывающих соленосные отложения, и выделить четыре основных блока (см. рис. 8), ограниченных этими нарушениями: центральный, северо-западный, северный и северовосточный. Блоками соответствует разный характер прослеживания горизонтов, контролирующих калийные соли. Ширина зон тектонических нарушений колеблется от нескольких десятков до 500 м, амплитуда составляет 20–90 м. Смещение блоков по обеим сторонам разломной зоны относительно друг друга (в плане) может достигать 100 м и более.

Зоны разломов отличаются специфическим строением. Так, при приближении к разлому происходит резкий подъем пластов пород. Если средний угол падения пластов составляет $1-3^\circ$, то при приближении к зоне разлома он увеличивается до $5-10^\circ$ и более. Происходит как бы воздымание пластов, при этом в калийных горизонтах идет замещение сильвинитов каменной солью или псевдосильвинитами. Расстояние от начала замещения до зоны тектонического нарушения от 1 до 53 м. Предвестниками разломных зон в калийных горизонтах, кроме того, служат трещины, заполненные поперечноволокнистым красным или синим галитом. Ширина трещин до 20 мм. Установлено также, что за пределами северо-западного тектонического нарушения (на севере месторождения) II калийный горизонт полностью выщелочен, а III расположен у самой кровли соленосной толщи.

Специфика строения приразломных зон связана не только с тектоническими подвижками, но и с особенностями гидрогеологических условий. Соляные породы в зонах разлома носят брекчированный характер и сцементированы вторичным галитом красноватого, оранжевого и желтого цветов обычно волокнистой структуры. Гидрогеологическими исследованиями в выработках калийных горизонтов не было обнаружено признаков водо- или рассолопроявлений. Больше того, по серии специально пробуренных скважин была установлена полная безводность соляных пород в зоне разлома.

Однако геохимические исследования пород зон разломов показали, что по ним, вероятно, ранее циркулировали высококонцентрированные рассолы. В глинистых прослоях калийных горизонтов, например, содержание хлоридов кальция нарастает с приближением к зоне разлома, что обусловлено проникновением из приразломных зон более метаморфизованных рассолов, чем те, которые находились в химическом равновесии с вещественным составом калийных горизонтов. В постседиментационный период при уплотнении пород происходило отжатие содержащихся в них рассолов. При этом с увеличением мощности соли разгрузка отжатых рассолов вверх все более затруднялась и они, по-видимому, отжимались преимущественно в горизонтальном направлении, причем уплотнение солей к периоду активных тектонических движений еще не кончилось и в них остались постседиментационные рассолы, которые вскрываются в подземных горных выработках по II и III калийным горизонтам. С началом тектонической активности рассолы отжимались из соли по расслабленным разломным зонам. Воздействие этих рассолов на породы калийных горизонтов привело к замещению калийных солей галитом, выносу красящего вещества из сильвинитов и псевдосильвинитов, перекристаллизации новообразованного галита и другими изменениями соли.

После отжатия рассолов породы стали водонепроницаемыми. Поэтому можно полагать, что по разломам в пределах месторождения, по-видимому, циркулировали преимущественно постседиментационные рассолы, отжавшиеся из соленосной толщи. Если допустить циркуляцию надсолевых вод (концентрация менее 200 г/л) по разломам, то вследствие их агрессивности по отношению к соли могло произойти полное выщелачивание последний, что и наблюдается сейчас у зон крупных разломов за пределами Старобинского месторождения.

Наиболее активная циркуляция рассолов происходила, вероятно, в серии краевых разломов, берущих свое начало из глубин пород фундамента, ограничивающих Припятский прогиб на севере месторождения. Эта разломы более древние и, возможно, активны до настоящего времени.

Развитие зон разрывных тектонических нарушений имело, по-видимому, преры-

висто-конседиментационный характер [Кислик и др. 1971]. На относительно раннее начало дробления этих зон указывает тот факт, что прослои глин при развитии напряжений проявляли свойства текучести. Очевидно, разрывные тектонические зоны возникли в процессе многократных сжатий и растяжений среды, в результате чего в соленосных образованиях месторождения могли развиться многочисленные ломанные ступенчатые нарушения.

Формирование пород собственно Старобинского месторождения тесно связано с историей развития всей северо-западной части Припятского прогиба. В начале позднего девона территория Припятского прогиба продолжала медленно погружаться. В это время накапливались мощные толщи пестроцветных карбонатно-терригенных пород, литологические особенности и тонкая отсортированность которых, а также выдержанность мощностей и наличие соответствующей фауны говорят о том, что это осадки неглубокой шельфовой зоны морского бассейна. Морские условия периодически сменялись лагунными, ставшими преобладающими в конце раннещигровского времени. В дальнейшем (позднещигровское, воронежское, евлановское время) шло накопление карбонатных и карбонатно-сульфатных отложений с небольшим количеством глинистых, глинисто-алевритовых и мергелистых пород. В средней и верхней частях этого комплекса обнаружены слои с морской фауной. Сравнительно мелководные условия в Припятском прогибе установились в конце франского века (ливенское время). Степень засолонения бассейна в центральной его части достигла такой стадии, что начались садка галита и накопление мощных галогенных отложений (нижняя соленосная толща прогиба). На западе (в районе Старобина) отлагались в это время гипсоносные образования. В начале фаменского цикла осадконакопления в прогиб с востока проникло море, достигшее района месторождения, где в этот период отлагались глинисто-карбонатные породы с прослоями песчаников и алевролитов с карбонатноглинистым цементом. Эти отложения содержат обильную фауну, которая определяет их возраст как задонско-елецкий (межсолевая толща). К началу данково-лебедянского времени море сильно мелело, уступая место общирной морской отмели, на которой в районе месторожения отлагается доломитовая толща пород с прослоями ангидрита и иногда гипса в верхней части разреза.

В центре прогиба в это время идет образование мощной толщи галитовых пород. Садка калийных солей в период образования пород верхней соленосной толщи началась на разных участках прогиба в несколько различное время. Сначала калийные соли начали образовываться в центральной и южной частях прогиба, где их разрез представлен наибольшей мощностью, полнотой и глубиной залегания калийных горизонтов (11 цикл верхнефаменского соленакопления, см. рис. 3). В районе Старобинского месторождения в это время идет формирование IV и III калийных горизонтов (ритмопачки II и III). Следующему циклу отвечает образование II и I калийных горизонтов месторождения (ритмопачки I и VI). И, наконец, относительно слабые калиепроявления связаны с образованием ритмопачек VIII и IX. Непосредственная садка основной массы калийных солей приурочена к границам циклов, когда в бассейн поступало повышенное количество сносимого материала, а его площадь и глубина были минимальны. Отражение этого факта на кривой цикличности с учетом развития отдельных калийных горизонтов привело бы к осложнению ее соответствующей серией циклов более высокого порядка. Однако общий характер эволюции бассейна был постоянен и направлен на постепенное затухание солеродных процессов с постепенным уменьшением территории соленакопления. Это привело к формированию в конце данково-лебедянского времени надсолевой глинисто-мергелистой толщи, заканчивающей седиментационный этап формирования пород Старобинского месторождения калийных солей.

В каменноугольное, пермское и триасовое время на территории месторождения не происходило существенного накопления отложений.

В мезозойско-кайнозойское время происходило медленное прогибание всей западной части Шатилковской депрессии, в том числе района месторождения, и благодаря пластичности пород и большой крутизне крыльев депрессии формировалась мелкая складчатость. В результате этого прогибания образовались сравнительно маломощные осадки юрского, мелового, третичного и четвертичного возрастов.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГАЛОПЕЛИТЫ В КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Общее количество несоляных пород в калиеносных отложениях района Старобинского месторождения достаточно велико и закономерно увеличивается вверх по разрезу, что обусловлено спецификой развития солеродного бассейна. Колебание условий осадконакопления привело к чередованию слоев солей с тонкими прослоями (от долей миллиметра) и мощными слоями (до нескольких метров) несоляных пород, называемых галопелитами, или соляными глинами. Эти два термина используются в литературе на равных правах. Термин "соляные глины", хотя и удобен в обращении, но, строго говоря, не всегда точен, так как несмотря на преобладающее содержание в них тонкодисперсного материала, представленного совокупностью глинистых минералов, определенный процент составляют наряду с воднорастворимыми солями К, Na, Mg и Са карбонатные и сульфатные образования.

Галопелиты в разной степени уплотнены. В галитовых породах и калийных горизонтах они представлены сравнительно рыхлым глинистым материалом, легко размучивающимся в воде. В средних частях мощных пачек несоляных пород (например, пачка 62) присутствуют их более плотные разности. Встречаются прослои карбонатной очень плотной мергелистой породы.

По структурно-текстурным особенностям, пород выделяют несколько модификаций галопелитов, различающихся также по составу [Зайцева, 1979]. Это прежде всего массивные галопелиты — темно-серые плотные, глины, широко распространенные в разрезе, мощность прослоев которых 0,1–2, чаще 0,4–0,6 м. Они обычно переслаиваются с линзовиднослоистыми галопелитами зеленовато-серого цвета, мощность которых существенно меньше (5–20 см). Другой разновидностью являются менее плотные листоватые галопелиты серого или зеленовато-серого цвета мощностью до 10 см, приуроченные в большей степени к верхам разреза и часто переслаивающиеся с плотными серыми породами мергелевого типа (сульфатно-известковисто-доломитовый мергель) мощностью 1–40 см. Существенно менее плотные галопелиты пачек галитовых пород. Мощность прослоев этих глин 2–6 см, а в основании крупных соляных пачек до 50 см. Они представлены разностями серого и темно-серого цвета.

В табл. 1 приведены средние значения состава основных типов галопелитов, исключая глины калийных горизонтов, полученные с учетом анализа десятков образцов ряда скважин [Зайцева, 1979]. Из приведенного материала следует, что в основном галопелиты различаются содержанием карбонатного и частично сульфатного материала (с соответствующей разницей в алюмосиликатной составляющей). Наибольшей карбонатностью (до 60%) характеризуются мергелистые породы и прослем листоватых галопелитов мощностью менее 1 см (до 23–36%). Это объясняется тем, что тонкие прослои листоватых галопелитов, как правило, встречаются в пересмивании с мергелем и их образование (за счет малого времени и мощности) контролируется высоко-карбонатной средой, сохраняющейся после формирования мергеля. Карбонатные минералы представлены кальцитом и доломитом, распределение которых показано в табл. 1.

Количество хлоридов в галопелитах невелико (2—9%) и сравнительно постоянно, за исключением глин, приуроченных к пачкам галитовых пород (3—16%). Похожий характер носит распределение сульфатного, преимущественно ангидритового материала, достигающего минимума в мергеле (0,6%), максимума в галопелитах из пачек галитовых пород (до 30%), что, по-видимому, связано с изменением режима солеродного водоема и поступлением в него больших масс воды [Петрова, 1965]. Количество брома составляет сотые доли процента.

Алюмосиликатный материал представлен комплексом глинистых минералов с преобладанием гидрослюды, иногда хлорита. Количество обломочного материала невелико (до 5% объема породы), приурочено чаще к массивным галопелитам и сконцентрировано в крупных размерных фракциях. В его составе преобладает обломочный кварц (до 80%), зерна которого корродированы, иногда частично регенерированы (в трещинах аутигенный кварц). Биотит, составляющий до 10% обломочного материала, часто гидратирован (пластинки обесцвечены). Среди полевых шпатов (3–10%) преобладает калиевый, который так же, как и редкие зерна плагиоклазов.

Таблица 1

Состав галопелитов калиеносных отложений (за исключением калийных горизонтов), %

Галоредиты	Алюмосили- катный материал					
		кальцит	доломит	Σ карбонатов	Ангидрит	
Массивные	61–76	15	П над кальцитом 4—29	16–30	' 3—6, иногда до 30	1
Линзовиднослоистые	76–90	П или толы или только	со кальцит, доломит	4—14	2–5	
Листоватые, мощ- ность 2 см	34–90	_	П	23–36	1–2	
мощность 1-10 см	72–98	п	-	2_4		
Сульфатно-известко- висто-доломитовый	668 (32)	2–11	5679	55—90 (60)	(0,6)	
мергель Пачек галитовых пород	25—69 (50)			8—40 (25)	5—18, иногда до 30	

Примечание. П – преобладает. В скобках – модальное значение.

частично замещен вторичными образованиями и пилитизирован. Вулканическое стекло (до 5%) сконцентрировано во фракции 10-100 мкм, почти полностью преобразовано в гидрослюду и замещено аутигенным кварцем. Встречены зерна пирита, циркона, брукита, анатаза, мусковита, лейкоксена.

Гранулометрический состав галопелитов, приведенный в табл. 2, показывает, что в них преобладает тонкодисперсный материал (< 10 мкм). Крупных частиц (> 100 мкм), как правило, < 1%. Исключение составляет мергель, в котором процессы перекристаллизации пелитоморфных седиментационных карбонатов и сульфатов привели к новообразованию сравнительно крупных зерен — от 10 до 100 мкм, образующих его основную массу. Вообще весь карбонатный и сульфатный материал разных типов галопелитов тяготеет к размерностям > 10 мкм, тогда как ассоциации глинистых минералов превалируют во фракциях < 1, иногда < 5 мкм.

В процессе разработки калийных горизонтов достаточно большой процент при добы-

Гранулометрический состав галопелитов калиеносных отложений (за исключением калийных горизонтов), %							
	Факции, мкм						
	<1	15	5–10	10-100	>100		
Массивные Линзовиднослоистые Листоватые Пачек галитовых	22–39 17–24 34–41 20–36	17-27 26-28 25-34 16-32	11–21 16–22 13–18 15–24	13–22 32–36 14–18 29–34	0,18 (1) <1 0,30,4 <0,5		
пород Сульфатно-известко- висто-доломитовый мергель	Сумма фракций до 10 мкм менее 30%			Преобладают фракции 10—100 мкм (карбонат- ные зерна)			

Таблица 2

Примечание. В скобках – модальное значение.

	Хлориты							
NaCl	КСІ	MgCl ₂	CaCl ₂	Σ хлоридов	Br			
2—5 (2,5)	0,2–0,7 (0,4)	' 0,5—1,3 (0,6)	0,5–2,4 (1,0)	2—9	0,04			
2–12 (4)	0,10,9 (0.4)	0,3–7,6	0,4—7,6 (2,4)	5–7	0,034			
1-5	0,3–0,6	0,5-1,4	1,5–3,5	2–9	0,03			
(2,5)	(0,5)	(1,05)	(2,6					
0,2—2 (0,81)	0,2–0,5 (0,3)	0,3—0,9 (0,5)	0,3—3,5 (1,4)	15	0,027			
2–12 (5.4)	0,1-0,7	0,2–0,9 (0,5)	0,11–2,3	3–16 (10)	0,010,03			

че составляет галопелитовое вещество. Оно входит в сильвинитовую руду и при обогащении количество и состав его влияют на особенности технологии производства калийных продуктов. Это одна из причин, по которой изучение вещественного состава галопелитов калийных горизонтов привлекает внимание исследователей [Щербина, 1963; Лупинович, 1966; Зайцева, 1967, 1979; Ляхович, 1969; и др.].

Для большинства калийных горизонтов характерно определенное чередование прослоев галопелитового вещества и соли, образующее серию вековых ритмов (рис. 9, *A*, *Б* и т.д.), названных первоначально литерными [Щербина, 1962]. В основании ритмов расположен базальный глинистый слой (его иногда называют глина № 1 мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м). Затем идет нижняя пачка каменной соли с тонкими прослоями галопелитов (мощность пачки от 10 см до 1 м). Выше расположены пачка слоистых сильвинитов тоже с прослоями галопелитов (мощность пачки от 10 см до 1 м). Выше расположены пачка слоистых сильвинитов тоже с прослоями галопелитов (мощность пачка каменной соли (10–15 см). В случае карналлитопроявлений (как в III калийном горизонте) добавляется глинисто-карналлитовая пачка в середине пачки слоистых сильвинитов, сложенная сильвинито-карналлитовыми породами со слоями галопелитов (до 90 см).

Оптический анализ галопелитов калийных горизонтов показывает, что они сложены тонкозернистой массой серого, темно- и зеленовато-серого цвета, иногда с включениями отдельных или скоплений зерен галита, сильвинита (в глинисто-карналлитовом пласте карналлита) и карбонатов. Породы имеют массивную или полосчатую микротекстуру, обусловленную чередованием и концентрацией разных компонентов, входящих в их состав.

Гранулометрический анализ выявил, что фракция < 1 мкм в галопелитах является преобладающей (до 80%) и вместе с фракцией 1–5 мкм (до 60%) слагает основную часть галопелитового материала калийных горизонтов. Встречаются образцы, где преобладает фракция 1–5 мкм. Концентрация других размерных фракций невелика: 5–15% (5–10 мкм); 13–30% (10–100 мкм) и менее 2% (> 100 мкм). Размерность частиц галопелитового вещества в разрезе одного калийного горизонта может меняться. Для выяснения этого была проанализирована серия образцов из глинистого пропластка (мощность до 10 см), хорошо выдержанного в межпластовой каменной соли II калийного горизонта (см. рис. 7), и из подстилающего горизонт были диспергированы в воде, и приготовленная таким образом суспензия изучалась на автоматическом анализаторе

Рис. 9. Схема строения литерных ритмов

1 - базальные глинистые слои; 2 - пачка галита с прослоями глин;

3 — пачка слоистых сильвинитов

размеров частиц (счетчик Coulter, модель "ТА"). Использованная приставка работала в диапазоне 0,9–150 мкм. Чистое время анализа одного образца составляло 20–60 с при точности в несколько процентов. Количество проанализированных частиц, зависящее от их размеров и от времени анализа, колебалось от 10⁴ до 10⁶, т.е. за время анализа прибор мог дифференцировать частицы, масса которых меняется в соотношении 27 · 10³. Кроме того, повышению точности анализа способствовал учет распределения частиц в буферном растворе (учет фона).

Дифференциальные (1) и интегральные (2) графики распределения размеров частиц глинистого вещества полученные для двух наиболее характерных образцов, приведены на рис. 10 (ось абсцисс дана в логарифмическом масштабе). Из интегральных кривых видно, что количество проанализированного вещества обоих образцов в данном диапазоне близко к 100% (т.е. все размеры уложились в исследуемый размерный интеграл). Бимодальный характер дифференциальных графиков указывает на наличие, по крайней

мере, двух различных модификаций материала, причем максимум первого пика приходится на область около 1,5 мкм, тогда как максимум второго — на 17—30 мкм. Как видно из графиков, наиболее тонкодисперсная модификация (до 5 мкм) составляет бо́льшую часть всего материала глинистого вещества. Последующие рентгеновский, химический и термический анализы показали, что она представлена в основном глинистыми минералами, тогда как более крупнодисперсный материал представлен также карбонатами, кварцем, слюдами и кусочками измененных фемических минералов. Можно отметить некоторое преобладание крупноразмерной части глинистого вещества из межпластовой соли над ее аналогом из базальной глины по величине частиц (максимум при 27 мкм против максимума при 20 мкм). Кроме того, пики образца базальной глины выражены ярче, тогда как на графике размерности глинистого вещества из межпластовой соли можно наблюдать более плавный переход размеров частиц — от крупных к мелким, что в совокупности может говорить о степени переработки материала.

Состав галопелитов калийных горизонтов довольно разнообразен. В табл. З даны колебания средних значений (для разных шахтных полей, стволов и групп скважин) содежания компонентов состава галопелитового материала из основных калийных горизонтов, полученные с учетом данных по рудникам объединения Беларуськалий.

Алюмосиликатный материал составляет наибольшую часть галопелитов. Его минимальная концентрация в глинах III калийного горизонта, особенно содержащих хлориды (до 50%), что свидетельствует о высокой концентрации рапы бассейна в максимальной стадии его осолонения.

Калийный гори-	Количество образцов	Алюмосили- каты, глинис- тое вещество	Карбонаты			
зонт			кальцит	доломит	Σ карбонатов	
1	48	48–65	8–20	2–10	13–18	
II	76	4580	5-20	2-12	3–15	
111	67	25-50	1-10	2–12	8-17	
Глинисто-кар- наллитовый пласт	35	25–30	1—5	7–15	12-17	
IV	43	45-60	8–12	5–10	14–20	

Таблица З Состав галопелитов основных калийных горизонтов. %



Рис. 10. Дифференциальные (1) и интегральные (2) графики распределения по размерам частиц образцов соляных глин II калийного горизонта Старобинского месторождения *а* – обр. 65-Г, глина, № 1; *б* – обр. 66-Г, глина из межпластовой каменной соли

При движении по территории месторождения на север и на запад относительное количество алюмосиликатного материала слегка возрастает в I, II и IV горизонтах. Более ярко это выражено в составе галопелитов III горизонта и объясняется относительной близостью береговой линии бассейна и источников сноса терригенного материала. Об этом же можно судить по составу алюмосиликатов, представленному в своей тонкодисперсной части преимущественно гидрослюдой, а в более крупных фракциях отдельными обломочными зернами кварца, полевых шпатов и других терригенных минералов.

Хемогенная часть галопелитов калийных горизонтов состоит из карбонатов, сульфатов и хлоридов. Карбонатные минералы представлены кальцитом и доломитом, тогда как в галопелитах других месторождений наряду с ними установлен магнезит [Пастухова, 1965, а, 6]. Количество карбонатного материала достигает максимума в глинах IV и I калийных горизонтов. Изменение его содержания по разрезу горизонтов носит довольно постоянный характер и выражается в постепенном уменьшении снизу вверх. При этом количество карбонатов в самих горизонтах всегда несколько ниже, чем в подстилающих и перекрывающих пачках пород. Во всех калийных горизонтах кальцит существенно преобладает над доломитом, за исключением III горизонта и его глинистокарналлитового пласта, где преобладающим является доломит (до 15% против 5%). Это объясняется, по-видимому, достаточно высокой магнезиальностью и хемогенным генезисом карбонатов, приуроченным к начальной стадии садки калийно-магниевых солей.

Сульфат	Хлориды						
 кальция	NaCl	КСІ	MgCl ₂	CaCl ₂	Σ хлоридов		
4–15	1,5–3	10–16	0,5-1,5	2–2,5	7–25		
3–8	7-10	14-20	0,5-1,6	0,3–5	25-30		
6-15	10-15	15-17	0,8-1,5	1,5–2	25-40		
6–9	13–28	15–18	1-1,5	0,5-3,5	35–47		
10-32	35	4-7	0-0,5	00,3	5-11		

Сульфат кальция, представленный ангидритом, в галопелитах калийных горизонтов составляет, как правило, относительно небольшой процент. Лишь в породах IV горизонта его концентрация довольно высока (10–32%). При переходе от I ко II горизонту количество ангидритового материала несколько увеличивается, оставаясь, однако, меньшим, чем в перекрывающих и подстилающих породах. При движении на северо-восток количество СаSO₄ в калийных горизонтах несколько уменьшается.

Хлориды являются неотъемлемой частью хемогенного вещества галопелитов из горизонтов калийных солей. Их состав часто унаследован и связан с составом вмещающей соли. Количество и распределение хлоридов в галопелитах калийных горизонтов, приведенные в табл. З, показывают, что наибольшее их количество приурочено ко II, III горизонтам и к глинисто-карналлитовой пачке последнего. Максимальный процент приходится на КСI, концентрация которого в разрабатываемых сильвинитовых пластах этих самых продуктивных горизонтов тоже наибольшая. Это же относится к содержанию MgCl₂, преобладающего в породах глинисто-карналлитового пласта. IV горизонт отличается наименьшим содержанием хлоридов в галопелитах. Следует отметить, что количество NaCI меняется аналогично изменению количества КСI, уступая ему по величине (за исключением глинисто-карналлитового пласта), тогда как концентрация CaCl₂ в галопелитах постепенно увеличивается вверх по разрезу подтолщи (от IV к I горизонту), что говорит о различной скорости и стабильности садки хлоридов, контролируемой разными фазами развития солеродного бассейна.

!

Таким образом, состав галопелитов калийных горизонтов весьма разнообразен и колеблется в достаточно широких пределах, причем его отличает от прочих несоляных горизонтов серия особенностей, обусловленных спецификой формирования собственно калийных солей: преобладающее количество хлоридов, особенно KCI, и несколько пониженная, относительно галопелитов из вмещающих калийные горизонты пачек галитовой породы, средняя концентрация ангидритового материала, при сравнимой средней концентрации карбонатов в составе галопелитов калийных и некалийных горизонтов (в первых кальцит преобладает над доломитом, за исключением глинисто-карналлитового пласта). И, наконец, в алюмосиликатной части галопелитов калийных горизонтов преобладает тонкодисперсная глинистая составляющая (до 80%).

Кроме рассмотренных типов галопелитового материала, в разрезе калиеносных отложений района месторождения резко выделяются своеобразные зеленые глины, которые обычно описывались как "монтмориллонитовые". Впоследствии было установлено их туфогенное происхождение [Рассказов, 1978]. Прослои рассматриваемых глин широко распространены на всей территории западной части впадины (рис. 11) и приурочены к верхам калиеносной подтолщи. Они залегают в виде пластов мощностью от нескольких до десятков сантиметров и даже первых метров. Контрастная зеленоватая окраска этих глин, повсеместное распространение и отчетливое выделение их на каротажных диаграммах позволяют использовать их в качестве маркирующих горизонтов при расчленении и сопоставлении геологических разрезов.

В пределах верхней соленосной толщи выделены два основных прослоя этих глин. Нижний из них приурочен к центральной части района месторождения к соляной пачке 21 (см. рис. 5). Мощность этого прослоя 3–10 см. Глина расположена непосредственно в крупнокристаллической "грязной" соли. При переходе от соли к светло-зеленой глине иногда можно наблюдать красноватые и светло-коричневые ожелезненные разности глины. Второй прослой рассматриваемых глин расположен выше по разрезу и приурочен к пачке 32 [Ерошина, 1969]. Его строение несколько сложнее и разнообразнее предыдущего (рис. 12). Общая мощность исследуемой глины здесь от 16 до 30 см. Она перекрывается темно-серой, местами почти черной глиной (0,5–3 м). Выше по разрезу – галит. Подстилается прослой зеленой глины аналогичной темно-серой глиной мощностью 1–3 м, после чего ниже по разрезу наблюдается переслаивание темно-серой глинисты с солью, переходящее в крупнокристаллическую соль, загрязненную темным глинисты веществом.

В юго-восточном направлении мощность и глубина залегания прослоев зеленых глин увеличивается, тогда как в северо-западном направлении, особенно на периферии бассейна, они, выклиниваясь, могут иногда переходить в подсолевую толщу, что обусловлено скользящим характером границы последней.

При движении на юг к Петриковской структуре можно наблюдать постепенное увеличение суммарной мощности рассматриваемых глин, причем их расположение в плане 24





1 — краевые разломы; 2 — зоны основных внутренних региональных разломов; 3 — граница распространения соленосных отложений; 4 — точки отбора образцов. Зоны поднятий третьего порядка: 1 — Северная прибортовая; 11 — Вишанская, III — Северо-Калиновская, IV — Червоно-Слободская, V — Копаткевичская, VI — Калинковичская, VII — Петриковско-Шестовичская, VIII — Сколодинско-Мозырская, IX — Буйновичская, X — Южная прибортовая

преимущественно связано с депрессионными зонами и тяготеет к осям депрессий. Это относится к Конковичской, Калинковичской, Петриковской и Шестовичской депрессиям. По строению прослоев исследуемые глины здесь напоминают верхний слой Старобинского участка северо-западной части впадины и залегают в общем на тех же глубинах, но отличаются большей раздробленностью и мощностью пропластков. Вся серия пропластков здесь может рассматриваться как один прослой, достигающий мощности 1–3 м, который также перекрывается и подстилается мощными прослоями темно-серой глины. В районе контактов зеленая глина также часто окрашена в светло-коричневые и красноватые тона. В центральной части слоя идет чередование светло- и темно-зеленых, буроватых, иногда зеленовато-серых прослоев, мощность которых от 10 до 50 см. Местами некоторые прослои выпадают из разреза или объединяются плавными переходными зонами (что связано с особенностями условий образования того или иного участка).



Рис. 12. Схематическое строение туфогенного глинистого прослоя (пачка 32)

1 — соль; 2—4 — глины: 2 — вмещающая темно-серая, черная, 3 — туфогенная зеленая, 4 — туфогенная красноватая и бурая

Анализ расположения точек отбора образцов в северо-западной части впадины показал, что те из них, в которых было обнаружено большее количество ожелезненного материала буроватых и коричневых оттенков, приурочены к зонам глубинных долгоживущих разломов, отмечаемых по геофизическим данным еще в подсолевых отложения. Этот факт, а также преобладание ожелезненного материала в районе контактов исследуемых глин с вмещающими их образованиями позволяют говорить о наличии проницаемых зон, приуроченных к разломам, о движении по ним растворов, по-видимому, проникающих также вдоль контактов слоев.

Изучение образцов рассматриваемых глин показало, что они представляют собой почти полностью преобразованные в глины

витрокластические туфы [Мадатов, 1960]. Основная масса материала представлена тонкодисперсным слабо двупреломляющим глинистым веществом в виде псевдоморфоз по частицам вытянутой и рогульчатой формы, характерной для пеплов. Реликтовая пепловая структура этих образований хорошо видна на рис. 13, *а*, *б*. Количество замещенных пепловых частиц в туфе достигает 95% всего материала. Причем в глине из нижнего прослоя района Старобинского месторождения количество пепловых частиц несколько выше и реликты структуры отчетливее, чем в ее вышерасположенном аналоге, что связано с поступлением пеплового материала в басейн, где шло накопление обломочного материала и частичное смешивание его.

Кристаллокластические компоненты в туфе представлены обломками малоизмененного калиевого полевого шпата (с размерами 40-70 мкм), расположенными непосредственно в общей перекристаллизованной массе (см. рис. 13, г). В небольшом количестве присутствуют частицы обесцвеченного биотита. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие терригенного кварца. Витрокластическая составляющая полностью замещена. Замещение стекловатого материала происходит таким образом, что новообразованные частицы растут перпендикулярно вытянутой стороне частиц стекла от периферийной части к центру (см. рис. 13, в). В центральной части пепловой частицы по ее удлиненнию можно наблюдать очень узкую полосу выносимых в процессе замещения за пределы зоны раскристаллизации окислов титана, которые располагаются также и вдоль контуров частицы в виде тонкодисперсной массы лейкоксена, подчеркивая характерную реликтовую структуру исходного материала (см. рис. 13, в). Аналогичные выделения лейкоксена были отмечены в пепловых образованиях соленосных пород месторождений Туз-таг в Туве [Пастухова, 1965 б]. В отдельных случаях наблюдаются агрегаты аутигенного кварца, образующиеся вследствие избыточного кремнезема при преобразовании пеплового материала.

Детальное исследование гранулометрии описываемых глин проводилось с помощью кондуктометрического метода на приборе Coulter модели "ТА". Анализ показал, что бо́льшая часть частиц (до 95%) попала в область размеров частиц < 100 мкм. Частицы < 5 мкм составляют основную массу материала и в отдельных образцах – до 80%. Концентрация частиц размером > 50 мкм не постоянна и колеблется от 5 до 30%. При этом в образцах глин из нижнего пеплового прослоя района Старобинского месторождения преобладают частицы размером < 10 мкм (до 90%), тогда как в глинах из верхнего пеплового прослоя и из пеплов района Петриковского участка наблюдается несколько повышенная конце́нтрация (до 50%) более крупных частиц (> 10 мкм). После детального анализа тонкодисперсных фракций было установлено, что эти фракции полностью состоят из хорошо раскристаллизованного лейкофиллита [Рассказов, Яхонтова, 1980]. В более крупных фракциях (> 10 мкм) содержатся лейкофиллитовые агрегаты с включениями относительно свежих зерен калиевого полевого шпата ибиотитоподобного обесцвеченного минерала.

Количество воднорастворимого материала в глинах из пепловых прослоев составля-



Рис. 13. Глина с характерной реликтовой пепловой структурой

в — обр. 33, х260, без анализатора; б — обр. 31, х210, без анализатора (пачка 32); в — замещенная пепловая частица, х260; г — частица калиевого полевого шпата в массе измененного пеплового материала, х260

ет 5-15% и представлено в основном NaCl, тогда как количество К в водной вытяжке не превышает 0,8%.

Пепловые прослои в соленосных толщах различного возраста обнаружены в ряде регионов [Лобанова, 1960; Пастухова, 1965б; Соколова и др., 1978]. По-видимому, это не случайное явление. Несомненный интерес представляет выяснение источников ту-

фогенного материала, близкое расположение которых может оказывать влияние на особенности солеобразования данного региона. В рассматриваемом районе возможным направлением приноса пеплового материала можат служить юго-восточное, на что указывает соответствующее распределение мощностей пепловых прослоев. При этом необходимо учитывать синхронные проявления вулканизма в юго-восточной окраине Припятского прогиба [Корзун, 1974], состав продуктов которых напоминает исследуемые глины. При движении на юг количество и суммарная мощность пепловых прослоев также увеличиваются. В последнее время несколькими скважинами вскрыты аналогичные глины южнее Петриковской структуры в непосредственной близости к южной разломной зоне, что позволяет предположить также и южное положение источника привноса пеплового материала.

Таким образом, среди галопелитов калиеносных отложений северо-западной части Припятского прогиба на базе структурно-текстурных особенностей пород, положения их в разрезе, состава и концентрации в них хемогенных компонентов можно выделить серию разностей (галопелиты некалийных, калийных горизонтов, пепловых прослоев), различающихся как по специфике среды, в которой шло их образование, так и по особенностям состава матричного алюмосиликатного материала, продукты разрушения которого шли на формирование новообразований.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Глинистое вещество в солях представлено комплексом глинистых минералов, сосредоточенных, как правило, в размерной фракции < 1 мкм (иногда 1—3 мкм), часто существенно превалирующей по объему во всей массе глинистой породы. Его изучение проводится посредством использования целого комплекса современных физико-химических методов с предварительным выделением размерных и по возможности мономинеральных (или обогащенных) фракций.

При выделении глинистых фракций из пород соленосных толщ возникают специфические трудности. Отделить галопелитовое вещество от соли механическими методами часто не представляется возможным. Если попытаться выделить глинистые фракции галопелитов в водной среде по скорости осаждения частиц, используя законы Стокса, то, как показывает опыт, в первую очередь идет растворение соли, что приводит часто к созданию слабого, а иногда и весьма концентрированного рассола, плотность которого отличается от плотности воды, и, кроме того, не постоянна. Поэтому глинистые образования сначала отмывают от соли посредством повторяющегося сливания солевого раствора. Этот процесс в зависимости от особенностей образца может длиться от нескольких дней до недель. Затем идет выделение требуемых размерных фракций способами отмучивания, достаточно подробно описанными в литературе [Методы..., 1957; Викулова, 1957; Рентгеновские..., 1965; Грим, 1967; и др.].

Как показывает опыт, глины из соленосных толщ, смоченные водой, сравнительно легко "распускаются" в ней. При необходимости их можно перевести в суспензию осторожным растиранием в ступке с помощью резинового пестика и постепенным добавлением воды. В ряде случаев требуется более активная диспергация суспензии с применением ультразвуковых установок.

В процессе дезинтеграции глинистой породы с последующим выделением и накоплением глинистого вещества в лабораторной практике иногда прибегают к обработке проб различными веществами: растворами соляной кислоты разной концентрации, пирофосфатом натрия, аммиаком, уксусной, щавелевой кислотой и др. Использование указанных веществ в ряде случаев оправдывает себя, однако при этом надо учитывать вероятный минеральный состав глин. Так, наличие в пробе хлорита ограничивает использование соляной кислоты, приводящей к разрушению этого минерала. Обработка 5%-ной HCI образцов, содержащих гидрослюду, приводит к тому, что рефлексы этого минерала на электронограммах могут становиться диффузными. На некоторые глинистые минералы оказывают отрицательное действие растворы уксусной и щавелевой кислот [Берлин, **Рис. 14.** Статистические кривые распределения двухкомпонентной смеси зерен минералов

1-5 — варианты распределений

1962]. Большинство авторов рекомендуют ограниченное применение кислот при обработке глин, другие полагают возможным их более широкое использование [Горбунов, 1962].

При обработке глин из соленосных образований не желательно дополнительное усложнение химизма среды отмучивания, так как среди глинистых минералов встречаются образования, которые благодаря своим кристаллохимическим особенностям способны вести активный обмен катионами со

Плотность, размер частиц, электромагнитные свойства и др.

средой, что может вносить дополнительные сложности в интерпретацию результатов дальнейших анализов. Поэтому при изучении глин, содержащих, например, хлорит, целесообразно осаждать суспензию фракции < 1 мкм не добавлением слабого раствора HCI, а центрифугированием. Применение центрифуг различного типа в ряде случаев может существенно увеличить скорость выделений фракций.

Следует отметить, что воздействием воды на глинистые минералы в процессе подготовки проб обычно пренебрегают, полагая, что она существенно не затрагивает их структуру. Однако известно, что адсорбированная (межслоевая) вода заметно влияет на дифракционную картину ряда глинистых минералов. Поэтому при интерпретации данных рентгеноструктурного и термического анализов необходимо учитывать те изменения в структуре минералов, которые могли произойти под воздействием воды в период подготовки объекта к изучению [Цепелев, Ушатинский, 1969].

Одна из проблем в минералогии — выделение мономинеральных фракций, что особенно сложно для глинистых минералов. Тем не менее в ряде случаев при использовании мощных центрифуг с разными типами роторов (в том числе так называемых зональных роторов) в комплексе с различными сепараторами можно успешно выделять фракции по различным физическим свойствам (размерам, плотности, электрическим и Магнитным параметрам, адсорбционной способности и др.). Однако при этом нельзя забывать, что выделение мономинеральной фракции по одному физическому параметру иногда в принципе невозможно [Кац, 1977]. На рис. 14 приведены статистические кривые распределения смеси зерен, состоящей из двух компонентов (минералов). Если при предварительном исследовании статистического распределения двухкомпонентной смеси по определенному параметру (например, по плотности зерен) кривые располагаются как на рис. 14, 1, то минеральная смесь может быть разделена на две компоненты. В противном случае (см. рис. 14, 5) этого сделать нельзя, можно лишь обогатить одним из компонентов в разной степени (см. рис. 14, 2-4). Тем не менее эта же двухкомпонентная смесь может давать распределение как на рис. 14, 1 при разделении по другому физическому параметру (например, по электрическим или магнитным свойствам), тогда ее можно надежно разделить. Поэтому при выделении конкретных мономинеральных фракций выбирался тот комплекс методов резделения, который обусловлен особенностями физико-химических свойств данного минерала. В природе встречаются и трех-, и многокомпонентные смеси, что в каждом конкретном случае требует своего подхода.

Наряду с микроскопическим анализом собственно глинистой породы, позволяющим получить ее минералого-петрографическую характеристику, проводилось детальное изучение минерального состава выделенных из галопелитов глинистых фракций. Микроскопические методы здесь дают минимальную информацию. Более результативны данные рентгеновских и электронографических исследований.

Рентгеновская съемка образцов глин из соленосных отложений проводилась порошковым методом на дифрактометре ДРОН-1 Сu-К излучения при щели 0,5 мм и 1 мм, со скоростью движения счетчика 1 град/мин. Ориентированные препараты, используемые для изучения базальных рефлексов, снимались в интервале углов до $Q = 15^{\circ}$ с предварительным насыщением глицерином или этиленгликолем и прокаливанием образцов при температуре 550°C. Съемка неориентированных препаратов, дающая возможность получать рефлексы hkl общего типа, велась до $Q = 31^{\circ}$ (d₀₆₀), что позволяет в ряде случаев установить ди- и триоктаэдричность минералов. Для отдельных образцов целесообразно использование приставок и устройств при работе на малых углах, что обусловлено иногда наличием в глинах из соленосных толщ разнообразных смешанослойных образований, дающих различные комбинации типов переслаивания с большими межплоскостными расстояниями (например, для хлорит-монтмориллонита или корренсита d = 28 Å).

Для определения политипных модификаций и расчета параметров элементарных ячеек глинистых минералов использовался электронографический метод косых текстур. Этот метод позволяет получить полный набор пространственных отражений с индексами hkl [Звягин, 1946; Ципурский, 1978].

Термический анализ образцов глин проводился на дериватографе фирмы MOM (Венгрия). Прибор позволяет работать в интервале температур от 20 до 1100° С. Датчики температур выполнены из платина-палтинародиевых термопар. Регистрация измерений ведется с помощью четырех зеркальных гальванометров на фотобумаге шириной 230 мм. Нагревательное устройство прибора смонтировано так, что градуировочный график представлен почти прямой линией. Это облегчает интерпретацию полученных данных и упрощает сравнение разнотипных кривых. Продолжительность анализа одного образца равняется 100 мин. Исследуемая навеска, помещаемая в платиновые тигли, составляет 300 мг. Аппаратура позволяет получать кривые дифференциально-термического (ДТА) и дифференциально-весового (ДТG) анализов и кривые потери веса (TG). Методы термического анализа, кроме того, могут использоваться при определении поведения и количества разных типов воды в структурах минералов [Слонимская и др., 1978].

Изучение морфологии частиц проводилось при помощи методов просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии. С этой целью нами использовались наряду с отечественными приборами японский электронный просвечивающий микроскоп YEM-7 (ускоряющее напряжение U_{yc} = 80 кВ) и английский сканирующий микроскоп Stereoscan-600 фирмы Cambridge (U_{vc} = 25 кВ).

Для решения ряда вопросов применялись разнообразные методы спектрального анализа. Большинство образцов глин снималось на инфракрасном спектрофотометре UR-20 фирмы "Carl Zeiss" (ГДР). Съемка велась в диапазонах длин волн 400–750 см⁻¹ (призма KBr), 750–1900 см⁻¹ (призма NaCl) и 3100–3900 см⁻¹ (призма LiF). Подложка образца KRS-5. Чувствительность – 7 ед. по шкале прибора. Рабочий ток нагрева глобара I_H = 14A.

Почти всегда (при достаточных объемах) использовался количественный химический анализ исследуемых объектов, являющийся основой для последующих расчетов кристаллохимических формул минералов.

Наряду с широко практикуемыми при анализе глин методами была применена серия методов, пока сравнительно мало используемых в практике исследования глинистого вещества. Однако применение их при изучении глин из соленосных образований оправдало себя и позволило получить информацию о химическом составе, размерных и плотностных свойствах исследуемого глинистого материала.

В последнее время в связи с бурным развитием техники стала развиваться серия аппаратурных методов, позволяющих экспрессно выполнять количественный химический анализ проб. Это методы, основанные на принципе атомной адсорбции, рентгенофлюоресцентные методы (флюоропринт), различные квантометры и т.п. количество которых у нас и за рубежом с каждым годом возрастает. Эти методы позволяют за сравнительно малое время при небольших навесках получать информацию о большом количестве образцов. Причем относительная точность определения концентрации элементов и воспроизводимость методов довольно высокие. Однако они страдают (в применении к минералогическим объектам) одним существенным недостатком — определением абсолютных величин, что в большой мере объясняется отсутствием достаточного количества близких эталонов. Поэтому при расчете кристаллохимических формул минералов предпочтительнее использовать данные классических методов "мокрой" химии, тогда как при изучении распределения компонент по разрезу или в плане описываемые методы могут дать очень полезную информацию (особенно совместно со статистической обработкой результатов).

В настоящей работе, кроме других, был использован количественный рентгеноспектральный флюоресцентный метод анализа, позволяющий экспрессно исследовать большое количество проб с высокой точностью определения компонентов и сравнительно малым объемом навески. Определения проводились на автоматическом анализаторе Флюоропринт-МК 2 английской фирмы "Hilger & Watts". В качестве аналитической методики использовался прием анализа в "толстом слое". Основные параметры работы анализатора при этом: напряжение на аноде 40 кВ, анодный ток 30 мА. Продолжительность анализа одного образца 10 мин. Внешним стандартом являлся химически проанализированный образец на весь комплекс элементов (Ni, Fe, Mn, Cr, Ti, Ca, K, P, Si, Al, Mg). Образцы для анализа готовились смешением 0,5 г пробы с 1,5 г полистирола в яшмовой ступке в течение 30 мин с последующим прессованием в таблетки. Для учета разных абсорбционных характеристик образцов и эталона вводились поправочные коэффициенты согласно известной методике [Абрамов и др., 1978]. Воспроизводимость анализа для Mg, Al, Si, Fe составляла 3% отн., для остальных элементов 5%.

Несмотря на очевидные преимущества в экспрессности и точности используемый метод обладает рядом недостатков. В частности, возникают сложности в подборе универсальных эталонов, обусловленные матричным эффектом [Лосев, 1969]. Приходится пользоваться эталонами, подобранными отдельно для каждой размерной фракции. Кроме того, с помощью данного метода нельзя получить концентрацию Fe²⁺, весьма необходимого при анализе слоистых силикатов, почти полностью составляющих тонкодисперсные фракции. Отсутствие возможности определения Na₂O оказалось несущественным, поскольку концентрация его в контрольной группе образцов не превышает 0 1–0,2%.

Акцент в анализе полученных указанным образом данных был сделан на исследовании изменения химических компонентов по разрезу, корреляционных связях между ними, а также связях с горизонтами калийных солей.

Гранулометрический анализ тонкодисперсных образований — трудоемкая работа, требующая довольно большого времени. В последнее время, однако, появилась разнообразная аппаратура (в частности, разные типы кондуктометрических счетчиков), позволяющая быстро проводить исследования малых размеров частиц [Coulter, 1953; Рабинович, 1972; и др.].

Принцип работы этой аппаратуры — различные электрические характеристики частиц разных размеров. Частицы глинистой суспензии пропускаются через трубку калиброванного размера (набор таких трубок позволяет охватить требуемый диапазон размеров), помещенную в слабом электрическом поле. Датчик, контролирующий изменения поля в трубке, подает разные по величине и форме сигналы (соответствующие разным размерам частиц) через усилитель на встроенную в прибор ЭВМ, которая сортирует и обсчитывает полученные данные по серии каналов с последующим выводом их в статистической форме на печатное устройство или телекамеру. В результате получают дифференциальные и интегральные кривые распределения частиц глинистого вещества по размерам. Исследования проводятся в солевом растворе (для электропроводности среды), что позволяет применять данную методику непосредственно к галопелитам с предварительной дезинтеграцией ультразвуком. Применение кондуктометрического метода позволило нам исследовать изменение размеров частиц глинистого вещества начиная с 0,9 мкм, приготовленного в виде водной суспензии. Причем известно, что стабильность поведения частиц водных суспензий глин зависит от степени воздействия на них ультразвука. Поэтому в нашу задачу, кроме того, входило выяснение размеров частиц устойчивых к воздействию ультразвука, а также выбор оптимальных условий озвучивания с целью приготовления наиболее стабильных суспензий [Рассказов и др., 1977].

В качестве объектов исследования и для отработки метода, кроме глины Старобинского месторождения, были также использованы образцы природных глин, по-разному взаимодействующие с водной средой из месторождений Асканское, Дружковское и Гумбрин. Для анализа размеров частиц была применена промышленная модель "ТА" счетчика Coulter, обладающего высокой точностью и хорошей воспроизводимостью результатов (до 2%). Прибор дает возможность получать дифференциальные и интегральные кривые распределения частиц по размерам (в определенном диапазоне размеров, зависящем от диаметра калиброванного размера трубки) по 16 каналам, относящимся между собой как 1 : 1,26 [Проспект..., 1975]. Заданное время счета составляло 30 с. Количество подсчитанных за это время частиц превышало 350 000. Использовались трубки с калиброванным отверстием 100 и 140 мкм, позволяющие охватить диапазон размеров частиц от 0,9 до 70 мкм. Концентрация исследуемых частиц составляла 20— 25 ед. по шкале прибора. Результаты анализа записывались в виде дифференциальных кривых (рис. 15) распределения частиц по размерам на самописце, а также в цифровом виде по всем 16 каналам прибора. Сравнение полученных данных с результатами обыч-



Рис. 15. Дифференциальные кривые распределёния частиц по размерам 1–3 — глины: 1 — гидрослюдистая Старобинского месторождения, 2— дружковская, 3 — асканская; 4 — гумбрин

ных методов гранулометрического анализа (метод пипетки, отмучивание) показало их хорошую сходимость. Ультразвуковая обработка указанных образцов производилась на установке Ultrasous-annemase S.A. тип 75Т.801 (мощность 80 Вт, частота 80 кГц).

Подготовка глин к анализу на приборе Coulter состояла в следующем: З г глины разминались с водой в ступке при помощи пестика с резиновым наконечником в течение 10 мин с последующим добавлением воды до 100 см³; полученную водную суспензию глин делили на три части, первую из которых анализировали сразу же после приготовления суспензии и после ультразвуковой обработки в течение 20 с, 1 мин, 5 мин и 10 мин, вторую часть подвергали тем же испытаниям через сутки, а третью часть — через 6 сут.

На рис. 16 приведены результаты этих исследований. Показана динамика изменения количества частиц в разных размерных фракциях для четырех типов глин, полученная на базе анализа дифференциальных кривых распределения размеров частиц этих глин при разных режимах ультразвуковой обработки.

Таким образом, использование кондуктометрического метода наряду с подробным изучением гранулометрического состава образцов глин в диапазоне 0,9–70 мкм (частицы крупнее 70 мкм в рассмотренных образцах отсутствуют) позволяет исследовать динамику изменения размеров частиц глин под действием ультразвука. Приведенные выше данные, кроме того, показывают, что для получения достаточно стабильных суспензий оптимальная длительность ультразвуковой обработки для гидрослюдистых глин Старобинского месторождения составляет 1–5 мин; в случае дружковской, асканской и гумбриновой глин для суспензий, озвучиваемых сразу после приготовления, — около 1 мин, а для суспензий, выдержанных более суток, — 20 с. Применение других модификаций аппаратуры (например, Седиграф-5000) позволяет исследовать и более мелкие размеры частиц.

Для изучения плотностных свойств образцов из соляных глин в ряде случаев использовались методы исследования минералов в градиентах плотности [Кац, 1977]. Эти методы применяются для диагностики, типизации, разделения минералов, выделения их мономинеральных модификаций, исследования статистических распределений минералов по плотности. С их помощью возможны некоторые палеогеографические реконструкции, в частности определение контуров древних бассейнов и направления сноса материала по корреляции статистических параметров распределения кварцевых зерен по плотности. Кроме того, анализ параметров статистических распределений зерен кварцевого песка позволил построить модель изменения плотностных свойств кварца при разрушении в процессе его транспортировки [Кац и др., 1975].

Суть рассматриваемых методов заключается в том, что зерна исследуемого минерала, помещеннные в вертикальную кювету с градиентом плотности содержащейся в ней жидкости, стремятся занять в этой жидкости свои равновесные уровни, соответствующие их плотности. Зная функцию изменения градиента плотности вдоль столба жидкости и измерив положение в этом градиенте тела с известной плотностью (репера плотности), можно определить плотность исследуемых зерен минерала с точностью до нескольких единиц в третьем знаке после запятой, а при необходимости возможно непосредственное получение статистического распределения исследуемого образца по плотности посредством анализа количества либо массы минеральных зерен, измеренных для каждого плотностного интервала после извлечения зерен из градиента плотности.

Способы создания градиентов плотности в жидкости весьма разнообразны. Широко



Рис. 16. Динамика изменения стабильности водных суспензий глин при разных резимах ультразвуковой обработки

а-е – гидрослюдистая глина Старобинского месторождения; *г-е –* дружковская глина; *ж-к –* асканская глина; *л-м –* гумбрин. *1 –* сразу после обработки ультразвуком; *2 –* через 6 сут

распространены способы создания градиента плотности посредством предварительного получения градиента температуры вдоль вертикального столба жидкости. На этом принципе работают известные приборы для анализа плотностных свойств минералов — гравитационные градиентные трубки. Другими способами, хорошо известными в белковой химии, но лишь сравнительно недавно применяемыми при анализе минералов, являются способы создания градиентов плотности посредством градиента концентрации, получающегося при смешивании двух или нескольких жидкостей разной плотности. В качестве рабочих при этом используются смеси тяжелых и легких жидкостей (смешиваемых и имеющих одинаковое давление паров), например бромоформ с диметилформамидом или спиртом, жидкость Туле с водой и другие комбинации. Что касается извлечения зерен, занявших свои равновесные уровни, из градиентов плотности (т.е. фактическое разделение по плотности), то это возможно посредством постепенного сливания жидкости из разных плотностных интервалов с помощью отсасывания ее вместе с зернами через капиляр с разных плотностных уровней соответственно в разные сосуды, либо поочередным вытеснением требуемых объемов с помощью буферной жидкости.

В настоящей работе методы исследования минералов в градиентах плотности использовались при изучении плотностных характеристик зерен в пепловых туфах, приуроченных к калиеносным отложениям района Старобинского месторождения и западной части Припятского прогиба, а также при выделении мономинеральных фракций в разной степени измененных частиц стекла из туфогенных прослоев [Рассказов, 1978].
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

МИНЕРАЛЫ ГЛИН КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Глины в калиеносных отложениях района месторождения представлены преимущественно комплексом глинистых минералов, а также набором хемогенных минералов, включающим карбонаты, сульфаты и хлориды, соотношения между которыми для разных типов галопелитового материала было рассмотрено в главе второй. Ниже приведены результаты исследования собственно минерального состава глин.

Гидрослюда — наиболее распространенный глинистый минерал в галопелитах разреза района. Ее наличие здесь отмечается различными авторами [Лупинович, Тихонов, 1966; Ляхович, 1969; Зайцева, 1979; и др.]. Однако большинство исследований посвящено анализу глин из калийных горизонтов, что обусловлено существенно лучшей изученностью и доступностью последних как наиболее интересных в промышленном отношении объектов. Дополнительной сложностью при изучении гидрослюды из засолоненных пород калиеносных отложений является ее частое нахождение в парагенетической ассоциации с хлоритом специфического состава [Яхонтова, Рассказов, 1980], что затрудняет получение ее мономинеральных разностей. Гидрослюда представлена в основном тонкодисперсным материалом, сконцентрированным преимущественно во фракции < 1 мкм, хотя агрегаты зерен встречаются и в более крупных размерных фракциях.

Для изучения минерального состава гидрослюды была отобрана серия образцов разных типов галопелитов последовательно по всему разрезу калиеносной подтолщи. После предварительного рентгеновского и термического анализов выделенных перед этим фракций < 1 мкм были отобраны мономинеральные образцы, содержащие только гидрослюду без существенных примесей хлорита или других минералов. На рис. 17 представлены характерные дифрактограммы образцов гидрослюды из галопелитов некалийных горизонтов (обр. 79, 64), из глин основных калийных горизонтов (обр. 63, 104, 76) и из переработанных в гидрослюду пепловых прослоев (обр. 31). Рентгеновские кривые представлены совокупностью интенсивностей пиков, типичных для гидрослюд и почти не меняющих свое положение при нагревании и прокаливании. Наибольшая интенсивность (/ = 10) во всех образцах отвечает межплоскостному расстоянию d₍₀₀₁₎ = 10,0Å. Для d₍₀₀₂₎ = 4,94Å / = 2−4, для d₍₀₀₃₎ = 3,32Å /= <u>6</u>−10 отн.ед. Величины интенсивностей других рефлексов с индексами (112) 3,05Å; (112) 3,61Å; (0,20, 110) 4,48Å достигают 2.5 отн. ед. Электронографическим исследованием для большинства образцов установлены диоктаздрический характер и модификация 1 Мd гидрослюды. Дифференциально-термический анализ образцов позволил получить серию кривых ДТА (рис. 18), характерных для гидрослюдистых минералов типа иллита (Нырков, 1962; Костов, 1971]. Кривые имеют пики при соответствующих температурах, °С: 90-150 (эндотермический эффект, обусловленный потерей адсорбционной воды); 310 и 410 (два экзопика, второй часто выражен слабее, и оба связаны с окислением органического вещества и соединений железа); 580-610 (эндопик, обусловленный потерей кристаллизационной воды и частичным изменением кристаллической решетки, причем для образцов из пепловых прослоев он смещен к температуре 670-680); 840-870 (эндопик, связанный с разрушением структуры гидрослюд); и, наконец, слабый пик при температурах 950-960, обусловленный перикристаллизацией аморфных продуктов разрушения гидрослюд.

Изучение морфологии частиц образцов гидрослюды под электронным микроскопом показало, что в них превалируют пелитовые частицы изометричной формы, иногда сконцентрированные в плотные агрегаты, среди которых встречаются отдельные вытянутые разности (рис. 19), за исключением образцов из пепловых прослоев, где почти все частицы имеют вытянутую игольчатую форму (см. рис. 26, обр. 31).

Методы инфракрасной спектроскопии (ИКС) дали для большинства образцов (фракция < 1 мкм) одинаковую серию пиков (рис. 20, 21, см. рис. 25), где полосы максимального поглощения (минимального пропускания), обусловленные валентными колебаниями связей Si-O в спектральных характеристиках гидрослюд, расположенных при 1030-1060 см⁻¹; область деформированных колебаний связей Si-O и Si-O-Al представлена бимодальными пиками (450-550 см⁻¹) [Плюснина, 1977]. Имеется сравнительно слабо выраженный пик при 3600 см⁻¹, обусловленный валентными ко-



Рис. 17. Дифрактограммы образцов гидрослюды (фракция < 1 мкм)

1 — обр. 31, пепловый прослой, природный ориентированный препарат; 2—4, — обр. 79, из глин внекалийных горизонтов: 2 — природный ориентированный, 3 — насыщенный глицерином, 4 — прокален при 550° С; 5—5э — обр. 64, из глин внекалийных горизонтов: 5—5э — неориентированный; 6 — обр. 63 (I калийный горизонт, природный ориентированный; 7 — обр. 64, III калийный горизонт, природный ориентированный; 7 — обр. 104, III калийный горизонт, природный ориентированный, 3 — насыщенный сливанный; 6 — обр. 63 (I калийный горизонт, природный ориентированный; 7 — обр. 104, III калийный горизонт, природный ориентированный; 8—10 — обр. 76, II калийный горизонт: 8 — природный этиленгликолем, 10 — прокален при 550° С.

лебаниями (OH) и связанный с относительно малой концентрацией Mg. В более крупных размерностях наряду с алюмосиликатами отмечен карбонатный материал (рис. 22, пик в области 1500 см⁻¹).

Исследование кристаллохимических особенностей гидрослюды проводилось на базе химического анализа серии типичных образцов (табл. 4). Рассчитанные по методу зарядов кислорода [Булах, 1967], кристаллохимические формулы минералов приведены в табл. 5.

Своими формульными коэффициентами образцы гидрослюды из пепловых прослоев (обр. 31—40) резко отличаются от других (особенно по Si, Al^{IV}, Fe³⁺ и Mg), причем только для них электронография дает модификацию 1М. По своему низкому тетраэдрическому заряду и высокому содержанию двухвалентных катионов эти образцы могут быть отнесены к селадонитам. Однако последние отличаются высокой концентрацией Fe³⁺, достигающей 1 в формульных коэффициентах [Малков, 1956]. В



Рис. 18. Кривые ДТА (в $^{\circ}$ C) образцов гидрослюды (фракция < 1 мкм)

1, 2 — обр. 31, 40, пепловый прослой (лейкофиллит); 3 — образец лейкофиллита из района купола Индер (по данным Т.Н. Соколовой); 4, 5, 6 — обр. 125, 79, 64, глины внекалийных горизонтов; 7 — обр. 63, I калийный горизонт; 8 — обр. 104, III калийный горизонт; 9 — обр. 76, II калийный горизонт;

рассматриваемых же образцах в октаэдрах 2:1 слоев катионы AI существенно преобладают над катионами Fe³⁺ (см. табл. 5). Кроме того, высокое содержание магния в октаэдрах позволяет отнести данный исследуемый минерал к лейкофиллиту (идеальный состав – K (AI Mg) [Si₄ O₁₀](OH)₂). Аналогичный минерал установлен среди глин пепловых туфов в соленосных отложениях стадии садки калийно-магниевых солей купола Индер [Соколова, 1979а], дополнительным критерием чего может служить сходство кривых ДТА (см. рис. 18, *1–3*).

Лейкофиллит был впервые встречен в галопелитах соленосных образований района. Остановимся на его диагностике несколько подробнее. На рис. 23 даны дифрактограммы лейкофиллита, из которых, в частности, видно, что при насыщении глицерином пики становятся несколько диффузными растянутыми. После прокаливания при 550° С величина рефлекса $d_{(003)} = 3,29$ Å, что характерно для этого минерала [Соколова и др., 1976]. Термический анализ нескольких образцов лейкофиллита (см. рис. 18) показывает их достаточную однотипность. Кривые ДТА лейкофиллита по совокуп-



Рис. 19. Электронно-микроскопические снимки образцов железистого иллита (фракция < 1 мкм), x25 000 а — обр. 64; б — обр. 125; а — обр. 63



Рис. 20. ИК спектры гидрослюды из галопелитов внекалийных горизонтов (обр. 66, фр. < 1 мкм)

Рис. 21. ИК спектры гидрослюды из глин калийных горизонтов (обр. 63, фр. < 1 мкм)

Рис. 22. ИК спектры обр. 67, фракции 10-100 мкм

Рис. 23. Дифрактограммы лейкофиллита (обр. 31, фракция < 1 мкм)

1 — природный ориентированный; 2 — насыщен этиленгликолем; 3 — прокален при 550° С

ности пиков сходны с другими гидрослюдами, за исключением пика, обусловливающего потерю кристаллизационной воды, который несколько смещен в область более высоких температур (670–680°С). Форма кривых и количество кристаллизационной воды в структуре лейкофиллита из калиеносных отложений Старобина и купола Индер несколько различны. В частности, в образце с Индера количество кристаллизационной воды воды несколько больше.

Электронографическое исследование лейкофиллита (одна из характерных электронограмм приведена на рис. 24) показало для всех образцов модификацию 1 М с параметрами ячейки, аналогичными для лейкофиллита из других соленосных районов (табл. 6). Разница в величине параметра *b* может объясняться, по-видимому, большей концентрацией катионов магния в образцах лейкофиллита из Старобинского месторождения.

Методы ИКС дают серию пиков в участках спектра поглощения, характерных для гидрослюд вообще, с той, может быть, разницей, что пики лейкофиллита имеют несколько ярче выраженные окончания (рис. 25).

Электронно-микроскопические исследования показали существенное различие морфологии частиц лейкофиллита и других типов гидрослюды (рис. 26, *а*, *б*). Подавляющее большинство частиц имеет вытянутую форму, характерную для аутигенных образований. При переходе от туфогенной глины к зонам контакта ее с вмещающей породой морфология частиц заметно меняется. Появляются частицы изометричной формы (рис. 26, *е*), которые полностью преобладают в перекрывающей глинистой породе (рис. 26, *г*).

Сравнение кристаллохимических формул лейкофиллита разных регионов (табл. 7) показывает, что структура лейкофиллита из пепловых прослоев района Старобинского месторождения отличается большей концентрацией катионов магния и, возможно, железа за счет некоторого дефицита катионов алюминия. Разбросы концентраций катионов других элементов в структуре лейкофиллита разных регионов сравнимы и перекрывают друг друга.

Что касается остальных образцов гидрослюд, то их кристаллохимические характеристики отвечают диоктаздрической гидрослюде типа железистого иллита (Fe-иллита) с довольно высокой концентрацией катионов магния в октаздрах (см. табл. 5).

При сравнении кристаллохимических характеристик изучаемых гидрослюд по схеме, предложенной А.Г. Коссовской и В.А. Дрицем [1975], все исследованные образцы попадают в поле железистых иллитов эвапоритовых формаций (см. рис. 27, I), за исключением лейкофиллита. Значения последнего тяготеют к той части поля селадонитов (II), где железистость сравнительно невелика (Fe³⁺ / (Fe³⁺ + Al^{IV})= 0,1--0,25), что позволяет здесь выделить в свою очередь поле лейкофиллитов (III). Образцы лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер попадают в эту область [Соколова, 1979а]. Кроме того, необходимо отметить, что и на известной диаграмме полей глинистых минералов, предложенной международным минералогическим номенклатурным комитетом [Bailey et al., 1979], поле лейкофиллитов может быть выделено в левом верхнем углу диаграммы, в области алюминиевых аналогов магнезиально-железистых селадонитов.

Особенности физико-химических условий образования калийных солей и соответственно процессов преобразования алюмосиликатного вещества в них различаются для разных стадий осолонения бассейна. Из-за неодинаковых окислительно-восстановительных условий различны концентрация и активность разновалентных катионов, что может приводить к преобразованию тех или иных комбинаций в структурных решетках глинистых минералов. Поэтому интересную информацию можно получить, сопоставляя данные по соотношению разновалентных катионов в структурных формулах гидрослюд и, в частности, Fe³⁺. На базе этого можно выделить железистый иллит калийных горизонтов, установленный по данным рентгеновского, химического, термического, спектрального и других видов анализов (см. рис. 17-19, 21), который отличается от других типов гидрослюд соответствующей концентрацией. катионов Fe³⁺ (0,3-0,4, см. табл. 5) в структурной формуле минерала. Fe-иллит некалиеносных прослоев, диагностированный аналогично предыдущему (рис. 17, 18, 20, 29), содержит наибольшее для всех типов гидрослюды количество катионов Fe³⁺ (0,52, см. табл. 5) и в совокупности с другими кристаллохимическими особенностями и концентрацией разновалентных катионов позволяет выделить для него свое поле на диаграмме соотношений разновалентных катионов (рис. 28), где аналогичным образом могут быть выделены поля Fe-иллита калийных горизонтов и лейкофиллита, содержащего минимальное количество катионов железа, так как большинство вакансий заполнено катионами Al^{IV} и Mg.

Таким образом, можно выделить, по крайней мере, три группы гидрослюд, различающихся по своим кристаллохимическим особенностям (см. рис. 27, 28): 1) хорошо раскристаллизованная в условиях солеродного бассейна сравнительно слабожелезистая, но богатая магнием аутигенная гидрослюда модификации 1 М, развитая по пепловому материалу и относимая нами к лейкофиллиту; 2) гидрослюда из калийных горизонтов

Таблица 4 Химический состав гидрослюды (фракция < 1 мкм)

0		Пепловые	епрослои		Глины из	некалиеносн	ых пластов	
Окисел	31	159	17	40	125	123	111	
SiO,	54,07	54,1	58,53	59,33	52,29	52,59	51,20	
TiO	0,46	0,13	0,22	0,46	1,46	1,35	1,14	
AL,Ó,	13,15	11,98	11,31	13,29	17,35	18,5	18,07	
Fe,O,	3,12	5,23	5,11	3,29	10,38	9,52	9,77	
FeÔ	1,15	0,98	He onp.	0,62	He onp.	Не опр.	Не опр.	
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	0,61	0,17	0,16	0,18	
CaO	1,23	Сл.	0,74	0,46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
MgO	5,88	9,45	10,84	8,12	4,72	4,94	5,41	
Na, O	0,50	0,10	0,34	0,29	He onp.	Не опр.	Не опр.	
к,о	9,74	8,77	7,74	6,68	7,46	6,98	6,99	
só,	0,09	Сл.	Сл.	Сл.	Не опр.	He onp.	Не опр.	
fl.n.n.	Не опр.	9,25	5,17	6,87	6,32	7,03	7,41	
	99,83	99,99	100,0	99,42	100,02	100,0	100,0	

Таблица 4 (окончание)

0		Глины	калийных гориз	OHTOB	
Окисел	4	3	2	8	7
SiO	50,32	51,02	56,68	49,22	49,16
TiO	0.82	0,84	0,66	0,81	0,80
AI, Ó,	19,04	18,49	18,23	18,86	18,10
Fe, O,	6,51	6,19	4,73	6,78	6,64
FeÔ	Не опр.	Не опр.	Не опр.	He onp.	Не опр.
MnO	"				
CaO	1,18	0,87	0,65	0,90	1,48
MgO	5,92	6,79	4,19	5,98	7,33
Na, O	0,39	0,28	0,35	0,66	0,34
к, о	6,43	6,28	7,98	7,35	5,99
só,	0,24	0,03	Не опр.	0,27	0,27
П.п.п.	9,14	9,22	6,49	9,16	9,88
	99,99	100,0	99,97	99,99	99,99

Примечание. В обр. 31 дополнительно 4,48% H_2O^* , 1,62% H_2O^- , 43,3% С и 0,01% P_2O_s ; в обр. 67 — 0,1% P_2O_s ; в обр. 641 — 8,33% H_2O^* , 4,91% H_2O^- , 2,39 С и 0,12% P_2O_s ; обр. 4—11 — [Лупинович, Тихонов, 1966]; не опр. — не определялось, сл. — следы.

Элемент	Лейн	офиллити:	а пепловых п	рослоев	Fe-иллит из пластов	глин некали	еносных
	31	159	17	40	125	123	111
Si	3,94	3,82	3,90	3,99	3,63	3,58	3,57
AI	1,13	0,99	0,89	1,05	1,42	1,51	1,48
Fe ³⁺	0,17	0,25	0,26	0,17	0,54	0,50	0,51
Fe ²⁺	0,07	0,06		0,04			
Mg	0,64	0,99	1,01	0,81	0,49	0,51	0,56
Na	0,07	0,01	0,04	0,04			
к	0,90	0,79	0,66	0,57	0,66	0,62	0,62
	0,06	0,18	0,10	0,01	0,37	0,42	0,43
AI ^{VI}	1,07	0,81	0.79	1,05	1,05	1,09	1.05

Таблица 5 Козффициенты кристаллохимических формул гидрослюды

Глины из некалиеносных пластов

.

106	79	66	64	62	67	68
46,80	49,54	55,38	52,79	51,02	49,22	51,26
1,07	1,12	1,05	1,14	1,18	1,09	1,31
15,28	15,5	15,42	16,92	15,22	15,71	16,53
10,33	11,4	8,68	9,70	11,21	7,13	11,22
Не опр.	Не опр.	He onp.	He onp.	Сл.	0,69	He onp
0,17	0,17	0,019	0,018	0,018	0,02	
Сл,	Сл.	Не о⊓р.	Сл.	Сл.	1,73	Сл.
7,31	7,46	4,64	6,07	8,76	6,49	6,49
Не опр.	Неопр					
6,06	6,95	7,73	6,99	7,13	6,66	7,24
Не опр.	Не опр.	He onp.	He onp.	Не опр.	Не опр.	Не опр
13,11	8,01	7,02	6,33	5,44	11,7	5,90
99.98	100.0	99.94	99.96	99.96	100.04	99,95

Глины калийных горизонтов

11	63	104	641	25	76
50,65	51,52	49,71	48,54	48,71	48,97
0,86	1,33	1,17	0,81	0,82	1,23
18,35	15,31	15,60	16,03	· 18,49	15,34
6,27	9,72	12,15	5,63	7,81	10,02
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,85	Не опр.	Не опр.
"	0,016	0,018	0,02		0,018
0,55	Сл.	Сл.	0,61	0,60	Сл.
7,79	6,17	8,46	5,40	7,28	7,01
0,26	Не опр.	Не опр.	0,23	0,31	Не опр
5,94	7,81	6,36	6,10	8,20	7,40
0,71	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр
8,61	8,13	6,50	Не опр.	7,05	10,01
99,99	100.02	99,97	99,97	99,27	100,01

Fe-иллит из глин некалиеносных пластов

106	79	66	64	62	67	68
3.50	3.52	3,83	3.63	3.53	3.64	3 56
1,35	1,30	1,25	1,37	1,24	1,37	1,35
0,58	0,61	0,45	0,50	0,50	0,40	0,58
					0,04	·
0,81	0,79	0,48	0,62	0,90	0,71	0,67
0,58	0,63	0,68	0,61	0,63	0,63	0,64
0,50	0,48	0,17	0,37	0,47	0,36	0,44
0.85	0.82	1.08	1.00	0.77	1.01	0.91

.

_	Fe-иллит из глины калийных горизонтов							
Элемент	4	3	2	8	7			
Si	3,58	3,60	3,84	3,54	3,54			
Al	1,59	1,54	1,45	1,60	1,54			
Fe ³⁺	0,35	0.33	0,24	0,37	0,36			
Fe ²⁺								
Mg	0,63	0,71	0,42	0,64	0,79			
Na								
к	0,58	0,56	0,69	0,67	0,55			
AI	0,42	0,4	0,16	0,46	0,45			
AI ^{VI}	1,18	1,14	1,29	1,14	1,09			

Таблица 6 Параметры элементарной ячейки лейкофиллита

Параметр	Старобинское месторожде- ние	Купол Индер [Соколова и др., 1976]	Параметры	Старобинское месторожде- ние	Купол Индер [Соколова и др., 1976]
а	5,19Å	5,18Å	ιι ι β	100,8°	100,6°
в	9,00Å	8,98Å	c•sinβ	9, 8 3Å	9,84Å
с	10,01 Å	10,01Å			

типа железистого иллита, формировавшаяся в условиях высокой стадии осолонения бассейна в контакте с богатой разновалентными катионами рапой, чем обусловлена специфика ее кристаллохимического строения; 3) железистый иллит некалиеносных зон разреза, относительно обогащенный катионами Fe³⁺.

Хлорит наряду с гидрослюдой довольно широко распространен в соленосных отложениях района, хотя, как правило, занимает подчиненное положение в качестве примеси к гидрослюде. Он встречается почти во всех типах галопелитового материала. Постоянная парагенетическая связь с гидрослюдой затрудняет его выделение и изучение в чистом виде. Мономинеральных образцов хлорита обнаружить не удалось, поэтому его



Рис. 24. Электронограмма лейкофиллита (обр. 31, фракция < 1 мкм) Рис. 25. ИК спектры лейкофиллита (обр. 159, фракция < 1 мкм)

11	· 63	104	641	25	76
3,60	3,65	3,46	3,68	3,43	3,55
1,52	1,28	1,27	1,46	1,51	1,31
0,33	0,51	0,63	0,32	0,41	0,54
			0,05		
0,82	0,65	0,88	0,61	0,75	0,74
			0,04	0,04	
0,53	0,71	0,56	0,59	0,72	0,7
0,43	0,35	0,54	0,32	0,57	0,49
1.06	0.93	0.73	1,14	0.94	0,86

кристаллохимическое исследование проводилось на серии образцов в смеси с гидрослюдой.

По данным рентгеновского анализа 75 образцов (фракция < 1 мкм), отобранных последовательно из всех глинистых пропластков, был выбран участок опорного разреза, в котором, кроме гидрослюды, присутствует хлорит и где наряду с дискретной встречаемостью этого минерала в общей гидрослюдистой массе существуют участки с его ощутимой концентрацией (см. рис. 5, пачка 24). Рентгенограммы образцов такого участка позволили установить, что по мере движения сверху вниз по разрезу и приближения к калийному горизонту II-1 количественное соотношение между хлоритом и гидрослюдой в образцах постепенно меняется, достигая максимальной концентрации вблизи калийного горизонта, хотя в галопелитах последнего хлорита не обнаружено. В верхах пачки хлоритовые пики (14Å) на рентгенограммах образцов почти полностью отсутствуют (рис. 29, 1, 2, 3). В образцах ниже по разрезу они постепенно увеличиваются по амплитуде относительно гидрослюды (см. рис. 29, 4, 5), а в предельном случае интенсивность хлоритового пика становится выше гидрослюдистого (см. рис. 29,6 (обр. 73)). Исследование рефлекса (060) при d = 1,49 и 1,52Å установило приблизительно одинаковые ди-и триоктаэдрическую фазы в пробах с хлоритом (см. рис. 29, 6) и только диоктаэдрическую фазу в чисто гидрослюдистых образцах (см. рис. 29, 1, 2). Изменение концентрации магния в образцах, определенное с помощью полуколичественного спектрального анализа, показало увеличение содержания этого элемента с представительностью в пробе хлорита.

Кривая ДТА образца с хлоритом (рис. 30) по совокупности пиков аналогична кривым гидрослюд, лишь более резко выраженный при 570°С эндотермический эффект указывает на содержание в пробе хлорита.

Существеннее различия по данным ИК спектроскопии (рис. 31). В частности, величина интенсивности пропускания в области 3600 см⁻¹ у образца с хлоритом меньше (50% в обр. 73 против 60% в обр. 66). Соответствующая разница в амплитуде и форме кривых пропускания наблюдается и в области 450—550 см⁻¹, где величина пропускания в образце с хлоритом достигает всего 18% (т.е. поглощение составляет 82%). Это говорит о присутствии групп Si—O—Mg в тетраэдрах и о высокой концентрации Mg в образце [Болдырев, 1976]. Наличие пика в области 665 см⁻¹ также характерно для хлорита. В обр. 73 он достигает 80% пропускания, тогда как в образцах чистых гидрослюд он отсутствует.

Гранулометрическое изучение образцов выявило постепенное количественное увеличение в них фракции < 1 мкм с ростом роли хлоритового компонента. Дополнительный анализ фракции > 1 мкм не показал существенного наличия в них хлорита, что в совокупности говорит о преобладающем тонкодисперсном составе последнего.

Электронно-микроскопические снимки показали морфологическое сходство частиц в образцах с хлоритом и гидрослюды (рис. 32, см. рис. 19). Зерна характеризуются изометричной формой частиц, иногда тяготеющей к шестигранникам, со сравнительно четко выраженными границами.

В связи с невозможностью выделения хлорита в мономинеральную фазу дальней-



Рис. 26. Электронно-микроскопические снимки туфогенной глины a — обр. 31, х6000; б — обр. 2, х8000; в — зона контакта зеленой туфогенной и темно-серой перекрывающей глины, обр. 40е, х6000; г — темно-серая перекрывающая глина, обр. 40ж, х6000

шему изучению подвергался наиболее богатый хлоритовым компонентом образец. Был проведен детальный рентгеновский анализ фракции < 1 мкм с термической обработкой при различных температурах и насыщением глицерином и этиленгликолем (рис. 33). При насыщении образца глицерином, хлоритовый пик (14Å) сместился до 14,2Å, а набухание образца в этиленгликоле привело к его сдвигу до 14,6Å, что обусловлено большим размером молекул последнего. Такое поведение образца может свидетельствовать о наличии в слоистой хлоритовой структуре слабо разбухающей межслоевой фазы вермикулитового или монтмориллонитового типа. Вместе с тем последо-



Рис. 27. Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд различного генезиса (фрагмент) [Коссовская, Дриц, 1975]

І-ІІІ — поля: І — железистых иллитов эвапоритовых формаций, ІІ — селадонитов, ІІІ — возможное лейкофиллитов, 1—4 — гидрослюда: 1 — туфогенных глин пепловых прослоев (лейкофеллит), 2 — глин внекалийных горизонтов, 3 — глин калийных горизонтов, 4 — галопелиты ІІІ калийного горизонта (Лупинович, Тихонов, 1966)





Элемент	Барчи [Seifert,	Везувий (Macgde- frau Hofmann	Купол Индер [Соколова, 1979а]		
	1968]	1937]	311	99-3/5	
Si	3,80	3,88	3,96	3,75	
AL	1,36	0,89	1,37	1,51	
AIIV	0,20	0,12	0.04	0.25	
	1.16	0.77	1.33	1.26	
Fe ³⁺	0,06	0.36	0.09	0.15	
Fe ²⁺	0,17	0,20	_	0,02	
Mg	0,57	0,70	0,55	0,60	
Са	0,04	0,03		0,05	
Na		<u> </u>	0,08	-	
к	0,86	0,83	0,61	0,67	
Ti	0,02				

Таблица 7 Коэффициенты кристаллохимических формул лейкофиллита

вательное прокаливание образца при температурах 250, 400, 550°С и рентгеновское изучение продуктов нагревания позволяют заметить постепенное линейное сжатие образца (с 14 до 13Å, рис. 34). Подобный характер поведения образца при нагревании возможен в том случае, если бруситовые слои хлорита имеют островковую структуру прерывистого типа, где свободные участки заполнены молекулами воды, которые при нагревании уходят из структуры постепенно и дают плавное, а не резкое сжимание слоев, как это происходит в случае вермикулита или монтмориллонита.

О кристаллохимических особенностях хлорита и смешанной с ним гидрослюды позволяет судить приведенный в табл. 8 анализ химического состава образцов — крайних членов ряда (см. рис. 29, 1, 6). В качестве эталонной была взята гидрослюда без примеси хлорита из верхов исследуемой пачки (см. рис. 29, 1). Вычисления проводились по кислородному методу расчета кристаллохимических формул минералов по зарядам [Булах, 1967]. Предварительный расчет с учетом всей кристаллизационной воды (H₂O⁺) по химическим анализам показал, что существует некоторый избыток ее для структуры гидрослюды. Однако опыт изучения природы вхождения воды в состав гидрослюды позволяет считать, что избыток этой воды обусловлен возможностью вхождения ее в состав образцов в виде молекулярной и гидроксильной, а излишек H₂O⁺ обусловлен молекулярной межслоевой водой. Поэтому расчет структурных формул гидрослюд целесообразно проводить с учетом того, что количество гидроксильной воды соответствует анионному каркасу элементарной ячейки — O₁₀ (OH)₂ [Слонимская и др., 1978]. Сумма отрицательных зарядов для гидрослюды поэтому принималась равной 22, а для хлорита — 28. Рассчитанная таким образом кристаллохимическая формула гидрослюды (см. табл. 8)

$$K_{0,70}Na_{0,01} (Al_{1,06}Mg_{0,48}Fe_{0,43}^{3+}Fe_{0,07}^{2+}) [Si_{3,70}Al_{0,30}O_{10}] (OH)_{2}$$

согласуется с данными для гидрослюд из эвапоритовых формаций [Коссовская, Дриц, 1975] и так же, как и другие образцы Fe-иллитов калиеносных отложений, рассмотренные ранее, попадает по своим параметрам в ту же область (см. рис. 27, I).

Расчет кристаллохимической формулы хлорита проводился в предположении того, что весь калий в образце, богатом хлоритом (обр. 73), связан с гидрослюдой. Оставшиеся компоненты, входящие в структуру хлорита, и их соответствующие количества использовались для расчета (см. табл. 8). Приближенная кристаллохимическая формула хлорита, полученная таким образом:

$$(Mg_{4,55}Fe_{0,67}^{2+}Al_{0,60}Mn_{0,04})$$
 [Si_{3,70}Al_{0,30}O₁₀] (OH)₈.

Некоторый недостаток магния в бруситовом слое подчеркивает его островковую структуру в исследуемом минерале.

Проведенные нами электронографические исследования для выяснения возможных

Купол Индер [Соколова, 1979а]	За] Северо-запад Прилятского прогиба				
993/6	31	159	17	40	
3,80	3,94	3,82	3,90	3,99	
1,38	1,13	0,99	0,89	1,05	
0,20	0,06	0,18	0,10	0,01	
1,18	1,07	0,81	0,79	1,05	
0,25	0,17	0,25	0,26	0,17	
0,01	0,07	0,06		0,04	
0,59	0,64	0,99	1,01	0,81	
0,03	0,08	-	0,05	0,03	
0,01	0,07	0,01	0,04	0,04	
0,65	0,90	0,79	0,66	0,57	
	0,01			0,01	

модификаций исследуемого хлорита [Нельсон, Рой, 1963] не дали положительных результатов из-за превалирующего влияния гидрослюды на электронограммах.

Таким образом, в разрезе калиеносных отложений хлорит представлен тонкодисперсной разностью магнезиального типа [Сердюченко, 1953; Кепежинскас, 1965; Розен, 1976], находящейся в постоянной парагенетической ассоциации с гидрослюдой (железистый иллит). Структура хлорита дефектного характера. Бруситовый слой ее наряду с участками совершенного строения содержит области островкового типа. Возможно наличие небольшого числа вермикулитовых слоев. По малой величине отношения Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg) = 0,13 исследуемый минерал соответствует полю хлоритов осадочных пород [Коссовская, Дриц, 1975].

При анализе серии рентгенограмм были встречены асимметричные пики малой интенсивности в области 14—16Å. Поведение этих пиков при насыщении и прокаливании указывает на наличие в отдельных образцах смешанослойных образований, в состав которых наряду с хлоритовыми могут входить монтмориллонитовые и вермикулитовые слои. Детальное исследование этих образований не представлялось возможным из-за малой концентрации последних и сложности их выделения в мономинеральную фазу. Можно полагать, что эти смешанослойные структуры представляют собой "остатки" результатов переходных процессов преобразования и формирования основных глинистых минералов.

Палыгорскит сравнительно широко распространен в породах надсолевой толщи Припятского прогиба, где им сложены целые пласты и линзы глинистых пород. В калиеносных отложениях он встречен южнее Старобинского месторождения в районе Петриковской структуры [Обровец, Шабловская, 1977]. По рентгеновским данным он характеризуется базальными отражениями 10,5; 6,42; 5,32Å. Термические кривые дают характерный эндопик при 200–280°С. Электронно-микроскопические снимки показывают наличие тонкоигольчатых вытянутых образований, типичных для палыгорскита аутигенного происхождения [Ломова, 1979]. Для калиеносных отложений присутствие палыгорскита не типично, и его генезис здесь, по-видимому, аналогичен условиям образования в надсолевых отложениях, о чем говорит и приуроченность его к центральной части мощной несоляной пачки глинисто-карбонатных пород.

Наличие в галопелитах калиеносных отложений района Старобинского месторождения описанных глинистых минералов объясняется разнообразием привносимого силикатного материала, спецификой геохимических обстановок при солеобразовании и последующим диагенетическим формированием их в относительно замкнутой геохимической системе, достигшей определенной стадии своего равновесия. В этой связи представляет интерес распределение глинистых минералов и их количественных соотношений по разряду калиеносных отложений изучаемого района. На рис. 35 дана схема распределения глинистых минералов центральной части района месторождения (про-







Рис. 29. Дифрактограммы образцов фракции < < 1 мкм. Показано изменение соотношения хлорита и гидрослюды при движении сверху вниз по разрезу

Рис. 30. Кривая ДТА (в[°] C) образца, содержащего повышенное количество хлорита (обр. 73, фракция < 1 мкм)

Рис. 31. ИК спектры хлорита в смеси с гидрослюдой (обр. 73, фракция < 1 мкм)

анализировано 54 образца). Анализ этих материалов позволяет сделать некоторые выводы: 1) прежде всего (как уже отмечалось) постоянная парагенетическая связь Fe-иллита с Mg-хлоритом; 2) наличие двух типов Fe-иллита, связанного с некалийными и калийными горизонтами (см. табл. 5); 3) преобладающее количество хлорита в областях посткалиеносных зон, т.е. сразу вслед за образованием горизонтов калийных солей; 4) подавляющее присутствие лейкофиллита в пропластках, связанных с накоплением туфогенного материала; наличие в разных участках разреза небольшого объема смешанослойных образований, связь которых с активизацией процессов формирования собственно калийных солей требует дальнейших исследований.

Соляные минералы, наряду с сульфатами, карбонатами и алюмосиликатами входящие в состав галопелитов, представлены преимущественно галитом, сильвином и карналлитом. Галит (NaCl) часто преобладает в галопелитах разреза калиеносных образований над другими водорастворимыми компонентами (см. табл. 1). Он присутствует



Рис. 32. Электронно-микроскопическии снимок образца с хлоритом (обр. 73, фракция < 1 мкм, x25 000)

либо в виде тонкодисперсного, цементирующего глинистую породу материала, либо в виде отдельных хорошо окристаллизованных зерен и агрегатов, окрашенных в разнообразные цвета и оттенки: прозрачный, молочно-белый, розовый, желтый (рассеянное глинистое вещество), бурый (обусловлен тонкорассеянной органикой), голубоватый и синий (связан, как правило, с калийными солями). Наряду с зернами труднорастворимого галита и полигалита иногда встречаются агрегаты крупнозернистой "Шпатовой" соли, приуроченные, как правило, к зонам калийных горизонтов. Сильвин (КСІ) наиболее развит в калийных горизонтах, где составляет часто наряду с зернами галита (в смеси и в сростках) основную часть водорастворимых компонентов галопелитов (см. табл. 3). Представлен разностями бесцветного или красного цвета. При рентгеновской съемке на малых углах дает характерный пик на дифрактограмме в области 3,15Å. Карналлит (KMgCl₃ · 6H₂O) встречен преимущественно в породах глинистокарналлитового пласта III калийного горизонта, хотя отдельные зерна попадаются и среди сильвина в I калийном горизонте. Распространен, как правило, в виде среднезернистой массы оранжевого цвета, перемешанной с глинистым веществом и составляющей рыхлые прослои в породах глинисто-карналлитового пласта.

Карбонаты представлены кальцитом и доломитом в различных пропорциях (табл. 1, 3) и входят в состав галопелитов в виде тонкозернистой, рассеянной в породе примеси, состоящей из перекристаллизованной хемогенной массы первичных зерен. Кальцит (CaCO₃) по рентгеновским данным диагностируется по совокупности характерных пиков, наиболее выраженным из которых является пик 3,03 Å. Термограммы показывают типичное чередование эндо- и экзопика в области 600–700° С. При анализе образцов, содержащих большое количество кальцита, люминесцентными методами электронной микроскопии были отмечены люминесцентные свойства последних. Доломит (CaMg (CO₃)₂) на дифрактограммах дигностируется по характерному отражению 2,88Å, а также по данным дифференциально-термического анализа. Он преобладает над кальцитом в галопелитах глинисто-карналлитового пласта III калийного горизонта. Количественные оценки минерального состава карбонатов были получены посредством расчета соответствующих химических данных.

Сульфатный минерал ангидрит (CaSO₄) присутствует в составе галопелитов, как и карбонаты, в виде тонкорассеянного материала, что дополняет схожесть генетических механизмов их формирования. На рентгенограммах может диагностироваться по типичному пику 3,49Å.

Кроме упомянутых выше минералов, в совокупности составляющих основную массу галопелитового вещества, в разных размерных фракциях (преимущественно



Рис. 33. Рентгенограммы ориентированных препаратов образца с хлоритом (обр. 73, фракция < 1 мкм) 1 — природный; 2 — прокален при 250°С (2 ч); 3 — прокален при 400°С (2 ч); 4 — прокален при 550°С (2 ч); 5 — насыщен глицерином; 6 — насыщен этиленгликолем

вкрупных) были встречены минералы, находящиеся в существенно подчиненных количествах.

Среди них наиболее распространен кварц, который на месторождении представлен двумя типами зерен: обломочного характера, с угловатыми формами, частично корродированными и аутигенными образованиями. Содержание в растворах анионов СІ приводит, как известно, к активному растворению кремнезема. Это, в свою очередь способствует повышению концентрации последнего в рассолах с последующим формированием характерных розеток аутигенного кварца с регенерационными каемками чистого кварца на периферии частиц.

Полевые шпаты калиевого состава описаны в калиеносных отложениях разных соляных регионов [Аполлонов и др., 1975; Соколова, 19796; и др.]. В галопелитах калиеносного разреза Старобинского месторождения калиевый полевой шпат содержится, как правило, в крупных размерных фракциях (> 10 мкм). Четко диагностируемые под микроскопом зерна представляют собой хорошо окристаллизованные аутигенные образования, иногда с каемками регенерации по периферии (см., например, рис. 13, г). Встречены также зерна менее четко диагностируемые, с расплывчатыми контурами, измененными наложенными процессами. По данным А.Г. Иванова [1980], зерна калиевого полевого шпата встречены и во фракции < 1 мкм (в галопелитах III калийного горизонта) после специальной обработки последних (прокаливание до 1000°С). Однако другими исследователями этих отложе-[Лупинович, Тихонов, 1966; Ляхович, ний 1969; Зайцева, 1979] калиевый полевой шпат в глинистой фракции не был установлен. Анализ рентгеновских данных из статей вышеназванных исследователей и материалы настоящей работы

позволяют утверждать, что главную роль в галопелитах калийных горизонтов Старобинского месторождения, в том числе и III калийного горизонта, во фракции < 1 мкм играет гидрослюда типа Fe-иллита. Там не менее необходимо отметить, что в рентгенограммах некоторых образцов III калийного горизонта наблюдается совокупность пиков малой интенсивности (I = 1), которые могут соответствовать калиевому полевому шпату (например, обр. 70–8 [Ляхович, 1969]). По-видимому, присутствие аутигенного калиевого полевого шпата в калиеносных отложениях соленосных регионов – не случайное явление, однако механизм его формирования требует дальнейшего изучения [Поликарпов и др. 1981].

Биотит присутствует в виде отдельных, сильно деформированных пластинок, которые обычно обесцвечены и гидратированы.

Лейкоксен обнаружен в прослоях переработанных пепловых туфов в виде тонкодисперсной массы, узкой полосой оконтуривающей пепловые частицы и образовавшейся за счет окислов титана, выносимых в процессе раскристаллизации пепла и формирования лейкофиллита.

При анализе крупных размерных фракций и шлифов были встречены пирит и пиритизированное органическое вещество (в сумме до 1%), а также отдельные зерна мусковита, брукита, анатаза, циркона, гипса.

Таким образом, минералы глин калиеносных отложений района Старобинского месторождения представлены комплексом минералов, среди которых можно выделить. 1. Глинистые минералы соляных пород.

Диоктаздрическая гидрослюда — Fe иллит — является основным, а иногда и единственным компонентом тонкодисперсных фракций, выделенных из глинистых прослоев среди калиеносных пород. Содержание минерала в галитовых частях разреза относительно меньшее. По данным электронографического исследования, все диоктаздрические слюдистые минералы, обнаруженные в разрезе, относятся к политипу 1М + 1Md. Фиксируются некоторые вариации в составе минералов в зависимости от состава вмещающих пород. Fe-иллит собственно калийных горизонтов по сравнению с некалиеносными зонами характеризуется более низким содержанием окисного железа. На основании



химических анализов гидрослюдистых фракций, мономинеральная природа которых установлена рентгеновским, термическим и другими методами, были получены типовые кристаллохимические формулы минералов. Состав Fe-иллитов из глин калийных горизонтов

 $K_{0,59} (AI_{1,14} Fe_{0,32}^{3+} M_{0,61}) [Si_{3,68} AI_{0,32} O_{10}] (OH)_2.$

Состав Fe-иллитов из некалиеносных зон

 $K_{0,61}$ (Al_{1.00} Fe³⁺_{0.50} Mg_{0.62}) [Si_{3.53} Al_{0.37} O₁₀] (OH)₂.

Триоктаэдический М-хлорит постоянно присутствует в тонко-дисперсных фракциях различных типов пород всего соленосного разреза в парагенетической ассоциации с гидрослюдой (Fe-иллитом). Минимальное содержание минерала связано с калийными горизонтами. По структурным особенностям выделяются хлориты с совершенной бруситовой сеткой и хлориты, в структуре которых одноэтажные слои имеют островковую конфигурацию. Последние преобладают в разрезе. По химическому составу хлориты существенно магнезиальные. Их состав наиболее полно отражает формула минерала

 $(Fe_{0,67}Al_{0,60}Mg_{4,55})$ $[Si_{3,70}Al_{0,30}O_{10}]$ (OH) 8.

Хлориты Старобинского месторождения отличаются от хлоритов из других соленосных разрезов более низким содержанием в октаэдрах катионов AI и более высоким – Fe²⁺.

Палыгорскит обнаружен лишь южнее района месторождения в тонкодисперсной фракции, выделенной из средней части мощной пачки глинисто-карбонатных пород основания калиеносной подтолщи, где имеет хемогенный генезис [Образец, Шабловская, 1977]. Для собственно соленосного разреза минерал не характерен.

Смешанослойные образования встречены в серии образцов в качестве примесей. Рентгеновский анализ показал, что в их состав наряду с хлоритовыми могут входить монтмориллонитовые и вермикулитовые слои. Можно полагать, что эти структуры представляют собой "остатки" результатов переходных процессов преобразования и формирования основных глинистых минералов.

Окисел (Гидрослюда							
	Содержа- ние, вес.%	Молеку- лярное ко- личество	Атомные количест- ва (а)	Валентность катионов	Коэффициен- ты (а∙г)	Содержание, вес.%			
SiO ₂	48,91	0,815	0,815	3,260	3,703	46,22			
TiO	1,05					1,14			
Al ₂ Ō,	15,33	0,150	0,300	0,900	1,363	13,40			
Fe ₂ O ₃	7,50	0,047	0,094	0,282	0,427	4,61			
FeÖ	1,11	0,015	0,015	0,030	0,068	3,97			
MnO	0,04	0,01	0,001	0,002	0,004	0,16			
CaO	0,43								
MgO	4,22	0,106	0,106	0,212	0,482	11,59			
Na ₂ O	0,08	0,001	0,002	0,002	0,009	0,28			
K,Ò	7,26	0,077	0,154	0,154	0,699	5,33			
H ₂ O ⁺	8,54					9,99			
H ₂ O ⁻	3,24					2,75			
CÔ ₂	-								
C	1,99								
P205	0,01								
Σ	99,71			4,842		99,44			
r				4,544					

Таблица 8 Расчет коэффициентов кристаллохимических формул гидрослюды и хлорита

2. Глинистые минералы пепловых туфов.

Лейкофиллит — диоктаэдрический слюдистый минерал — в разрезе Старобинского месторождения установлен впервые. Он является основным компонентом тонкодисперсных фракций всех пепловых туфов. Минерая уверенно диагностируется на рентгенодифрактограммах образцов, прокаленных при 550°С по значению $d_{003} = 3,29$ Å третьего базального отражения. Пониженные величины d_{003} лейкофиллита по сравнению с мусковитом связаны с особенностями его состава, благодаря которым высота лейкофиллитовых слоев заметно ниже мусковитовых и составляет 9,89Å [Соколова и др., 1976]. Электронографическое изучение лейкофиллита из пепловых туфов на месторождении позволило установить его принадлежность к модификации 1M с параметрами элементарной ячейки: a = 5,19Å; b = 9,00Å; c = 10,01Å; $\beta = 100,8°$; $c \cdot \sin\beta = 9,83$ Å. Как видно из типичной формулы

 $K_{0,79}$ (Al_{0,81} Mg_{0,99} Fe³⁺_{0,25}) [Si_{3,82} Al_{0,18}O₁₀] (OH) ₂,

кристаллохимической особенностью минерала является низкая степень замещения Si на Al в тетраэдрах и высокое содержание катионов Mg в октаэдрах. По сравнению с лейкофиллитом из соленосной толщи купола Индер [Соколова и др., 1976] лейкофиллит Старобинского месторождения лучше окристаллизован, не содержит разбухающих межслоев и его состав близок к идеальному. Синтез лейкофиллита в прослоях пепловых туфов связан с преобразованием вулканопирокластического материала щелочного состава.

3. Минералы карбонатной, сульфатной и хлоридной составляющих глинистых пропластков калиеносных отложений, представленные кальцитом, доломитом, ангидритом, галитом, сильвином и карналлитом, в разных соотношениях входящих в глинистые прослои.

4. Минералы, встреченные в подчиненных количествах и отдельных зернах в разных типах галопелитового материала: кварц, калиевый полевой шпат, биотит, лейкоксен, пирит, мусковит, зерна брукита, анатаза, циркона, гипса.

Гидрослюда с хлоритом	Хлорит					
Пошло на гидрослюду, вес.%	Осталось на хлорит, вес.%	Молекуляр- ное количест- во	Атомное ко- личество ка- тионов (а)	Валентность катионов	Коэффициен ты (а•r)	
35,91	10,31	0,172	0,172	0,688	3,693	
11,26 5,51	2,14 −0.9 〕 a ac	0,021	0,042	0,126	0,902	
0,81	3,16	0,031	0.031	0.062	0.666	
0,029	0,13	0,02	0,002	0,004	0,043	
3,10	8,49	0,212	0,212	0,424	0,552	
				1,304		

ГЛАВА ПЯТАЯ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЛОПЕЛИТОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНАХ КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Известно, что информация о генетической специфике пород достаточно полно и адекватно отражена в их геохимических особенностях. Интерпретация данных по геохимии не только петрогенных, но и малых (примесных) элементов в составе осадочных отложений часто позволяет существенно уточнить их генетическую природу.

В серии работ, посвященных геохимии несоляных пород калиеносных отложений района [Щербина, 1960 а, б; Кислик и др., 1971; Народецкая, Шабловская, 1972; Петрова и др., 1976; и др.], использовались данные по валовому химическому составу глинистых образований с целью реконструкции особенностей условий глинообразования в солях, изучались поровые растворы [Матвеева, 1973], исследовалось распределение отдельных характерных элементов (например, бора [Народецкая, Шабловская, 1972]. Однако в большинстве упомянутых работ сравнительно мало данных о составе алюмосиликатов и распределении малых элементов в них, особенно в их тонкодисперсной (< 1 мкм) глинистой части.

В этой связи нами был проанализирован химический состав несоляных пород разреза калиеносной подтолщи центральной части района Старобинского месторождения. Причем образцы отбирались детально из всех возможных слоев и пропластков несоляных пород. При достаточно большой мощности слоя пробы брались из его подошвы, кровли и центральной части. Общее количество отобранных образцов составило 130. Образцы были разделены на размерные фракции < 1, 1–50 и > 50 мкм методом отмучивания. Выбор интервалов размеров выделяемых фракций. был обусловлен предварительным анализом гранулометрии, проведенным с помощью автоматического анализатора размеров частиц (счетчик Coulter), показавшим превалирование в них тонкодисперсного глинистого материала [Рассказов и др., 1977].

Изучение состава большого количества образцов методами обычного химического анализа весьма затруднительно. Поэтому после детального исследования небольшой

Таблица 9

Соотношения средних содержаный элементов в разных размерных фракциях

Элемент	a/6	Элемент	а/б.
Si 1,5 (50–52)		к	1.5(6–8)
Ti	1,8 (0,8-1,3)	P	0.05 (1 · 10 ⁻³)
AI	2,0 (15-17)	Mn	$2.0(17 \cdot 10^{-3})$
Cr	1,5(8 104)	Mg	0.7 (6-9)
Fe	4.0 (7-10)	Ni	1 (8 · 10 ⁻⁴)

Примечание. а — в глинистой фракции (< 1 мкм), б — в глинисто-карбонатной фракции (> 1 мкм); в скобках — средние концентрации окислов элементов в глинистой фракции (< 1 мкм), %.

Таблица 10 Матрица коэффициентов корреляции элементов в составе глинистых образований (фракция < 1 мкм) Ni Fe Mn Сг Ti Са Ρ Si κ AI Mg 0.01 Ni 0.20 0.14 0,20 0,17 0,10 0,03 0,02 0.05 -0.02 0,28 Fe -0.20 0,19 0,12 -0,10 -0,10 -0,36 0,60 --0,21 Mn -0,10 -0,25 0,79 -0,10 0,41 -0,10 -0,15 0,27 0,10 Cr 0,45 -0,10 0,38 -0.100,10 -0,20 Ti --0,20 0,51 -0,20 0,16 -0,02 -0,30 Ca -0,10 0.67 0,12 -0,10 0,41 κ 0,41 0,72 --0,10 -0.52Ρ -0,10 -0,20 0,33 Si 0,67 -0,51 AL -0,45 Mg

серии проб в лаборатории ГИН АН СССР, послуживших впоследствии эталонами, был использован количественный рентгеноспектральный флюоресцентный метод анализа, позволивший экспрессно исследовать большое количество образцов с высокой точностью определения компонент (3–5 отн. %) на комплекс элементов – Ni, Fe, Mn, Cr, Ti, Ca, K, P, Si, Al, Mg из сравнительно малой (0,5 г) навески. Определения производились на автоматическом анализаторе "Флюоропринт-МК2" (Рассказов, Абрамов, 1980).

Исследования показали, что наиболее представительная глинистая фракция (< 1 мкм) резко отличается от более крупных фракций малой концентрацией карбонатного материала (содержание СаО не превышает десятых долей процента, тогда как во фракции 1-50 и > 50 мкм достигает 35% и более). Относительные соотношения средних значений концентраций других элементов в глинистой и глинисто-карбонатной (> 1 мкм) фракциях приведены в табл. 9 (средняя концентрация элементов в глинисто-карбонатной фракции принята за 1). Здесь надо отметить, что средние концентрации элементов (или их окислов) в галопелитах, кроме того, весьма изменчивы по разрезу, однако относительное содержание их для групп образцов, близко расположенных в разрезе, довольно стабильно. Дефицит карбонатного материала во фракции < 1 мкм отвечает преобладанию в этой фракции алюмосиликатного материала, с которым связаны в первую очередь Si, Al, K, Fe, Ti, составляющие основы слоистых структур глинистых минералов. Более же высокая концентрация Мд в глинисто-карбонатных фракциях объясняется тем, что этот элемент входит в состав доломита. Что касается Р, то его существенное преобладание в глинисто-карбонатной части образцов указывает на его связь с образованием именно карбонатного материала.

На рис. Зб представлены кривые изменения основных породообразующих окислов по разрезу в составе фракции < 1 мкм. Обращает внимание похожее поведение SiO₂, Al₂O₃ и K₂O. Рассчитанные по стандартной программе на вычислительной машине



Рис. 36. Изменение компонентов состава глин по разрезу калиеносных отложений (фракция < 1 мкм)

Д-3-28 коэффициенты корреляции (r) между определяемыми элементами (табл. 10) дали значения: $r_{Si, Al} = 0,67$; $r_{Si, K} = 0,72$; $r_{Al, K} = 0,41$. Для исследуемой статистической выборки при уровне значимости 5% коэффициент корреляции r = 0,35 при n = 35 указывает на наличие устойчивой корреляционной связи между элементами [Абезгауз и др., 1970]. Детальное исследование минерального состава образцов фракции < 1 мкм выявило преобладающее содержание в ней гидрослюды, алюмосиликатная основа которой и объясняет наличие корреляции между указанными петрогенными элементами.

Особенный интерес представляет собой поведение Mg, обнаруживающее устойчивую связь с изменением Fe (r_{Mg} , $F_e = 0,6$). Минералогический анализ образцов, кроме того, показал, что максимальные концентрации MgO в рассматриваемой размерной фракции (< 1 мкм) четко связаны с повышенным количеством в этой фракции хлорита и резким повышением концентрации FeO, там, где этот компонент был определен по химическим анализам. Коэффициенты же корреляции Mg с Si, Al и K. дают значимые отрицательные величины ($r_{Mg,Si} = -0,51$; $r_{Mg,AI} = -0,45$; $r_{Mg,K} = -0,52$).

При анализе изменения MgO по разрезу (см. рис. 36) обращает внимание поведение его в зонах накопления калийных горизонтов, где концентрация MgO резко возрастает после накопления калийных солей и не превышает средних значений по разрезу в самих горизонтах. Соответственно меняется количество хлоритового компонента, тогда как концентрация K₂O, трассирующая поведение гидрослюдистого компонента по разрезу, несколько повышена в собственно калийных горизонтах.

Интересными представляются корреляционные связи малых (примесных) элементов (табл. 11) с петрогенными элементами алюмосиликатов, в частности с калием. Калий, присутствующий преимущественно в составе гидрослюд, надежно коррелируется с Ti ($r_{K,Ti} = 0,51$) и с Cr ($r_{K,Cr} = 0,38$). Ti и Cr в свою очередь также дают высокий коэффициент корреляции между собой ($r_{Ti,Cr} = 0,45$). Все это говорит о наличии в составе гидрослюд Ti и, возможно, Cr, присутствие которых характерно для продуктов

Изменение концентрации малых элементов в галопелитах по разрезу (фракция < 1 мкм), %

Глубина, м	Ni · 10 ⁻⁴	Mn · 10, ⁻³	Cr • 10 ⁻⁴	P · 10 ^{−3}	, Ti
473	9,3	18	9.2	1.5	1.22
511	10.4	18	10.2	1.5	1.18
519	6,6	16	11.3	1,5	1.33
528	8,6	18	12,0	2.0	1.14
532	9,0	18	6,7	2,5	1.02
534	9,0	19	7,4	1,0	1.05
538	9,4	19	12,3	0,5	1,31
574	10,4	31	8,0	3,5	0,91
577	7,9	17	10,2	1,00	1,29
594	9,0	16	7,5	3,50	1,14
599	8,4	17	9,3	0,10	1,14
604	8,5	18	10,6	1,25	1,23
628	7,9	17	9,0	1,75	1,12
643	8,5	18	8,7	0,50	1,23
648	10,0	17	6,1	0,75	1,00
655	7,3	18	6,2	0,5	1,02
660	11,6	18	10,8	1,25	1,14
676	6,8	19	9,2	1,0	1,02
751	7,3	18	6,4	1,0	0,99
760	11,3	18	9,1	0,1	1,28
825	7,5	18	10,3	1,75	1,17
870	· 9,3	17	9,5	1,25	1,07
899	7,4	19	8,8	0,25	1,04
931	8,2	18	9,1	0,1	1,14
957	7,3	17	6,9	1,0	1,08
1006	6,2	16	9,1	0,75	1,15
1055	11,1	18	6,7	0,5	1,33
1089	10,1	16	7,6	1,0	1,35
1108	9,3	17	8,4	0,5	1,96
1153	11,1	18	6,5	0,01	0,7
1160	7,0	17	9,1	1,75	0,84

выветривания основных и ультраосновных пород типа норитов, что, в свою очередь, указывает на наследование составом по крайней мере некоторой части гидрослюд первичного осадочного субстрата, привносимого в бассейн осадконакопления. То, что T i входит в состав гидрослюды, подтверждается, кроме того, данными химического состава для мономинеральных гидрослюдистых фракций (см. табл. 4). Можно заметить (даже не рассчитывая коэффициентов корреляции) зависимость между изменением TiO₂ и Fe₂O₃, при этом концентрация катионов Fe³⁺ в кристаллохимических формулах для разных типов гидрослюд различна (глава четвертая). Больше того, концентрация TiO₂ в образцах гидрослюд позволяет разбить их на те же минеральные группы: лейкофиллит (TiO₂ – 0,13–0,46%); Fe-иллит некалиеносных участков разреза (TiO₂ – 1,07–1,46%); Fe-иллит калийных горизонтов (TiO₂ – преобладает 0,8%). Если количество Ti в лейкофиллите связано с первичным составом пеплового материала, то изменение (уменьшение) его в Fe-иллитах от некалиеносных калийным горизонтам указывает на определенную направленность поведения этого элемента в составе гидрослюд при изменении режима солеродного бассейна.

Особую группу составляют такие элементы, как Ca, Mn и P, дающие значимую взаимную корреляцию. Кроме того, все они дают близкие к значимым коэффициенты корреляции с Mg (см. табл. 10). Это, с одной стороны, может указывать на связь данных элементов с хлоритом (например, в виде элементов-примесей), с другой — на существование собственной минеральной фазы, локализованной в зонах образования хлорита. Непосредственно связь этих элементов с хлоритом мало вероятна, так как при этом должны были бы проявиться более жесткие корреляционные связи Mn, Ca и P с Mg. Поэтому предпочтительнее считать, что связь между этими элементами носит минеральный характер и обусловлена спецификой диагенетических преобразований в хлоритосодержащих участках разреза.

Анализ данных по глинисто карбонатным фракциям 1–50 и > 50 мкм позволяет констатировать наряду с повышенным в них количеством карбонатного материала устойчивую корреляционную связь между MgO и CaO ($r_{Mg,Ca} = 0,61$, в верхах разреза $r_{Ca,Mg} = 0,72$), что определяется присутствием наряду с кальцитом доломита. В зонах накопления калийных солей в этих фракциях количество карбонатного материала резко снижается, а количество силикатного возрастает. Последний представлен преимущественно гидрослюдистым, полевошпатовым, с примесью кварца материалом.

Таким образом, можно отметить, что на общем геохимическом фоне разреза зоны образования калийных солей отличаются понижением карбонатности галопелитов и увеличением роли силикатного материала. В глинистой фракции (< 1 мкм) при этом начинают преобладать K_2O , SiO₂ и Al₂O₃ с дефицитом MgO. Повышение же концентрации MgO и увеличение хлоритового компонента в глинах вслед за сформированными горизонтами калийных солей связано, по-видимому, с тем, что при обилии калия в период садки калийных солей он участвовал прежде всего в формировании гидрослюдистого материала с подчиненным количеством хлорита, аутигенез которого был подавлен. Избыток же оставшегося после этого Ма, сконцентрированного в рапе, привел к относительному преобладанию хлорита, продолжавшего свое формирование в постседиментационных условиях. Связь Fe-Mg компонентов глинистых фракций с посткалиеносными зонами разреза позволяет говорить об аутигенном характере формирования хлорита, на что также указывает отсутствие корреляционных связей Mg и Fe с малыми элементами группы Fe (Ni, Mn, Ca, Ti), поскольку в случае аллотигенного наследованного генезиса хлорита следовало бы ожидать надежные корреляционные связи между указанными элементами.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ГАЛОПЕЛИТОВ КАЛИЙНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПО ПЛОЩАДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С развитием сети горных выработок калийных горизонтов появилась возможность исследовать геохимические особенности распределения галопелитового вещества по территории района месторождения, которые могут быть прослежены на примере определенного маркирующего горизонта, что наряду с региональными закономерностями изменения состава галопелитов в пространстве позволяет анализировать изменение их состава вблизи зон тектонических нарушений на площади замещения сильвинитов каменной солью и др.

Объектом исследования был выбран глинистый слой из межпластовой каменной соли II калийного горизонта (базальный слой ритма Б). Отбор проб производился по стенкам штреков через 100—200 м. Всего с помощью рационального валового химического анализа (водные и солянокислые вытяжки, силикатный анализ) было исследовано 170 образцов. Дальнейший расчет минерального состава позволил представить результаты в виде суммы хлоридов К, Na, Ca, Mg, карбонатов (кальцита, доломита) сульфата кальция и алюмосиликатного материала. Полученные данные были нанесены на сводный план II калийного горизонта при точках отбора проб, после чего распределение отдельных компонентов состава и некоторых соотношений по площади горизонта в районе месторождения было выполнено в виде схематических карт.

В первую очередь следует отметить, что наиболее распространены образцы галопелитов с содержанием хлоридов до 20—25%. На распределение последних по площади оказывают влияние два фактора: региональный, обусловленный увеличением их количества по мере движения к центру солеродного бассейна, и локальный, связанный с появлением аномально высоких концентраций хлоридов в зонах замещения сильвинита галитом. При изучении распределения абсолютных содержаний компонентов воднорастворимой части галопелитов большое значение имеют отбор и подготовка проб. Нередко рост суммы хлоридов в галопелитах происходит за счет значительного увеличения в их составе хлористого натрия, хотя по составу несоляной части рассматриваемые галопелиты относятся к типу существенно глинистых.

Среди хемогенных примесей в составе галопелитов карбонаты (до 15%) преобладают над сульфатом кальция (до 6%). Максимальное количество карбонатов связано с периферийными частями месторождения на западе, северо-западе и северо-востоке района.



Рис. 37. Схема распределения КСІ в галопелитах II калийного горизонта (глина из межпластовой соли)

1 – граница распространения соленосных отложений; 2 – изолинии концентрации, %

По-видимому, здесь проявляется связь с окраинами солеродного бассейна, кроме того, эти области связаны с зонами тектонических нарушений. Доломит в составе карбонатов нередко преобладает, хотя содержание кальцита достаточно высокое (до 10%). Количество обломочного материала в составе галопелитов невелико, но возрастает в северо-восточном направлении, а сульфата кальция — в юго-западном. Однако если для терригенных примесей характерно постоянное и плавное увеличение содержаний, то для сульфата кальция отмечаются локальные участки с высокой концентрацией (до 10%). При этом количество сульфата кальция в галопелитах II калийного горизонта по мере приближения к зонам разломов постепенно увеличвается, что может говорить о влиянии разломных зон и циркулировавших по ним хлор-кальциевых рассолов, влиявших на особенности формирования калиеносных отложений, в том числе галопелитового материала.

Несмотря на разнообразие абсолютных концентраций соотношения между карбонатным, сульфатным и алюмосиликатным материалом в среднем достаточно устойчивы и характеризуются величинами, близкими значениям для "средних" галопелитов калийных горизонтов Старобинского месторождения.

Хлористый калий в составе галопелитов, представляющий особый интерес, так как он является своеобразным индикатором связи галопелитового материала и участков повышенного осолонения рапы калиеносного бассейна, распределяется по площади вполне закономерно, и линии равных концентраций его замыкаются в пределах рассматриваемых территорий (рис. 37). При этом содержание его увеличивается в северовосточном направлении с увеличением нерастворимого остатка галопелитов и в южном направлении.

Отмеченные изменения в содержании некоторых компонентов галопелитов II калийного горизонта к северо-востоку по площади месторождения обусловлены вполне определенными закономерностями и связаны с возрастанием роли тонкодисперсного глинистого материала, при этом отмечается увеличение гигроскопической влажности пород, связанной, по всей вероятности, с поровыми растворами. Состав этих растворов во II калийном горизонте характеризуется высоким содержанием хлористого кальция. Кроме того, разными исследователями установлено, что бром хорошо коррелируется



Рис. 38. Схема распределения К₂О силикатной части галопелитов II калийного горизонта (глина из межпластовой каменной соли)

Условные обозначения см. на рис. 37

в галопелитах с суммой хлоридов кальция и магния. При этом следует отметить, что всякое увеличение алюмосиликатного материала и возрастание количества поровых растворов будут сказываться на повышении бром-хлорного и хлор-кальций-магниевого отношений, что в свою очередь может служить признаком степени водообильности той или иной зоны. Кроме того, в зонах замещения калийных солей на севере района установлены заметное уменьшение величины отношения KCI/NaCI за счет возрастания содержания NaCI и снижение величины бром-хлорного коэффициента.

Для собственно алюмосиликатной части галопелитов отношения между их главными компонентами довольно стабильны по площади и близки к значениям SiO₂, Al₂O₃, K₂O, MgO галопелитов основных калийных горизонтов месторождения. Некоторые особенности можно отметить в распределении по площади значений отношений K₂O/MgO и K₂O/Na₂O. Максимальные величины K₂O/MgO связаны с западной частью района, тогда как значения K₂O/Na₂O увеличиваются в северо-восточном направлении. Общее содержание железа, которое присутствует в трех разных формах (карбонатной, окисной и силикатной), увеличивается к центру и на северо-запад месторождения.

Анализ валового химического состава галопелитов не может дать подробной информации о составе и распределении глинистых минералов. Для этого требуется детальный анализ размерных фракций < 1 мкм. Однако изучение химического состава алюмосиликатной составляющей в ряде случаев может помочь в исследовании тенденции распределения глинистых минералов по площади. Так, зная, что основную часть алюмосиликатов в галопелитах калийных горизонтов месторождения составляет гидрослюда, с которой связано преобладающее количество K₂O, можно полагать, что распределение этого компонента по площади в первом приближении отражает распределение и концентрацию гидрослюдистой составляющей. Аналогичным образом повышенное содержание MgO в алюмосиликатной части связано с наличием здесь хлорита. На рис. 38, 39 приведены схематические карты распределения этих компонентов по площади месторождения. При анализе приведенных материалов можно заметить, что повышенная концентрация K₂O (до 10%) тяготеет к южной, юго-западной, а также северной частям



Рис. 39. Схема распределения MgO силикатной части галопелитов II калийного горизонта (глина из межпластовой каменной соли)

Условные обозначения см. на рис. 37

месторождения, что можно объяснить, по-видимому, частичной связью гидрослюды с материалом, привносимым в солеродный бассейн с континента по указанным направлениям. <u>Что</u> касается несколько повышенной концентрации K₂O в алюмосиликатной части исследуемых галопелитов, полученной на базе валовых химических анализов, по сравнению с содержанием K₂O в глинистой фракции (< 1 мкм), то это объясняется наличием в более крупных размерных фракциях определенного количества калиесодержащих силикатов (например, калиевого полевого шпата).

При анализе изменения MgO алюмосиликатной части галопелитов II калийного горизонта по площади месторождения можно заметить, что участки его максимальной концентрации тяготеют к зонам с минимальным содержанием K₂O. Вместе с тем при сравнении площадного распределения MgO и изменения концентрации KCI в галопелитах исследуемого пласта можно заметить тенденцию к изменению их в одном направлении. Более низкие значения MgO в алюмосиликатной части (по валовой химии) против его концентрации во фракции < 1 мкм объясняются превалирующей ролью тонкодисперсного хлорита в этой размерной фракции.

Таким образом, на базе анализа данных валового химического состава наряду с оценкой распределения хемогенных компонентов галопелитов можно по составу алюмосиликатной части (зная набор глинистых минералов и соотношение между ними и более крупнодисперсными силикатами) анализировать тенденции в распределении глинистых минералов по площади.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛОВ ГЛИН

Процесс формирования солеродного бассейна северо-западной части Припятского прогиба включает серию стадий, в которые в бассейне постепенно менялись состав и концентрация вод. При сгущении и достижении необходимой концентрации солей К, Na, Са и Mg осадки выпадали в соответствующей последовательности. В начальные стадии сгущения рапы формировались сульфаты (ангидрит) и карбонаты (кальцит, доломит). По мере увеличения концентрации хлоридов в рассолах образовались мощные пласты галита, в конечной стадии формирования которого при максимальной концентрации хлористого калия шло образование сильвина. В силу особенностей состава рассолов рассматриваемого региона и условий их сгущения большинство стадий солеобразования на этом заканчивалось. Лишь во время образования III калийного горизонта наблюдалось еще большее засолонение, которое характеризовалось увеличением концентрации хлорида магния до величины, способствовашей формированию карналлитсодержащих пород. При движении на восток к центру Припятского прогиба количество и мощность этих пород увеличиваются, что связано с достижением в этих районах более высоких стадий осолонения бассейна.

Описанная последовательность формирования хемогенных пород относится к единому циклу солеобразования [Валяшко, 1962]. Состав же этих пород в калиеносной подтолще района Старобинского месторождения явился результатом целой серии циклов эволюции позднефаменского солеродного бассейна, осложненных периодическими изменениями условий солеобразования более высокого порядка (см. рис. 3), с чем связано и соответствующее ритмичное чередование прослоев галопелитов и соляных пород.

Если состав хемогенных минералов полностью контролируется их средой образования и степенью засолонения бассейна, то формирование силикатных минералов (в основном глинистых) зависит как от физико-химических обстановок среды [Сокояова, 1973, 1976], так и от состава кластогенного материала, поступающего в бассейн соленакопления. Часть исследователей связывают основную массу силикатных минералов в галопелитах с продуктами терригенного сноса. Другие авторы считают, что главными являются процессы интенсивного силикатного аутигенеза. Образование глинистых минералов при этом могло идти разными путями.

С одной стороны, основой для их формирования мог служить сравнительно легко разлагающийся в агрессивной среде солеродного бассейна алюмосиликатный материал, снесенный с континента. О путях привноса, составе и характере распределения этого материала в рассматриваемом регионе говорит целый ряд литологических и минералогических данных (главы первая, четвертая). Компоненты обломочного материала в зависимости от состава по-разному разрушаются в среде солеродного бассейна, богатой агрессивными анионами СІ-. Одни из них разлагаются достаточно быстро, обогащая среду разновалентными катионами, причем разрушение и удаление элементов из состава обломков связано с насыщением этими элементами окружающей среды. При этом может наблюдаться определенная связь между структурой минералов, составом и степенью их устойчивости [Grim, Bradley, 1955]. Другие компоненты разрушаются более медленно, иногда с перекристаллизацией в новообразования. Остатки силикатного обломочного материала приурочены, как правило, к более крупным размерным разностям и представляют собой сравнительно рыхлые образования, поверхность которых изъедена процессами взаимодействия их с окружающей средой (DNC. 40).

С другой стороны, источником аутигенного образования глинистых минералов может служить непосредственно растворенный или находящийся в гелевидной форме силикатный материал в совокупности с соответствующим катионным составом среды. Экспериментальными работами различных авторов была показана возможность низкотемпературного синтеза основных силикатных минералов глин соленосных отложений [Wise, Eugster, 1964; Harder, 1976, 1978; Flehmig, 1977], в том числе наиболее часто встречаемых гидрослюд и хлоритов. При этом предлагаются различные схемы образования глинистых минералов — и непосредственно из раствора или геля, и через стадию смешанослойных структур. По-видимому, для полного понимания механизмов



Рис. 40. Поверхность частиц фракции > 10 мкм (сканирующий электронный микроскоп)

этих процессов не накоплена пока достаточная информация и вопрос требует дальнейшего исследования.

На строение и состав глинистых минералов могут оказывать влияние также различные постседиментационные процессы. Большой фактический материал, накопленный по гидрослюдам осадочных пород, позволил предложить генетическую классификацию их, основанную на оценке степени железистости и величине тетраэдрического заряда (см. рис. 27). Кроме того, установлены некоторые особенности преобразования триоктаэдрических слюд в эпигенезе [Коссовская и др., 1963]. Рассмотрена динамика преобразования монтмориллонитов через серию смешанослойных минералов в гидрослюду [Шутов и др., 1971]. Постседиментационная эволюция хлорита, также широко развитого в составе галопелитов, изучена слабее. Здесь можно сослаться на работы Г.В. Карповой [1965, 1972], показавшей тенденцию изменения железистости хлоритов в позднем диагенезе.

Наряду с исследованием отдельных минералов галопелитов ставится также задача

выявления специфичных парагенетических ассоциаций глинистых минералов, связанных с определенным петрографическим типом обломочного вещества и характерных для различных фациально-климатических обстановок. В последние годы появился ряд работ подобной направленности, посвященных глинистым минералам в соленосных образованиях [Коссовская и др., 1975; Соколова, Дриц, 1976; Соколова, 1979а]. В них на базе изучения состава первичного кластогенного материала, сносимого в солеродный бассейн, и выяснения особенностей изменения этого материала в услоразных стадий осолонения выявляются парагенетические и кристаллохимичесвиях кие особенности глинистых и других сопровождающих аутигенных образований в породах от доломитово-сульфатной через галитовую и калийно-магниевую до автонической стадии образования солей (на примере верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья (бассейн сульфатного типа) и нижнепермской соленосной формации Прикаспийской впадины). Такое направление исследований весьма перспективно. Однако необходимо заметить, что специфика солеродных бассейнов разных регионов может, по-видимому, приводить к различным парагенетическим ассоциациям глинистых минералов, обусловленным особенностями первичного материала, длительностью соленакопления и типом эвапоритовых бассейнов. При этом могут оказывать влияние наложенные процессы (например, гидротермального характера), различить которые не всегда бывает достаточно просто.

Изучение глинистых минералов рассматриваемого региона показало, что в глинистых прослоях, связанных с породами калиеносных отложений Старобинского месторождения, установлен постоянный парагенезис диоктаэдрической гидрослюды (Fe-иллита) с триоктаэдрическим Mg-хлоритом. Результаты комплекса физико-химических методов исследования глин, а также кристаллохимические характеристики глинистых минералов свидетельствуют об их аутигенной природе. Наблюдается четкая зависимость количественного содержания этих двух минералов от состава вмещающих пород наиболее высокие содержания Fe-иллита связаны с пачками сильвинитов, тогда как содержание Мо-хлорита относительно возрастает в тонкодисперсных фракциях посткалиеносных участков разреза. Как установлено [Соколова, 1979а], в солеродных бассейнах сульфатного типа магниевого подтипа Fe-иллит совместно с группой Mg-хлорит-корренсит является индикаторным минералом ранних этапов осолонения. С увеличением степени солености бассейнов этого геохимического типа, с ростом активности в рапе ионов Мд роль гидрослюдистого минерала в глинистом аутигенезе резко падает. В Старобинском же бассейне хлоридного типа, прогрессирующее засолонение которого приводило к периодической садке пластов калийных солей — сильвинитов, содержание калия в рапе постоянно оставалось очень высоким, что при относительно низком содержании ионов магния и способствовало синтезу Fe-иллита на всех этапах развития бассейна. Максимальное содержание калия в рапе солеродного водоема в период садки калийных солей приводило к более активной реализации его силикатными компонентами, присутствующими в растворе, и, таким образом, к более активному формированию гидрослюдистого минерала на этой стадии. После садки сильвинитов содержание ионов калия в рапе падало. Относительное повышение концентрации ионов магния в этот посткалиеносный этап солеродного бассейна и очевидное изменение рН среды способствовали синтезу Мд-хлорита с преимущественно октаздрической координацией ионов Al³⁺ и несколько повышенным (по сравнению с Mg-хлоритами других солеродных бассейнов) содержанием Fe²⁺ в октаэдрах.

Вариации в составе Fe-иллитов отчетливо связаны со степенью соленосности бассейна, с уровнем его "калиенасыщенности". Fe-иллит, выделенный из сильвинитов, характеризуется более низким содержанием Fe³⁺ в структуре минерала. Связано это, очевидно, с химизмом рапы бассейна. Увеличение соленосности и щелочности среды в период садки калийных солей, с одной стороны, способствовало более активной переработке первичного кластогенного материала, с другой — препятствовало вхождению окисного Fe в решетку гидрослюд. Таким образом, по мере увеличения соленосности в Старобинском хлоридном бассейне развивается тенденция преобразования Fe-иллита, этого индикаторного минерала осолоняющихся водоемов, в сторону иллита.

О связи аутигенного Fe-иллита с исходным кластогенным веществом говорят выявленные корреляционные связи примесных элементов (Ti, Cr) в составе галопелитов с петрогенными элементами, в частности с калием. Структуру Fe-иллита, таким образом, можно рассматривать как трансформационно-аутигенную.



Рис. 41. Гистограммы распределения зерен по плотности из прослоев пеплового материала (фракция > 50 мкм)

Специфическими особенностями отличается образование лейкофиллита, образцы которого дают обособленную группу в приведенной классификации гидрослюд (см. рис. 27, 28). Установление лейкофиллита в разных соленосных бассейнах и его приуроченность к высоким стадиям осолонения позволяют полагать, что этот минерал является продуктом преобразования определенного туфогенного материала именно в условиях высоко концентрированной рапы. При этом представляет безусловный интерес определение состава исходного пеплового материала, хотя это сделать достаточно сложно, так как все частицы первичного стекла почти полностью переработаны в лейкофиллит. Тем не менее в крупной размерной фракции возможно присутствие наименее измененных разностей первичного материала. Для этого нами проводился анализ плотности образцов, позволяющий в ряде случаев выявить такие компоненты (Кац и др., 1971]. Исследования велись с помощью методики ступенчатого изменения плотности жидкости [Кац, Долгопольская, 1976; Рассказов, 1974]. Анализировалась фракция > 50 мкм. На рис. 41 показаны гистограммы распределения зерен по плотности для образцов из разных пепловых прослоев рассматриваемых галопелитов. Во всех образцах имеется тенденция к образованию второго пика плотности в области 2,52 г/см³. Анализ выделенных плотностных фракций под микроскопом показал, что в этой области наряду с гидрослюдистыми агрегатами наблюдаются слабо двупреломляющие измененные зерна с включениями калиевого полевого шпата (см. рис. 13, г), тогда как область модальных значений плотности почти целиком выполнена зернами лейкофиллита.

Известно, что количество калия в вулканических продуктах связано с глубиной расположения источника магмы и условиями ее дифференциации. Состав расплава равновесного с кристалллической фазой таков, что чем выше давление, тем больше калия, или чем глубже находится источник магмы, тем больше K_2O [Dickinson, Hatherton, 1967]. В связи с этим представляет особый интерес выяснение распределения содержания калия в силикатном компоненте различных размерных и плотностных фракций одного и того же образца. В обр. 24 во фракции < 50 мкм концентрация K_2O равнялась 8,1%, а в плотностных фракциях 2,61–2,63; 2,65–2,67 и 2,67–2,69 г/см³ соответственно 9,4; 8,2 и 8,1% (при размере частиц > 50 мкм), т. е. несмотря на общее высокое содержание максимальное количество калия содержится во фракции с наибольшим количеством наименее измененного исходного пеплового материала, что в совокупности указывает на щелочной характер состава вулканических продуктов.

Таким образом, можно полагать, что формирование аутигенного лейкофиллита связано с преобразованием щелочного вулкано-пирокластического материала в специфических условиях солеродного водоема. Если в магнезиальном сульфатном бассейне Индер преобразование пирокластического материала трахилипаритового и трахиандезитового состава шло по пути синтеза лейкофиллита и триоктаздрической смешанослойной фазы хлорит-разбухающий хлорит, то в условиях хлоридного калиеносного бассейна Старобинского месторождения перекристаллизация этого материала чаще приводила к образованию мономинеральной слюдистой фазы - лейкофиллита. Совершенство структуры лейкофиллита, отсутствие разбухающих межслоев может являться следствием как специфики преобразования пирокластического вещества в условиях повышенной калиеносности бассейна, так и результатом всей постседиментационной истории вмещающей соленосной толщи, причем высокое содержание К в поровых растворах могло способствовать и в эпигезезе формированию гидрослюдистой фазы, а наличие действующих глубоких разломов и несколько повышенный тепловой поток вдоль этих разломов в регионе [Цыбуля, Атрошенко, 1976], по-видимому, способствовали интенсификации процессов переработки кластогенных образований.

При формировании других, менее представительных глинистых минералов в рассматриваемом разрезе данного региона образование палыгорскита (встречены отдельные образцы) является типично хемогенным и связано с щелочными условиями и обилием карбонатного материала, что подтверждается приуроченностью образцов к центральным частям мощных пачек карбонатных пород; что же касается смешанослойных структур, то можно полагать, что они представляют собой "остатки" результатов переходных процессов преобразования и формирования основных глинистых минералов.

Таким образом можно отметить, что наличие большого числа хорошо раскристаллизованных аутигенных образований среди минералов глин, относительно редкая встречаемость смешанослойных структур и другие факторы позволяют говорить о высокой степени переработки силикатного материала в агрессивной среде калиеносного бассейна района Старобинского месторождения и достижении к настоящему времени определенной стабильности в геохимическом перераспределении вещества силикатов, что отражается в соответствующей степени совершенства структур глинистых минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение состава минералов глин калиеносных отложений района Старобинского месторождения показало, что он обусловлен главным образом спецификой изменения условий развития соленосного бассейна, составом первичного кластогенного материала, послужившего источником для формирования новообразованной части галопелитов, и, частично, постседиментационными диагенетическими преобразованиями.

Формирование и количество водорастворимых солей, представленных в основном хлоридами K, Na и Mg в составе галопелитов, связано с соответствующими стадиями осолонения рапы бассейна, в которой шло и формирование галопелитов. При этом на увеличение концентрации хлоридов кальция в составе галопелитов калийных горизонтов вблизи зон разломов, по-видимому, оказывало также влияние действие метаморфизованных рассолов, проникающих из приразломных зон.

Состав сульфатного (ангидрит) и карбонатного материала (кальцит, доломит) галопелитов указывает на их хемогенное происхождение. Причем первично сформировавшаяся тонкодисперсная масса этих минералов впоследствии перекристаллизовалась в зерна более крупного размера.

В крупных размерных фракциях (> 10 мкм) наряду с карбонатами были встречены небольшие примеси других минералов — кварца (аутигенного и обломочного генезиса), калиевого полевого шпата (аутигенного), обесцвеченного биотита, лейкоксена, пирита, циркона и других минералов.

Был проанализирован минеральный состав глинистой части (фракция < 1 мкм) различных типов галопелитового материала. При этом установлено, что она представлена преимущественно совокупностью слоистных силикатов типа гидрослюды, хлорита, лейкофиллита, палыгорскита, смешанослойных образований. Прослежены тенденции в распределении глинистых минералов по разрезу и частично по площади месторождения.

1. Впервые для месторождения калийных солей, образование которого связано с эвапоритовым бассейном хлоридного геохимического профиля, наряду с составом и распределением хемогенного вещества изучены состав и кристаллохимические особенности глинистых минералов, связанных с разными типами галопелитов, и установлен аутигенный характер их образования. Особенностью настоящей работы является изучение имеено кристаллохимической специфики глинистых минералов для галопелитов данного типа соленосных отложений, ранее практически не изучавшейся.

2. Ведущими глинистыми минералами калиеносного разреза являются диоктаэдрическая гидрослюда типа Fe-иллита и триоктаэдрический Mg-хлорит с дефектной структурой, парагенетическая ассоциация которых является характерной для стадии образования калийных солей.

3. Установлена пониженная железистость Fe-иллита, связанного с горизонтами калийный солей, по сравнению с Fe-иллитом из некалиеносных зон, что указывает на тенденцию преобразования Fe-иллита в иллит по мере увеличения степени солености бассейна и содержания в рапе ионов калия.

4. Показана связь повышенной концентрации аутигенного Mg-хлорита в глинах с определенными этапами развития солеродного бассейна — с посткалиеносными условиями образования.

5. В разрезе калиеносных отложений установлены горизонты пепловых туфов, преобразованных в тонкодисперсную глинистую массу, представленную лейкофиллитом. Показано, что этот минерал является закономерным продуктом преобразования щелочного пирокластического вещества в условиях солеродных бассейнов.

6. Комплексный геохимический анализ галопелитов месторождения позволил выяснить корреляционные связи между породообразующими элементами (Si, Ai, K, Mg, Fe), отражающими состав и распределения основных глинистых минералов по разрезу месторождения, а также малыми элементами (Ni, Mn, Cr, Ti и др.). При этом выявленные корреляционные связи примесных элементов Cr и Ti с петрогенными элементами, входящими в структуру гидрослюд, в частности с K, свидетельствуют о роли в аутигенном формировании Fe-иллита продуктов выветривания пород основного состава, сносимых в солеродный бассейн.

7. Состав и кристаллохимические особенности глинистых минералов соленосной толщи Старобинского месторождения могут быть использованы в качестве индикаторных для отложений калиеносных бассейнов хлоридного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абезгауз Г.Г., Тронь А.П., Кошенкин Ю.П., Коровина И.А. Справочник по вероятным расчетам. М.: МО СССР, 1970. 536 с.
- Абрамов А.В., Атрашкевич В.В., Тамбиев С.Б. Экспрессный рентгеноспектральный флюросцентный метод силикатного анализа фосфоритов и фосфатосодержащих пород. — В кн.: Промышленность горнохимического сырья. М.: ВНИИТЭХИМ, 1978, вып. 5, с. 17–23.
- Аехимович В.И. Особенности строения и стратиграфия соленосных отложений Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. – В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1973, с. 51–62.
- Авхимович В.И. Комплексы спор фаменских соленосных и надсолевых отложений Припятской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, 1975. 30 с.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.Я. Сарматско-туранский линеамент земной коры. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 41–51.
- Айзберг Р.Е., Кислик В.З., Лупинович Ю.И., Окущко В.Б. Формации герцинского комплекса Припятского прогиба и палеотектонические условия их накопления. — В кн.: Проблемы тектоники Прилятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974, с. 117–129.
- Анцупов П.В., Макаревич В.Н., Конищев В.С. Основные черты геологического строения и развития эпиплатформенных рифтовых зон и авлакогенов. – Геология нефти и газа, 1972, № 9, с. 54–59.
- Аполлонов В.Н., Барсанов Г.Н., Блинов В.А. и др. О полевом шпате галопелитов Верхнекаменского месторождения. — Докл. АН СССР, 1975, т. 255, № 4, с. 908—910.
- Берлин Т.С. Влияние некоторых реагентов на глины различного минерального состава. – В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Л., 1962, с. 99–124. (Тр. ВСЕГЕИ; Т.72).
- Билонижка П.М. Некоторые особенности минерального состава глин нижнемолассовых отложений Прикарпатья. – В кн.: Вопросы литологии и петрографии. Львов, 1973, кн. 2, с. 113–120.
- Билонижка П.М., Винар О.Н., Мельников В.С. О минеральном составе глин соляных пород калийных месторождений Прикарпатья. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966, кн. 7, с. 147–158.
- Болдырев А.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 199 с.
- Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 144 с.

- Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
- Викулова М.Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Недра, 1957. 448 с.
- Высоцкий Э.А., Кислик В.З. О глубинах древних морских солеродных бассейнов (на примере Припятского прогиба). — В кн.: Проблемы поисков полезных ископаемых в БССР. Минск, 1977, с. 113—136.
- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Микуцкий С.П. и др. Тектоническое положение Припатского прогиба и проблемы его структурного районирования. — В кн.: Проблемы тектоники Припатского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974, с. 9–23.
- Голубцое В.К. О галогенном типе разреза наровского горизонта среднего девона в Припятской владине. — В кн.: Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских отложений Белоруссии. Минск, 1974, с. 69—79.
- Голубцов В.К., Кедо Г.Н. Данково-лебедянские отложения Припятской впадины. — В кн.: Геология и нефтегазоносность палеозойских отложений Припятской впадины. Минск, 1964, с. 3—24.
- Горбунов Н.И. Подготовка глин, почв и осадков водоемов. к рентгенографическому анализу. – В кн.: Рентгенография минерального сырья. М., 1962, вып. 1, с. 53–59.
- Горелик З.А., Айзберг Р.Е., Синичка А.М. и др. Современная структура и история тектонического развития Прилятской впадины. Минск: Наука и техника, 1968. 203 с.
- Грим Р.Е. Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. 510 с.
- Егорова Л.Н., Пистрак Р.М. Алатырские отложения Припятской и Днепровско-Донецкой впадины. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 904—906.
- Ерошина Д.М. Геология, условия формирования и калиеносность соленосной толщи северо-западной части Припятской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1969. 28 с.
- Ерошина Д.М., Высоцкий Э.А. Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины. — В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1975, с. 128–139.
- Ерошина Д.М., Некрята Н.С. О контакте нижней соленосной толщи Припятского прогиба с межсолевыми отложениями. – В кн.: Геология нерудных полезных исколаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 67–82.
- Зайцева Н.В. О составе галопелитов краевой части II калийного горизонта Старобинско-

го месторождения. — Докл. АН БССР, 1967, т. 11, № 5, с. 425-429.

- Зайцева Н.В. Галопелиты Старобинского месторождения калийных солей. Минск: Наука и техника, 1979. 154 с.
- Зеягин Б.Б. О полиморфных модификациях структур глинистых минералов. — В кн.: Физические методы исследований осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 102–108.
- Зингерман А.Я. Геологическое строение и литологические особенности верхнепротерозойских и палеозойских отложений прибортовых частей Туровской депрессии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, 1977. 27 с.
- Зингерман А.Я., Кедо Г.Н. О девонских и каменноугольных отложениях юго-западной части Припятской впадины. — В кн.: Вопросы региональной тектоники Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969. с. 217–240.
- Иванов А.А., Левецкий Ю.Ф., Боязитов С.Х., Банченко М.С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Л.: ВСЕГЕИ, 1961.75 с.
- Иванов А.Г. Исследование формирования состава галопелитов под влиянием рапы солеродного бассейна. – В кн.: Материалы VII конференции молодых ученых МГУ "Геохимия и полезные ископаемые". М., 1980. Рукопись депонирована в ВИНИТИ, № 31-4480 Деп.
- Карпова Г.В. Об эпигенетических хлоритах в терригенных породах Донацкого карбона. — Минерал. сб., 1965, № 19, вып. 3, с. 284— 294.
- Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972.175 с.
- Карташев В.Ф. Черты сходства Припятского грабена с грабенами рифтовых зон. – Докл. АН БССР, 1975, т. 19, № 1, с. 70–72.
- Кац М.Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 155 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 306).
- Кац М.Я., Долгопольская Е.Ф. Анализ гетерогенности кварца в зернах методом ступенчатого изменения плотности жидкости. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 167–170.
- Кац М.Я., Кац М.М., Рассказов А.А. Динамика изменения плотностных свойств кварца в процессе минералогического "вызревания" пород: Математическое и эксперименталь ное моделирование процесса. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 51–65. (Тр. ГИН; Вып. 221).
- Кац М.Я., Кац М.М., Рассказов А.А., Михайлова Е.Ф. Экспериментальное исследование процессов "вызревания" кварцевого песка при разрушении. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 244—257.
- Кепежинскас К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
- Кислик В.З., Высоцкий З.А., Лупинович Ю.И. Особенности строения и состава верхней соленосной толщи Припятской впадины. — Докл. АН БССР, 1971, т. 15, № 1, с. 54–56.
- Кислик В.З., Сачок Г.И., Айзберг Р.Е., Высоцкий Э.А. Особенности формирования структуры фанерозойского осадочного чехла Припятского прогиба. — В кн.: Проблемы соле-

накопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2, с. 184–192.

- Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука, и техника, 1975. 149 с.
- Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1974. 34 с.
- Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 162 с.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71–95.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60-69.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. К истории триоктаздрических слюд в осадочных породах. — Литология и полез. ископаемые, 1963. № 2, с. 178—196.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.' – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278–296.
- Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
- Кручек С.А. Нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1975. 30 с.
- Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск: Наука и техника, 1966. 316 с.
- Литология и нефтеносность семилукских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1971. 208 с.
- Лобанова В.В. Петрографическая характеристика соленой толщи поднятия Западный Азгир.--Тр. ВНИИГ, 1960, вып. 40, с. 116-136.
- Ломоеа О.С. Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с.
- Лосев Н.Ф. Количественный рентгеноспектральный флюоресцентный анализ. М.: Наука, 1969. 336 с.
- Лупинович Ю.И. Геологическое строение, петрография и условия образования III калийного горизонта Старобинского месторождения (БССР): Автореф. дис. ... канд. геол.минерал. наук. Минск, 1966. 32 с.
- Лупинович Ю.И., Тихонов С.А. К характеристике состава фракции < 0,001 мм галопелитов калийных горизонтов Старобинского месторождения. — В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966, с. 190–201.
- Ляхович О.К. Вещественный состав галопелитов Старобинского месторождения. – В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, 1969, с. 301–332.
- Мадатов Х. К вопросу классификации витрокристаллокластических туфов. — Вопр. геологии, 1960, вып. 6, с. 11—18.

- Макаревич В.Н. Эпиплатформенная рифтоваязона Днепровско-Припятского авлакогена.-Докл. АН БССР, 1971, т. 15, № 2, с. 162–164.
- Малкова К.М. О селадоните Побужья. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1956, № 10, с. 305—318.
- Матвеева Л.И. Поровые воды осадочной толщи Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1973. 127 с.
- Методы изучения осадочных пород/Под ред. Н.М. Страхова. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 611 с.
- Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 2, с. 13—35.
- Народецкая А.Д., Шабловская Р.К. Особенности распределения бора в надсолевой глинисто-мергелистой толще Старобинского калийного месторождения. – Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 8, с. 752–754.
- Нельсон В., Рой Р. Синтез хлоритов и их структурный и химический состав. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963. 73 с.
- Нырков А.А. О роли гидрослюд в земной коре и некоторых вопросах их систематики и номенклатуры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 95–101.
- Обровец С.М., Шабловская Р.К. Минералогия и закономерности распределения глинистых минералов в соленосных и надсолевых отложениях Петриковского месторождения калийных солей. — В кн.: Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Минск: БелНИГРИ, 1977, с. 137–142.
- Огиенко В.С. Бром в отложениях каменной соли как показатель истории развития солеродного бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.минерал. наук. М., 1970. 21 с.
- Орешко М.С., Рудковский Р.Р. Изучение тектонического строения Старобинского месторождения калийных солей геофизическими методами. — В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 112–118.
- Пастухова М.В. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах. — Литология и полез. ископаемые, 1965а, № 3, с. 78—90.
- Пастухова М.В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах в тузтагской соленосной толще. – Литология и полез. ископаемые, 19656,№ 11, с. 31–52.
- Петрова Е.М. Изучение геохимии Старобинского месторождения. — В кн.: Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири. Новосибирск, 1965, с. 85—94.
- Петрова Н.С., Ляхович С.К., Седун Э.В. Основные химические компоненты хемогеннотерригенных пород калийных горизонтов Нежинского участка Старобинского месторождения. В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: Наука и техника, 1976, с. 97-105.
- Писарчик Я.К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. — Материалы ВСЕГЕИ. С., 1956, вып. 1, с. 92–99.
- Писарчик Я.К. О сепиолитовых породах в кембрии юга Сибирской платформы. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 128— 133.

- Плюснина Н.Н. Инфракрасные. спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. 172 с.
- Познякович З.Л. Стратиграфия, особенности строения и история осадконакопления пярнуско-шаровских. отложений эйфельского яруса Припятской впадины. — В кн.: Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974, с. 8—68.
- Поликарпов А.И., Петров Е.В., Поляковский В.Я., Толкачев М.Д. Калиевые полевые шпаты в породах морских галогенных формаций. — Минералогический журнал, 1981,№4, с. 34—44.
- Проспект фирмы ". Coultronics France SA". Автоматический анализатор частиц. Модель "ТА". М., 1975. 18 с.
- Рабинович Ф.М. Кондуктометрические счетчики частиц и их применение в медицине. М., 1972. 176 с.
- Рассказов А.А. Методы исследования минералов осадочных пород в градиентах плотности. — В кн.: Тезисы к Всесоюзному семинару в Душанбе "Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд". М., 1974, ч. 1.
- Рассказов А.А. Туфогенные глины и возможности их использования для дифференцирования соленосных образований (на примере верхней соленосной толщи западной части Припятской впадины). В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 177–185.
- Рассказов А.А., Абрамов А.В. Распределение петрогенных и малых элементов в глинах калиеносных отложений Старобинского месторождения (Припятский прогиб). – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 129–134.
- Рассказов А.А., Роговина О.О., Рыбина В.В. Размеры частиц глинистых суспензий и их изменение под действием ультразвука. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 147—151.
- Рассказов А.А., Яхонтова Л.К. Состав гидрослюды из калиеносных отложений Старобинского месторождения. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 5, с. 37–46.
- Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов/Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
- Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Розен О.М. Хлориты осадочных пород: Типизация составов в зависимости от химической среды. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3, с. 689-692.
- Седун Э.В., Ерошина Д.М. Петрографическая характеристика каменной соли в восточной части Припятской впадины. – Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 4, с. 352–354.
- Сердюченко Л.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. ИГН АН СССР. Минерал.-геохим. сер. (№ 14), 1953, вып. 140, с. 3—137.
- Спонимская М.В., Дриц В.А., Финько В.И., Солынь А.Л. Природа межслоевой воды
тонкодисперсных мусковитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 23–29.

- Соколова М.Ф. Преобразования алюмосиликатов в результате взаимодействия с растворами MgCl₂ при температурах и давлениях, близких к условиям катагенеза. — В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973, с. 161–169.
- Соколова М.Ф. Некоторые итоги синтеза гидрослюдистых минералов. — В кн.: Моделирование физико-химические условия литогенеза. Новосибирск, 1976, с. 82–91.
- Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979а. 233с.
- Соколова Т.Н. Магнезиальное глинообразование — специфическая черта пермских солеродных бассейнов. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 19796, с. 57-69.
- Соколова Т.Н., Дриц В.А. Своеобразные глинистые минералы эвапоритовой седиментации. — В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов: Тез. докл. М., 1976, с. 7—9.
- Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л., Степанова К.А. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер. – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 80–95.
- Соколова Т.Н., Кац М.Я., Долгопольская Е.Ф. Минералогическое изучение пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 33– 42.
- Стратиграфические и палеонтологические исследования в Белоруссии. Минск: Наук. думка, 1978. 277 с.
- Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.
- Фивег М.П., Расеский В.Н. Месторождения калийных солей СССР. Л.: Наука, 1973. 344 с.
- Цепелев Н.С., Ушатинский И.Й. Влияние воды на глинистые минералы при лабораторной подготовке материала к исследованию. — В кн.: Тезисы докладов конференции, посвященной 100-летию периодического закона. Ашхабад, 1969, с. 32–34.
- Ципурский С.И. Электронографический метод косых текстур. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 3, с. 33-42.
- Цыбуля Л.А., Атрошенко П.П. Тепловое поле сочленения Припятской впадины и Белорусской антеклизы. — В кн.: Геотермия. М., 1976, с. 30—35.
- Шабловская Р.К., Авхимович В.И., Высоцкий З.А. Литолого-геохимическое и стратиграфическое расчленение надсолевого девона Петриковского месторождения калийных солей. – В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: Наука и техника, 1976. с. 36–48.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Механизм постседиментационной трансформации монтмориллонитов в гидрослюду. — В кн.: Труды Международного конгресса по глинам. Токио, 1971, с. 17–22.
- Щербина В.Н. О соотношениях карбонатно-глинистого и сульфатного компонентов в гли-

нистых и сильвинитовых породах Припятского соляного бассейна. — Докл. АН БССР, 1960а, т.4, № 5, с. 213—215.

- Щербина В. Н. Строение соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей. — Изв. вузов. Геология и разведка, 19606, № 11, с. 82—89.
- Щербина В.Н. Элементы многолетней ритмичности в сильвинитовых минералого-петрографических зонах соляных горизонтов Припятского соляного бассейна. – Докл. АН БССР, 1962, т. 6, № 8, с. 510–513.
- Щербина В.Н. Воднорастворимые компоненты соляных глин второго калийного горизонта Старобинского месторождения. — В кн.: Калийные соли и методы их переработки. Минск, 1963, с. 14–21.
- Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования соляных толщ. – Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3–15.
- *Яржемская Е.А.* О вещественном составе соляных глин. Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 5, с. 919—921.
- *Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов. — Тр. ВНИИГалургии, 1954, вып. 29, с. 260—314.
- Яхонтоев Л.К., Рассказое А.А. О хлорите из калиеносных отложений Старобинского месторождения. — Минерал. сб., 1980, т. 34, № 2, с. 27–35.
- Bailey S.W., Brindly J.W., Kodama H., Mortbu R.T. Report of the clay minerals society nomenclature committee for 1977 and 1978. – Clays and Clay Miner., 1979, vol. 27, N 3, p. 238–239.
- Becher A. Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninneren in Buntsandstein Nordost-Bayerns. – Beitr. Miner. und Petrol., 1965, Bd. 2, S. 586–613.
- Bodine M.W., Fernalld T.H., Standaert R.R. The tale-quartz association in marine evaporite rocks abs. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, p. 487.
- Bodine M.W., Stardaert R.R. Chlorite and tillite compositions from upper silurian rocks salt, Retsof, New York. – Clays and Clay Miner., 1977, vol. 25, p. 57–71.
- Braitisch O, Über den Mineralbestand der Wasserunloslichen Ruck Stande von Salzen der Strassfurtserie in Sudlichen zeinetal. – Freiberg. Forschungsh. A, 1959, Bd. 123, S. 160–165.
- Braitisch O. Mineralparagenesis und Petrologie des strassfurtsalz in Reyershausen. – Kali und Steinsalz, 1960, Bd. 1, S. 1–14.
- Braitisch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstatten. – In: Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Berlin; Göttingen; Heidelberg, 1962. Bd. 3.232 S.
- Braitisch O. Salt Deposits: Their origin and composition. B.: Spring.-Verl., 1971.
- Coulter W. US pat. 2656508, cl. 324-71, 1953.
- Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the pacific. - Science, 1967, vol. 157, N 3790, p. 801--803.
- Dreizler I. Mineralogische Untersuchungen an zwei Gipsvorkommen der Werraserie (Zechstein). – Beitr. Miner. und Petrogr., 1962, Bd. 8, S. 323– 338.
- Echle W. Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Stein mergal-Keupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. – Beitr. Miner. und Petogr., 1961, Bd. 8, S. 28–59.
- Flehmig W. The sinthesis of field spatha at tempera-

tures berween 0-80°C, their ordering behaviour and twinning. - J. Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 65, N 1, p. 1-9.

- Fuchtbeuer H., Goldschmidt H. Ein zechstein anhidrit – Profil mit einlagerungen von Montmorilonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. – Heidelberg. Beitr. Miner. und Petrogr., 1956, Bd. 5, S. 187–203.
- Fuchtbauer H., Goldshmidt H. Die Tonminerale der Zechsteinformation. – Beitr. Miner. und Petrogr., 1959, Bd. 6, S. 320–345.
- Grim R.E., Bradley W.F. Structural implications in diagenesis. – Geol. Rdsch., 1955, Bd. 43, S. 469– 474.
- Grim R., Droste I., Bradley W. A mixed-layer clay mineral associated with on evaporite. – Clays and Clay Miner., Proc. th Nat. Conf., 1960, p. 228–236.
- Harder H. Nontronite: sinthesis at low temperatures. J. Chem. Geol., 1976, vol. 18, N 3, p. 169–180.
- Harder H. Sinthesis of iron layer silicates minerals under natural conditions. – Clays and Clay Miner., 1978, vol. 26, N 1, p. 65–72.
- Honeyborne D.B. The clay minerals in the Keuper marl. – Clay Miner. Bull., 1951, vol. 1, N 5, p. 150–155.
- Lapparent I. De Formules structurales at classification des argiles. – Ztschr. Kristallogr., 1937, Bd. 98, S. 233–258.
- Lippman F. Uber einen Keuperton von Zaiserweiher bei Maulbronn. – Heidelberg. Beitr. Miner. und Petrogr., 1954, Bd. 4, S. 130–134.
- Lippman F. Clay minerals from the rot member of the Triassic near Göttingen, Germany. – J. Sediment. Petrol., 1956, vol. 26, p. 125–139.
- Lippman F. Die Tonmineral des Göttingen: Rot. Fortscher. Miner., 1957, Bd. 35, S. 28–30.
- Lippman F. Corrensite, a swelling clay mineral, and its influence on floor heave in tunnels in the Keuper formation. – Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 1976, N 13, p. 65–70.
- Lippman F., Savascin M. Mineralogische . Untersu-

chungen a loeungszuckstanden eines, Wurttembergischer Keupergipsvor-Kommens. – Tschermaks miner. und petrogr. Mitt., 1969, Bd. 13, S. 165– 190.

- Lounsbury R.W. Clay mineralogy of Saline Formation, Detroit Michigan. – In: Symp. on Salt, Northern Ohio Geol. Soc. Cleveland (Ohio), 1963, p. 56–63.
- Lucas J. La transformation des mineraux argileux dans la sedimentation: Etudes sur les argiles du Trias. – Mem. Serv. carte geol., d'Alsace et Lorraine, 1962, N 3.
- Macgdefrau E., Hofmann J. Climmerartige Mineralien als Tonsubstanzen. – Ztschr. Kristallogr., 1937, Bd. 98, Hf. 1, S. 31–59.
- Millot G. Relations entre la constitution at la genese des rockes sedimentaires argileuses. – Trese sci. Nancy at Geol. appl. prospec. miner., 1949, vol. 2, N 2/4, p. 1–32.
- Pundeer G.S. Mineralogy, genesis and diagenesis of a brecciated shaley clay from the Zechatein avaporite series of Germany. – Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 23, p. 65–85.
- Schlenker B. Petrographische Untersuchungen am Gipskeuper und lettenkeuper von Stuttgart. – Oberrhein. Geol. Abh., 1971, Bd. 20, H. 1/2, s. 69–102.
- Seifert F. X-ray powder date for Mg-AI-celadonite (leucophillite) from Barcza, Poland. - Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 19, N 1, p. 93-96.
- Stewart F.H. The permian lower evaporites of Fordon in Yorkschire. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1963, vol. 34, N 1, p. 1–44.
- Stewart F.H. The mineralogy of the Britisch Permian evaporites. — Miner. Mag., 1965, vol. 34, p. 460-470.
- Vivaldi M., MacEwan D. Triassic chlorites from the jura and the catalan coastal range. - Clay Miner. Bull., 1957, vol. 3, p. 177-183.
- Wise W.S., Eugster H.P. Seladonite: synthesis, thermal, stability and occurrense. – Amer. Miner., 1964, vol. 49, p. 1031–1081.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геологическое строение района Старобинского месторождения	5
Припятский прогиб	5 11
	•••
	10
	19
І лава третья	
Методы исследования глинистого вещества из соленосных отложений	28
Глава четвертая	
Минералы глин калиеносных отложений	34
Глава пятая	
Геохимические особенности галопелитов Распределение петрогенных и малых элементов в глинах калиеносных отложений место-	53
рождения	53 57
Глава шестая	
Вопросы генезиса минералов глин	61
Заключение	66
Литература	67
CONTENTS	
Introduction	3
Chapter one	
Geological structure of Starobinskoye area	5
Pripyat trough.	5
Chapter two	
Halopelites in potassium-bearing sediments	19
Chapter three	
Methods of study of clay matter from saliferous deposits	28
Chapter four	
Mineral of clays of potassium-bearing deposits	34
Chapter five	
Geochemical features of halopelites	53 53 57
Chapter six	
Problems of minerals of clays genesis	61
Conclusions	66
Bibliography	67

1р. 10 к.